



**HAL**  
open science

**Mécanismes et évolution des chaînes d'accrétion.  
Exemple des chaînes paléozoïques d'Asie Centrale  
(Junggar Occidental, N-O de la Chine).**

Flavien Choulet

► **To cite this version:**

Flavien Choulet. Mécanismes et évolution des chaînes d'accrétion. Exemple des chaînes paléozoïques d'Asie Centrale (Junggar Occidental, N-O de la Chine).. Tectonique. Université d'Orléans, 2011. Français. NNT: . tel-00658776v1

**HAL Id: tel-00658776**

**<https://theses.hal.science/tel-00658776v1>**

Submitted on 11 Jan 2012 (v1), last revised 21 Mar 2012 (v2)

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**UNIVERSITÉ D'ORLÉANS**



**ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET TECHNOLOGIES**

**INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE D'ORLÉANS**

**THÈSE** présentée par :  
**Flavien CHOLET**

soutenue le : **12 décembre 2011**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université d'Orléans**

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

***Mécanismes et évolution des chaînes d'accrétion.  
Exemple des chaînes paléozoïques d'Asie  
Centrale (Junggar Occidental, N-O de la Chine).***

**THÈSE dirigée par :**

**Michel FAURE**

**Rixiang ZHU**

Professeur, Université d'Orléans

Professeur-Académicien, Chinese Academy of Sciences

**RAPPORTEURS :**

**Karel SCHULMANN**

**Stéphane GUILLOT**

Professeur, Université de Strasbourg

Directeur de Recherche, Université de Grenoble

---

**JURY**

**Jean-Pascal COGNE**

**Stéphane GUILLOT**

**Karel SCHULMANN**

**Wei LIN**

**Wang BO**

**Jacques CHARVET**

**Yan CHEN**

**Michel FAURE**

Professeur, Institut de Physique du Globe, Président du jury

Directeur de Recherche CNRS, Université de Grenoble

Professeur, Université de Strasbourg

Professeur, Chinese Academy of Science

Professeur, Université de Nanjing

Professeur émérite, Université d'Orléans

Professeur, Université d'Orléans

Professeur, Université d'Orléans







---

*INSTITUT DES SCIENCES DE LA TERRE D'ORLEANS, CNRS-UNIVERSITE D'ORLEANS*

*INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS, CHINESE ACADEMY OF SCIENCES*

---

***MECANISMES ET EVOLUTION DES CHAINES D'ACCRETION.***

***EXEMPLE DES CHAINES PALEOZOÏQUES D'ASIE CENTRALE***

***(JUNGGAR OCCIDENTAL, NORD-OUEST DE LA CHINE).***

*THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS*



**Flavien CHOULET**

Sous la direction de Michel Faure, Professeur des Universités à l'Université d'Orléans



---

*« L'examen attentif d'un terrain circonscrit et uniformément accessible fait connaître la prépondérance de certaines formations indépendantes et les limites de leurs rapports mutuels mais lorsqu'un groupe de montagnes occupe une surface de 4400 lieues carrées ou trois fois grande comme la Suisse lorsque la majeure partie du groupe n'a point encore été examinée par des géologues instruits on ne peut rien affirmer d'une manière positive. »*

Alexandre von Humboltz, 1842, L'Asie Centrale



## **REMERCIEMENTS**

---

Mes premiers mots vont pour le Professeur Michel Faure qui m'a guidé non seulement pendant mes trois de thèse, mais aussi lors de mon travail de master. Il m'a apporté sa confiance et son expérience de terrain. Lors de nos discussions jusqu'à tard dans la nuit, j'ai appris du professeur mais surtout de l'homme de précieuses connaissances, qui je le sais, guideront mes pas dans ma future carrière.

Le Professeur Yan Chen a lui aussi fortement contribué à la réussite de cette thèse, grâce à sa disponibilité et à ses conseils prodigués. Je ne saurais me rappeler toutes ces discussions, parfois animées, sur le terrain et au laboratoire, mais à coup sûr ces échanges sont pour beaucoup dans mon développement scientifique.

J'adresse également de profonds remerciements au Professeur Dominique Cluzel, qui, malgré la distance, a su insuffler une orientation originale et attractive à cette étude. Son expérience de terrain a permis d'élaborer une vision alternative à l'origine d'un débat scientifique permanent et stimulant pour ces trois années.

Ce travail n'aurait pu voir le jour sans une collaboration franco-chinoise forte et à tous niveaux. Je remercie tout d'abord les professeurs Lin Wei et Wang Bo qui m'ont guidé non seulement sur le terrain mais aussi lors de mes séjours à Pékin et à Taipei. Grâce à leur encadrement j'ai découvert une culture, certes différente, mais tout aussi intrigante. Je suis également très reconnaissant envers les Professeurs Wang Qingchen, Zhu Rixiang et Wu Fuyuan à Pékin et Bor-Min Jahn à Taipei qui ont contribué, par leur soutien financier et scientifique, à l'aboutissement de ce projet. J'ai aussi une pensée pour les chauffeurs chinois qui nous ont bien guidé sur le terrain et ont toujours montré de l'enthousiasme et de la sympathie, malgré la barrière de langue.

Je tiens aussi à remercier les directeurs successifs de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Bruno Scaillet et Ary Bruand, qui m'ont accueilli au sein du laboratoire et m'ont apporté un appui financier nécessaire à l'obtention et la diffusion des résultats scientifiques. Je salue également la contribution de l'Ecole Doctorale Sciences et Techniques d'Orléans, qui m'a octroyé une bourse d'étude, me permettant ainsi d'effectuer des séjours scientifiques à Pékin et à Taipei.

Ce travail a également bénéficié de l'apport de nombreux collaborateurs. Le Professeur Jacques Charvet, en plus de sa bonne humeur, a mis à disposition sa grande expérience des processus tectoniques géodynamiques à l'origine de la formation des chaînes de montagne. Le Professeur Jean-Pascal Cogné, avec qui j'ai partagé une mission de terrain assez épique, m'a fait

découvrir encore plus le monde des paléomagiciens (oups !!). Je tiens aussi à adresser ma profonde reconnaissance au Professeur Olivier Fabbri, qui depuis le début m'a soutenu et guidé vers une carrière scientifique. Au cours de nos missions dans les Vosges, dans le Morvan ou dans les Hébrides, il m'a fait comprendre que la réussite est le produit du travail, du courage et de l'abnégation, surtout lorsque l'on a les pieds dans la boue et que le vent souffle très fort.

Je remercie les Professeurs Karel Schulmann et Stéphane Guillot, rapporteurs de ce manuscrit, qui ont su, non seulement apprécié sa qualité et son apport pour la connaissance scientifique, mais aussi ont pointé ses limites en suggérant d'intéressantes perspectives de travail.

J'adresse une profonde reconnaissance à toutes les personnes de l'ISTO que j'ai côtoyé durant ces années à Orléans et qui ont, de manière plus ou moins directe, contribué à la réussite de ce travail de thèse. En particulier, je salue Romain Augier, Luc Barbanson, Nicole Le Breton, Charles Gumiaux et Max Vidal. Je remercie également Jean-Gabriel Badin, Sylvain Janiec, Chantale Lecoq et Catherine Leroy.

Mes pensées vont aussi vers les différentes générations de doctorant que j'ai pu rencontré durant mon master et ma thèse. J'ai pu bénéficié de leurs conseils et, à mon tour, j'espère avoir su faire profiter les nouveaux entrants de mon expérience. Je remercie Pierre, Jérémy, Mourad, Paul, Aurore, Fred, Emmanuelle, Nicolas C., Chen Ke, Marlène, Mariem, Chu Yang, Li Guangrong, Anaëlle, Nour, Mickaël, Nicolas B., Matthieu, Damien, Noémie, Gaby, Wei Wei, Leslie, Armel, Nolwenn et Leïla. Chacun a su apporter sa bonne humeur et a permis d'égayer ses quelques années.

Je remercie également ma famille qui m'a soutenu pendant ce travail et qui, bien des années auparavant, avait su m'inculquer l'envie d'avancer, d'apprendre et de partager mes connaissances. J'espère, par ce travail, avoir pu leur donner de la fierté.

Je complimente enfin Julie, qui pendant ces trois années m'a apporté un soutien immense et a su braver les moments difficiles. Elle est pour beaucoup dans l'aboutissement de ce travail, et pour les instants passés et ceux à venir, je la remercie du fond de mon cœur.

---

**SOMMAIRE**


---

|  |           |
|--|-----------|
| <b>INTRODUCTION GENERALE</b>   | <b>17</b> |
| <b>CHAPITRE I : LES CHAINES D'ACCRETION : DEFINITIONS, TYPOLOGIE, EXEMPLES ET IMPLICATIONS POUR LA CROISSANCE CONTINENTALE</b> | <b>21</b> |
| <b>A LES CHAINES D'ACCRETION</b>   | <b>23</b> |
| A.1 DEFINITIONS  | 23        |
| A.2 ELEMENTS CONSTITUTIFS DES CHAINES D'ACCRETION  | 24        |
| A.2.i Le prisme d'accrétion  | 25        |
| A.2.ii L'arc magmatique  | 29        |
| A.2.iii Les bassins en périphéries de l'arc  | 29        |
| A.3 TYPOLOGIE DES CHAINES D'ACCRETION  | 31        |
| A.4 DE LA MARGE A LA CHAINE D'ACCRETION  | 33        |
| <b>B QUELQUES EXEMPLES DE CHAINE D'ACCRETION A TRAVERS LE TEMPS ET L'ESPACE</b>  | <b>36</b> |
| B.1 LES CORDILLERES NORD-AMERICAINES   | 37        |
| B.1.i Structures des chaînes d'accrétion : exemple des cordillères canadiennes   | 39        |
| B.1.ii Paléosubduction de ride : évidences depuis la Californie jusqu'en Alaska  | 40        |
| B.1.iii Déformation et exhumation du complexe d'accrétion : le cas du complexe franciscain                                     | 41        |
| B.1.iv Accrétion et croissance continentale épisodique : exemple de l'Alaska   | 44        |
| B.2 LES TASMANIDES   | 47        |
| B.3 LE CAS DU JAPON  | 50        |
| <b>C LE ROLE DES CHAINES D'ACCRETION DANS LA CROISSANCE DE LA CROUTE CONTINENTALE</b>  | <b>56</b> |
| <b>CHAPITRE II : LES CHAINES D'ACCRETION D'ASIE CENTRALE : MODELES GEODYNAMIQUES ET PROBLEMATIQUE</b>                          | <b>61</b> |
| <b>A INTRODUCTION</b>  | <b>63</b> |
| A.1 LE DOMAINE OURALIEN  | 63        |
| A.2 LE DOMAINE ORIENTAL  | 64        |
| A.3 LE DOMAINE OCCIDENTAL  | 65        |
| A.4 LE PROBLEME DE LA DEFINITION D'UNITES EN ASIE CENTRALE   | 65        |
| <b>B APERÇU GEOLOGIQUE</b>   | <b>68</b> |
| B.1 LE DOMAINE KAZAKH  | 68        |
| B.2 LE TIANSHAN  | 72        |
| B.3 LES CHAINES PERIPHERIQUES DU JUNGGAR   | 73        |
| B.4 LA REACTIVATION DE LA CHAINE   | 75        |
| <b>C LES MODELES D'EVOLUTION PROPOSES</b>  | <b>77</b> |
| C.1 LE MODELE DE L'ARC DE KIPCHAK  | 77        |
| C.2 LES ADAPTATIONS DU MODELE DE KIPCHAK   | 81        |
| C.3 LES MODELES D'ACCRETIONS MULTIPLES ( <i>ARCHIPELAGO MODEL</i> )  | 82        |
| C.4 L'HYPOTHESE DU MICROCONTINENT KAZAKH   | 83        |
| <b>D IMPLICATIONS POUR LA CROISSANCE DE LA CROUTE CONTINENTALE EN ASIE CENTRALE</b>  | <b>87</b> |
| <b>E LIMITES DES MODELES EXISTANTS</b>   | <b>89</b> |
| <b>F PROBLEMATIQUE</b>   | <b>92</b> |



|  |            |
|--|------------|
| <b><u>CHAPITRE III : OBJET ET METHODES : LE JUNGGAR OCCIDENTAL, NECESSITE D'UNE APPROCHE PLURIDISCIPLINAIRE</u></b>  | <b>95</b>  |
| <b>A LE JUNGGAR OCCIDENTAL</b>   | <b>97</b>  |
| A.1 APERÇU GEOLOGIQUE  | 97         |
| A.1.i Présentation des formations  | 97         |
| A.1.ii Structuration du Junggar Occidental   | 103        |
| A.1.iii Magmatisme   | 105        |
| A.2 MODELES EXISTANTS  | 106        |
| A.2.i Modèle de type arc de Kipchak  | 106        |
| A.2.ii Les modèles d'accrétions multiples  | 108        |
| A.2.iii Modèle de subduction de ride   | 112        |
| A.3 LIMITES DES MODELES EXISTANTS  | 115        |
| A.4 OBJECTIFS DE LA THESE  | 117        |
| <b>B APPROCHE PLURIDISCIPLINAIRE</b>   | <b>118</b> |
| B.1 ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE ET ISOTOPIQUE DES ZIRCONS DETRITIQUES   | 118        |
| B.2 ETUDE DE GEOCHIMIE ELEMENTAIRE ET ISOTOPIQUE SUR ROCHE TOTALE  | 120        |
| B.3 MAGNETISME DES ROCHES : MINERALOGIE MAGNETIQUE ET PALEOMAGNETISME  | 120        |
| B.4 PRESENTATION DES ARTICLES  | 121        |
| <br>   |            |
| <b><u>CHAPITRE IV : EVOLUTION GEODYNAMIQUE POLYCYCLIQUE DU JUNGGAR OCCIDENTAL : IMPLICATIONS POUR LA CROISSANCE DE LA CROUTE CONTINENTALE EN ASIE CENTRALE</u></b>                         | <b>123</b> |
| <br>   |            |
| <b>A INTRODUCTION</b>  | <b>125</b> |
| <b>B ARTICLE SOUMIS À TERRA NOVA: NEW CONSTRAINTS ON THE PRE-PERMIAN CONTINENTAL CRUST GROWTH OF CENTRAL ASIA (WEST JUNGGAR, CHINA) BY U-Pb AND Hf ISOTOPIC DATA FROM DETRITAL ZIRCON.</b> | <b>126</b> |
| ABSTRACT   | 126        |
| B.1 INTRODUCTION   | 127        |
| B.2 GEOLOGICAL SETTING AND SAMPLING  | 128        |
| B.3 GEOCHRONOLOGY  | 130        |
| B.3.i U-Pb dating of detrital zircons  | 131        |
| B.3.ii U-Pb dating of magmatic zircons   | 133        |
| B.4 ZIRCON LU–Hf ISOTOPE DATA  | 133        |
| B.5 DISCUSSION   | 135        |
| B.5.i Maximum ages of sedimentation  | 135        |
| B.5.ii Zircon provenance   | 136        |
| B.5.iii A polycyclic model for West Junggar  | 137        |
| B.5.iv Crustal evolution of West Junggar and implication for the Altaids   | 138        |
| <b>C CONCLUSION</b>  | <b>139</b> |
| <br>   |            |
| <b><u>CHAPITRE V : L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU JUNGGAR OCCIDENTAL AU PALEOZOÏQUE INFERIEUR</u></b>   | <b>141</b> |
| <br>   |            |
| <b>A INTRODUCTION</b>  | <b>143</b> |
| <b>B ARTICLE À SOUMETTRE : STRUCTURE AND EVOLUTION OF THE EARLY PALAEOZOIC ACCRETIONARY COMPLEXES IN WEST JUNGGAR AND THEIR PLACE WITHIN THE ALTAIDS COLLAGE.</b>                          | <b>144</b> |
| ABSTRACT   | 144        |

|  |            |
|--|------------|
| B.1 INTRODUCTION   | 145        |
| B.2 AN OUTLINE OF THE EARLY PALAEOZOIC UNITS OF WEST JUNGGAR               | 148        |
| B.2.i The Chingiz-Tarbagatay Unit  | 149        |
| B.2.ii The Mayila Unit   | 153        |
| B.2.iii The Tangbale Unit  | 157        |
| B.3 SAMPLING AND RESULTS   | 160        |
| B.3.i U-Pb geochronology   | 161        |
| B.3.ii Lu-Hf isotope compositions  | 164        |
| B.4 DISCUSSION – THE EARLY PALAEOZOIC GEODYNAMIC EVOLUTION OF WEST JUNGGAR | 169        |
| B.4.i Detrital zircons maximum deposition ages                             | 169        |
| B.4.ii Potential zircon sources  | 169        |
| B.4.iii Architecture of the Early Palaeozoic accretionary complexes        | 172        |
| B.4.iv Correlations with eastern Kazakhstan                                | 175        |
| B.4.v A possible geodynamical scenario for West Junggar complexes          | 176        |
| B.5 CONCLUSION   | 179        |
| <b>C CONCLUSION</b>  | <b>181</b> |

---

**CHAPITRE VI : L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU JUNGGAR OCCIDENTAL AU PALEOZOÏQUE SUPERIEUR** **183**

---

|  |            |
|--|------------|
| <b>A INTRODUCTION</b>  | <b>185</b> |
| <b>B ARTICLE ACCEPTE A GONDWANA RESEARCH: FROM OBLIQUE ACCRETION TO TRANSPRESSION IN THE EVOLUTION OF THE ALTAID COLLAGE: NEW INSIGHTS FROM WEST JUNGGAR, NORTHWESTERN CHINA</b> | <b>186</b> |
| ABSTRACT   | 186        |
| B.1 INTRODUCTION   | 187        |
| B.2 GEOLOGICAL OUTLINE   | 189        |
| B.2.i Central Asia   | 189        |
| B.2.ii West Junggar  | 190        |
| B.3 AGE AND NATURE OF THE WEST KARAMAY UNIT  | 193        |
| B.3.i The turbidite series   | 193        |
| B.3.ii The graywacke mass flows  | 196        |
| B.3.iii Ophiolitic and sedimentary mélanges  | 197        |
| B.3.iii.a The Dalabute mélange   | 197        |
| B.3.iii.b The Karamay mélange  | 200        |
| B.3.iv Magmatic and tectonic features of the West Karamay Unit   | 200        |
| B.4 NEW STRUCTURAL EVIDENCE FOR TRANSPRESSION  | 201        |
| B.4.i Mega scale structures of the West Karamay Unit   | 201        |
| B.4.ii Mesoscale and microscale structures in the West Karamay Unit  | 204        |
| B.4.ii.a Polyphase ductile shearing within limestone olistoliths   | 204        |
| B.4.ii.b Evidence for folds with vertical axes in turbidites.  | 207        |
| B.5 DISCUSSION   | 207        |
| B.5.i The West Karamay Unit: a single Carboniferous accretionary complex   | 207        |
| B.5.ii Timing of the deformation   | 209        |
| B.5.iii Oblique subduction driven by oroclinal bending   | 212        |
| B.6 CONCLUSION   | 215        |
| AKNOWLEDGEMENTS  | 216        |
| <b>C CONCLUSION</b>  | <b>217</b> |

|  |            |
|--|------------|
| <b>CHAPITRE VII : EVOLUTION TARDI- A POST-OROGENIQUE DES CHAINES D'ACCRETION D'ASIE CENTRALE</b>   | <b>219</b> |
| <b>A INTRODUCTION</b>  | <b>221</b> |
| <b>B ARTICLE ACCEPTÉ À JOURNAL OF ASIAN EARTH SCIENCES: LATE PALEOZOIC PALEO GEOGRAPHIC RECONSTRUCTION OF WESTERN CENTRAL ASIA BASED UPON PALEOMAGNETIC DATA AND ITS GEODYNAMIC IMPLICATIONS</b> | <b>223</b> |
| ABSTRACT   | 223        |
| B.1 INTRODUCTION   | 224        |
| B.2 GEOLOGICAL SETTING AND PALEOMAGNETIC SAMPLING  | 226        |
| B.2.i The Junggar basin  | 227        |
| B.2.ii North Tian Shan   | 227        |
| B.2.iii West Junggar Mountains   | 228        |
| B.2.iv Paleomagnetic sampling  | 229        |
| B.3 PALEOMAGNETIC STUDY  | 230        |
| B.3.i Laboratory processing  | 230        |
| B.3.ii Magnetic mineralogy   | 232        |
| B.3.iii Paleomagnetic directional data   | 233        |
| B.3.iii.a Paleomagnetic data from South Junggar  | 235        |
| B.3.iii.b West Junggar Mountains   | 235        |
| B.4 DISCUSSION   | 237        |
| B.4.i Reliability and age of the magnetic remanence  | 237        |
| B.4.ii Comparison with previous paleomagnetic results  | 240        |
| B.4.iii Relative motions between blocks  | 241        |
| B.4.iv Tectonic implications   | 244        |
| B.4.v Tentative reconstruction   | 248        |
| B.4.v.a Carboniferous (before 320 Ma; Fig. 7.B.11a)  | 249        |
| B.4.v.b Late Carboniferous-Early Permian (between 320 and 280; Fig. 7.B.11b)   | 250        |
| B.4.v.c Late Permian (between 280 and 260; Fig. 7.B.11c)   | 250        |
| B.4.v.d Present (Fig. 7.B.11d)   | 250        |
| B.5 CONCLUSIONS  | 251        |
| ACKNOWLEDGEMENTS   | 251        |
| <b>C ARTICLE À SOUMETTRE: FIRST TRIASSIC PALAEO MAGNETIC CONSTRAINTS FROM JUNGGAR (NW CHINA) AND THEIR IMPLICATIONS FOR MESOZOIC TECTONICS IN CENTRAL ASIA.</b>                                  | <b>253</b> |
| ABSTRACT   | 253        |
| C.1 INTRODUCTION   | 254        |
| C.2 GEOLOGICAL SETTING   | 255        |
| C.2.i Northwestern China   | 255        |
| C.2.ii North Tianshan  | 257        |
| C.2.iii West Junggar   | 259        |
| C.3 PALAEO MAGNETIC SAMPLING AND METHODS   | 260        |
| C.4 ANALYTIC RESULTS   | 265        |
| C.4.i Magnetic mineralogy  | 265        |
| C.4.ii Anisotropy of the magnetic susceptibility   | 269        |
| C.4.iii Palaeomagnetic directions  | 270        |
| C.5 DISCUSSION   | 276        |
| C.5.i Reliability of results and age of the magnetisation  | 276        |

|  |            |
|--|------------|
| C.5.ii Relative motions between blocks of northwestern China | 280        |
| C.5.iii The Early Triassic single rigid Junggar block        | 282        |
| C.5.iv Mesozoic Tectonics in northwestern China              | 283        |
| C.6 CONCLUSION   | 288        |
| <b>D CONCLUSION</b>  | <b>289</b> |

---

## **CHAPITRE VIII DISCUSSION : MECANISMES D'ACCRETION ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE**

---

291

|  |            |
|--|------------|
| <b>A MECANISMES DE FORMATION ET ARCHITECTURE DES CHAINES D'ACCRETION DU JUNGGAR OCCIDENTAL</b> | <b>293</b> |
| A.1 DEVELOPPEMENT ET STRUCTURE DES COMPLEXES D'ACCRETION                                       | 293        |
| A.2 CHRONOLOGIE DE L'ACCRETION ET MECANISMES D'ARRET DE LA SUBDUCTION                          | 294        |
| <b>B MODELE D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU JUNGGAR OCCIDENTAL</b>                                 | <b>296</b> |
| B.1 ORDOVICIEN MOYEN.  | 296        |
| B.2 SILURIEN INFERIEUR   | 298        |
| B.3 DEVONIEN INFERIEUR   | 298        |
| B.4 DEVONIEN SUPERIEUR   | 299        |
| B.5 CARBONIFERE INFERIEUR  | 299        |
| B.6 CARBONIFERE SUPERIEUR  | 299        |
| B.7 PERMIEN INFERIEUR  | 301        |
| <b>C PLACE DU JUNGGAR OCCIDENTAL DANS LE CADRE DES ALTAIDES OCCIDENTALES</b>                   | <b>303</b> |
| C.1 RELATIONS JUNGGAR OCCIDENTAL -KAZAKHSTAN   | 303        |
| C.2 RELATIONS JUNGGAR OCCIDENTAL -TIANSHAN   | 305        |
| C.3 RELATIONS JUNGGAR OCCIDENTAL – JUNGGAR ORIENTAL  | 305        |
| <b>D MECANISMES ET CHRONOLOGIE DE LA CROISSANCE DE LA CROUTE CONTINENTALE</b>                  | <b>307</b> |
| <b>CONCLUSION ET PERSPECTIVES</b>  | <b>309</b> |
| <b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>   | <b>313</b> |

---

## **METHODOLOGIE DETAILLEE ET DONNEES COMPLEMENTAIRES**

---

357

|  |            |
|--|------------|
| <b>A MAGNETISME DES ROCHES</b>                               | <b>359</b> |
| A.1 LE CHAMP MAGNETIQUE TERRESTRE                            | 359        |
| A.1.i Principes physiques du magnétisme                      | 359        |
| A.1.i.a Définitions  | 359        |
| A.1.i.b Le potentiel magnétique                              | 360        |
| A.1.ii Le magnétisme terrestre                               | 360        |
| A.1.ii.a Composantes et champs de référence                  | 360        |
| A.1.ii.b Origines du magnétisme terrestre                    | 361        |
| A.1.ii.c Le champ magnétique dipolaire centré                | 361        |
| A.1.ii.d Le champ non dipolaire et les variations séculaires | 362        |
| A.2 L'AIMANTATION DES ROCHES                                 | 362        |
| A.2.i L'aimantation à l'échelle de l'atome                   | 362        |
| A.2.i.a Définitions  | 362        |
| A.2.ii.b L'aimantation induite                               | 363        |
| A.2.i.c L'aimantation rémanente                              | 364        |
| A.2.i.d Les énergies d'échange et la stabilité magnétique    | 365        |

|   |            |
|---|------------|
| A.2.i.e Les domaines magnétiques  | 365        |
| A.2.ii L'aimantation à l'échelle du minéral et dans la roche                            | 366        |
| A.2.ii.a Les principaux minéraux magnétiques et leurs paramètres                        | 366        |
| A.2.ii.b L'aimantation des roches   | 367        |
| A.2.ii.c La stabilité de l'aimantation des roches et les différents types d'aimantation | 368        |
| A.2.iii Méthodes indirectes de détermination de la minéralogie magnétique               | 370        |
| A.2.iii.a Mesure de la susceptibilité magnétique et thermomagnétisme                    | 370        |
| A.2.iii.b Aimantation rémanente isotherme   | 372        |
| A.2.iii.c Méthode de Lowrie   | 372        |
| A.2.iii.d Cycles d'hystérésis   | 373        |
| A.3 L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE  | 374        |
| A.3.i Principes   | 374        |
| A.3.ii Mesure de l'ASM  | 374        |
| A.3.iii Traitement statistique et fabriques magnétiques                                 | 375        |
| A.3.iv Applications de l'ASM  | 376        |
| A.4 LE PALEOMAGNETISME  | 376        |
| A.4.i L'échantillonnage et l'acquisition de la rémanence                                | 377        |
| A.4.i.a Stratégie d'échantillonnage   | 377        |
| A.4.i.b Prélèvement et corrections  | 377        |
| A.4.i.c Technique de désaimantation   | 377        |
| A.4.i.d Mesures en laboratoire de la rémanence  | 378        |
| A.4.ii Les directions paléomagnétiques et leur signification                            | 379        |
| A.4.ii.a Analyses statistiques de la direction  | 379        |
| A.4.ii.b Correction de pendage et direction paléomagnétique                             | 379        |
| A.4.ii.c Tests paléomagnétiques, aimantation primaire et réaimantation                  | 380        |
| A.4.iii Pôles paléomagnétiques  | 381        |
| <b>B GEOCHRONOLOGIE U-PB SUR ZIRCONS ET ANALYSES ISOTOPIQUES LU-Hf SUR ZIRCONS</b>      | <b>383</b> |
| B.1 GEOCHRONOLOGIE U-TH-PB SUR ZIRCON   | 383        |
| B.1.i Structure, composition et formation des zircons                                   | 383        |
| B.1.i.a Structure d'un cristal de zircon  | 383        |
| B.1.i.b Composition chimique des zircons et implications                                | 383        |
| B.1.i.c Morphologie et textures internes  | 384        |
| B.1.i.d Pétrogenèse des zircons et conservation au cours des processus géologiques      | 386        |
| B.1.ii Utilisation du zircon comme géochronomètre                                       | 388        |
| B.1.ii.a Principes de géochronologie U-Th-Pb  | 388        |
| B.1.ii.b Méthode LA-ICPMS   | 388        |
| B.1.ii.c Analyses LA-ICPMS  | 390        |
| B.1.ii.d Corrections et modes de représentation   | 390        |
| B.1.iii Etude des zircons magmatiques   | 391        |
| B.1.iv Etude des zircons détritiques  | 392        |
| B.1.iv.a Principe de l'étude  | 392        |
| B.1.iv.b Echantillonnage, préparation et analyse  | 392        |
| B.1.iv.c Représentation graphique et traitement statistique                             | 393        |
| B.1.iv.d Signification des âges et implication dans les études de provenance            | 393        |
| B.2 DETERMINATION DES ISOTOPES LU-Hf SUR ZIRCONS  | 394        |
| B.2.i Le système Lu-Hf  | 394        |
| B.2.ii Les isotopes de l'hafnium dans le zircon   | 394        |

|  |            |
|--|------------|
| B.2.ii Mesures des isotopes du lutétium et de l'hafnium  | 395        |
| B.2.ii.a Appareillage et principe de la méthode LA-ICPMS | 395        |
| B.2.ii.b Analyse et traitement des données               | 395        |
| B.2.iii Utilisation des isotopes de l'hafnium            | 395        |
| <b>C DONNEES COMPLEMENTAIRES</b>                         | <b>399</b> |



---

## INTRODUCTION GENERALE

---

L'étude des processus orogéniques est un outil fondamental pour comprendre et interpréter le paysage géologique actuel. Notre connaissance de ces mécanismes est directement issue de la théorie de la tectonique des plaques, qui illustre la formation des chaînes de montagnes. Classiquement, les chaînes alpines ou himalayennes sont le résultat de la rencontre entre deux plaques continentales à l'origine de la création de relief. Ce schéma simple n'est cependant pas toujours vérifié, puisque de vastes domaines orogéniques ne peuvent être expliqués une simple collision continentale. Les chaînes dites d'accrétion se développent le long des zones de subduction et leur architecture est essentiellement contrôlée par la dynamique à l'interface des plaques inférieures et supérieures. Ces chaînes d'accrétion présentent des unités récurrentes, qui correspondent à des reliques d'arc magmatique ou de prisme d'accrétion, semblables à ceux observés dans les zones de subduction modernes. L'interruption du processus de subduction résulte de la collision de microcontinents et d'arcs insulaires ou d'un changement cinématique à grande échelle, entraînant une consolidation de la chaîne. Comme les zones de subduction représentent des sites majeurs de transfert de matériel d'origine mantellique dans la croûte, le développement des chaînes d'accrétion contribue à la croissance de la croûte continentale. L'étude des chaînes d'accrétion est donc fondamentale pour comprendre l'évolution de la croûte au cours de l'histoire de la Terre.

La vaste région de l'Asie Centrale est occupée par le collage tectonique des Altaïdes qui s'étend de l'Oural au Pacifique. De nombreuses chaînes d'accrétion se sont développées au sein de ce domaine bordé par les cratons Siberia, Baltica, Alay, Tarim et Chine du Nord. Les modèles géodynamiques actuellement envisagés s'appuient sur la reconnaissance d'unités tectonostratigraphiques, mais les schémas d'évolution proposés sont diamétralement opposés. Le modèle monocyclique de l'arc de Kipchak (**Sengör et al., 1993 ; Sengör et al., 1996a**) suggère une unique subduction sur plusieurs milliers de kilomètres qui aurait été active tout au long du Paléozoïque. La chaîne d'accrétion ainsi formée aurait ensuite été dilacérée par les décrochements permien pour donner la géométrie complexe actuelle. A l'inverse, le puzzle d'Asie Centrale a été interprété comme un collage d'arc insulaires et de microcontinents indépendants, selon une configuration proche de l'actuel Ouest Pacifique (**Mossakovsky et al., 1993 ; Filippova et al., 2001 ; Badarch et al., 2002 ; Kheraskova et al., 2003 ; Xiao et al., 2008 ; 2010**). Les nombreux modèles proposés diffèrent par la durée des processus de subduction, par la nature des marges actives (marges continentales ou arcs insulaires) et par la



chronologie du collage. Quel que soit le modèle envisagé, les différents auteurs considèrent qu'un large volume de croûte continentale a été formé durant le Paléozoïque, non seulement au niveau des zones de subduction (Sengör et al., 1993), mais aussi par la contribution du magmatisme post-orogénique (Jahn et al., 2000a ; Jahn, 2004). Cependant, il existe relativement peu d'informations détaillées permettant d'appréhender les mécanismes et la chronologie de la croissance de la croûte continentale en Asie Centrale. Les modèles disponibles fournissent une vision schématique à grande échelle de l'histoire géodynamique des Altaïdes, mais l'image renvoyée est peu en accord avec la réalité géologique. En outre, l'absence de données structurales, stratigraphiques et géochronologiques ne permet pas de contraindre l'architecture et l'évolution des chaînes d'accrétion, dont la connaissance est nécessaire à l'évaluation du phénomène de croissance de la croûte continentale.

L'objectif de ce travail est de caractériser l'évolution d'un segment des Altaïdes, le Junggar Occidental (nord-ouest de la Chine), afin d'établir les mécanismes de formation des chaînes d'accrétion d'Asie Centrale et leur rôle dans l'évolution de la croûte continentale. Ce travail nécessite de s'affranchir des modèles géodynamiques existants et d'adopter une approche pluridisciplinaire, nécessaire à l'intégration de l'ensemble des données disponibles. L'analyse structurale et l'outil paléomagnétique permettent ainsi de contraindre l'architecture de la chaîne d'accrétion dont l'évolution géodynamique sera retracée grâce à l'apport de nouvelles données géochronologiques et géochimiques. Parmi ces méthodes, l'utilisation des données géochronologiques et isotopiques des zircons détritiques des complexes d'accrétion, fréquemment utilisée dans les chaînes de subduction modernes, mais relativement inédite pour le collage des Altaïdes, se révèle être un outil puissant pour contraindre la stratigraphie, la paléogéographie et l'évolution de la croûte continentale.

Le **chapitre 1** est essentiellement consacré à une revue des connaissances sur les chaînes d'accrétion, basée sur la description des éléments constitutifs de ces chaînes. Les mécanismes observés dans les chaînes d'accrétion sont abordés au travers d'exemples régionaux choisis et permettent d'introduire les relations entre chaînes d'accrétion et croissance de la croûte continentale. Le **chapitre 2** présente la géologie des Altaïdes Occidentales et les modèles géodynamiques actuellement proposés. Les limites affichées par ces modèles permettent d'introduire les trois objectifs de ce travail : 1) caractériser des chaînes d'accrétion, 2) établir la chronologie et les mécanismes de la croissance de la croûte continentale et 3) proposer un modèle géodynamique intégré. Le **chapitre 3** donne un aperçu de l'objet d'étude : le Junggar Occidental. La problématique scientifique spécifique à cette

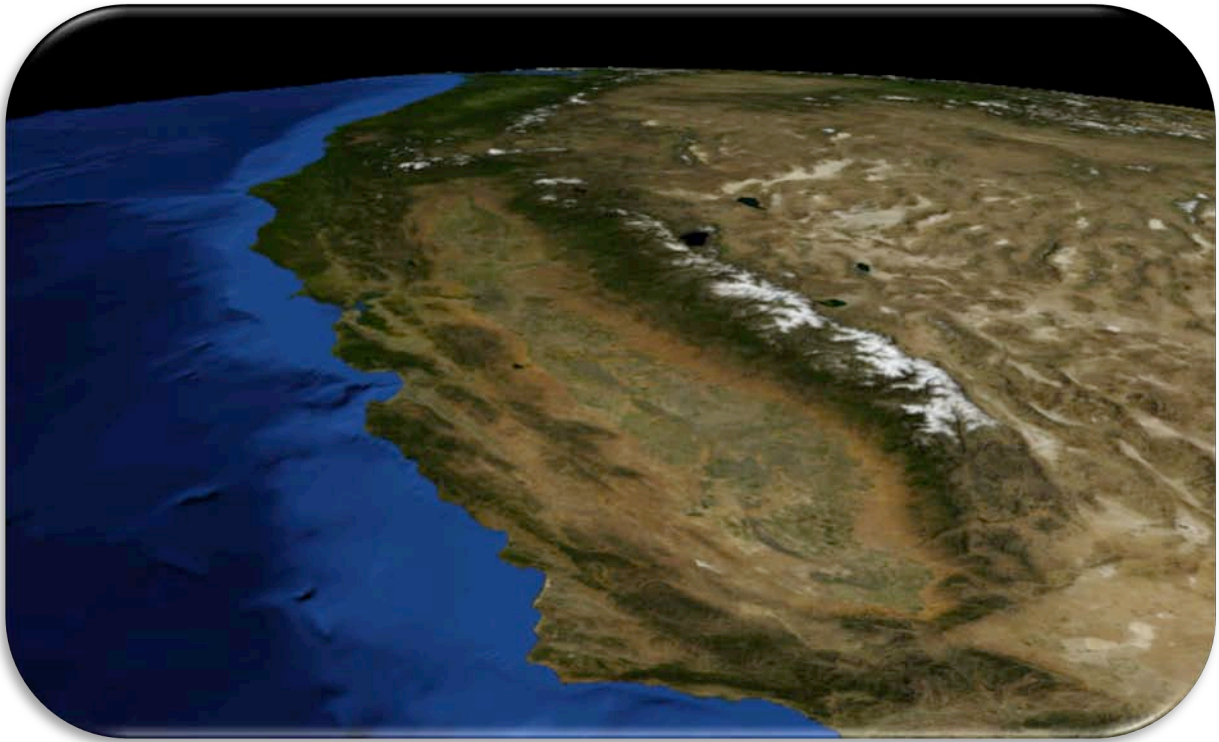
région repose sur les imprécisions des scénarios géodynamiques disponibles dans la littérature, qui souffrent cruellement de l'absence de données structurales, géochronologiques, géochimiques et stratigraphiques. Ce chapitre expose également la méthodologie suivie par ce travail, le détail des outils utilisés étant présenté en annexe.

Les **chapitres 4 à 7** s'articulent autour de cinq articles publiés, soumis ou en préparation. Le **chapitre 4** étudie de manière globale l'évolution géologique du Junggar Occidental. Les résultats, basés essentiellement sur l'étude géochronologique et isotopique des zircons détritiques des complexes d'accrétion sont en faveur d'un scénario polycyclique du Junggar Occidental. Le premier cycle d'âge Paléozoïque inférieur est décrit dans le **chapitre 5**, qui s'appuie sur une étude pluridisciplinaire dans trois massifs du Junggar Occidental. Le **chapitre 6**, consacré au cycle d'âge Paléozoïque supérieur, présente aussi des données pluridisciplinaires, mais utilise également la reconstruction cinématique proposée dans le chapitre suivant. L'évolution tardi à post-orogénique de l'Asie Centrale et la réactivation tectonique en domaine intracontinental sont exposées dans le **chapitre 7**, essentiellement basé sur les nouvelles données paléomagnétiques obtenues durant ce travail de thèse.

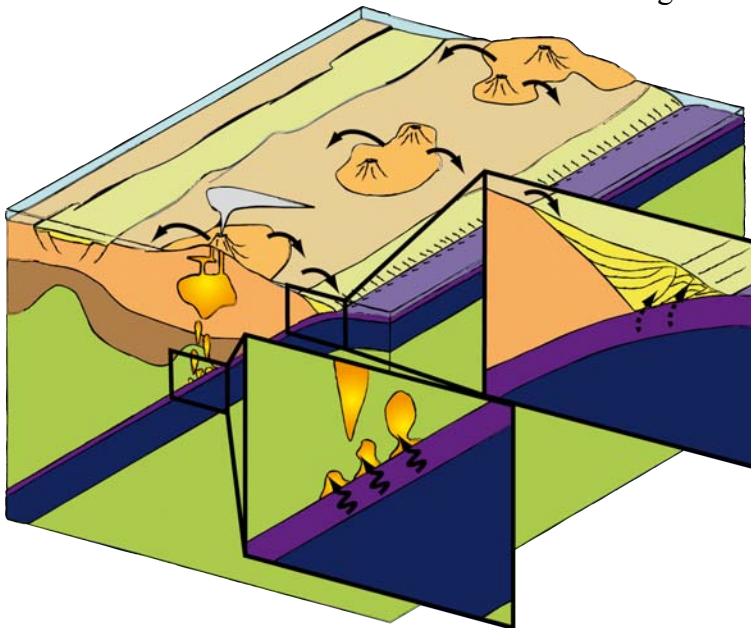
Le **chapitre 8** est consacré à la synthèse des résultats et à la présentation des mécanismes à l'origine du puzzle géologique de l'Asie Centrale. Le modèle géodynamique proposé intègre l'ensemble des données géologiques disponibles et soulève aussi les questions à examiner au cours de futures études. Enfin, ce travail représente une contribution majeure à la connaissance de la croissance de la croûte continentale en Asie Centrale.



**CHAPITRE 1 : LES CHAINES D'ACCRETION : DÉFINITIONS, TYPOLOGIE, EXEMPLES ET IMPLICATIONS POUR LA CROISSANCE CONTINENTALE**



Le collage tectonique du nord de la Californie



Mécanismes de subduction



## A Les chaînes d'accrétion

### A.1 Définitions

Dans le schéma classique du cycle de Wilson (**Wilson, 1966**), la formation d'une chaîne de montagnes (orogénie ou orogénèse) est le produit de l'ouverture puis de la fermeture d'un océan. La fin du cycle orogénique est marquée par la collision de deux masses continentales, ce qui entraîne la création de relief à la limite de plaques. Ce schéma permet d'expliquer de manière simple l'origine des chaînes alpines ou himalayenne (**Dewey, 1969** ; **Sengör, 1990**), mais pour de nombreux autres cas, ce modèle se révèle inadapté. En effet, la variabilité lithologique, tectonique, magmatique ou encore métamorphique de certaines chaînes (Japon, Cordillères Américaines, Asie Centrale) ne peut pas être le résultat d'une simple collision continentale. De nombreux modèles accompagnés d'une nomenclature parfois obscure ont été proposés : *Pacific-type* (**Matsuda & Uyeda, 1971**), puis *Miyashiro-type* (**Maruyama 1997**) au Japon, *West-Pacific type* (**Crook, 1974**) puis *Turkic-type* (**Sengör & Okurogullan, 1991** ; **Sengör, 1993**) en Asie Centrale, *Cordilleran-type*, *Andean-type* ou *B-type subduction* (**Bally, 1975** ; **Ernst, 2005**) dans les Cordillères Américaines. Malgré cette apparente complexité, ces chaînes, qu'elles soient anciennes ou encore en formation, résultent de l'accrétion de matériaux d'origine diverse en contexte de subduction, et ainsi elles sont regroupées sous le terme de chaînes d'accrétion (*accretionary orogen*). Elles sont aussi appelées parfois chaînes de subduction.

La formation d'une chaîne d'accrétion se déroule en plusieurs étapes. L'initiation de l'orogénèse débute avec la mise en place d'une zone de subduction (transformation d'une marge passive en marge active, subduction intra-océanique au niveau d'une dorsale). La durée de fonctionnement de cette zone de subduction varie de quelques dizaines de millions d'années à plusieurs centaines de millions d'années (**Condie, 2007**). Au cours de cet intervalle de temps, une quantité importante de matériaux pourra être accrétée à la marge continentale active ou à l'arc insulaire. Les objets susceptibles d'être amalgamés sont des éléments de la lithosphère océanique (croûte océanique, manteau supérieur, plateau océanique et guyot), des fragments continentaux ou des arcs (**Cawood et al., 2009**). L'événement terminal orogénique correspond généralement à la collision entre deux continents ou cratons. Il existe cependant une confusion générale entre cet épisode terminal de collision, et la collision continentale au sens alpin ou himalayen. En effet, si les chaînes de collision résultent de la rencontre entre deux masses continentales, cette dernière peut aussi être précédée d'une

phase d'accrétion plus ou moins complexe. Les Appalaches, la chaîne Varisque ou encore les Calédonides sont considérées comme des chaînes de collision, mais de nombreux éléments suggèrent une évolution précoce, marquée par l'accrétion de microcontinents ou d'arcs insulaires (Keppie et al., 1996 ; van Staal, 1998 ; Murphy et al., 1999 ; Matte, 2001 ; Oliver, 2001 ; Faure et al., 2005). Même l'Himalaya, souvent considérée comme l'exemple type de la chaîne de collision a enregistré l'accrétion précoce de l'arc du Kohistan (Khan et al., 2009). De manière identique, de nombreuses chaînes d'accrétion (Asie centrale, Bouclier Arabo-Nubien, Cordillères Nord Américaines) montrent des évidences de collision (entre microcontinent et marge continentale ou entre microcontinents) au cours du processus d'accrétion (Charvet et al., 1985 ; 2007 ; Plafker et al., 1994 ; Badarch et al., 2002). Ces exemples soulèvent le problème de la terminologie des chaînes de montagnes, la frontière entre chaîne d'accrétion et chaîne de collision étant souvent mince. Par souci de clarté, les épisodes intermédiaires et terminaux de collision au cours de l'évolution d'une chaîne d'accrétion sont souvent appelés collage. Ce terme est particulièrement adapté à certaines orogénèses d'accrétion (Asie Centrale, Alaska, Tasmanides) dans la mesure où l'amalgamation finale des blocs continentaux n'engendre que peu d'épaississement crustal lors de la tectonique tangentielle ; il s'agit simplement d'une juxtaposition latérale de blocs, accommodée par des décrochements (Sengör et al., 1993).

## A.2 Eléments constitutifs des chaînes d'accrétion

Les chaînes d'accrétion se forment au niveau des zones de subduction. La connaissance des processus d'accrétion et de la structure de ces chaînes découle principalement de l'étude des analogues modernes, principalement concentrés autour de l'Océan Pacifique. Si les chaînes modernes sont relativement étroites (par exemple la chaîne Andine), les anciennes chaînes d'accrétion peuvent apparaître relativement larges du fait des déformations syn- à post-accrétion. En plus des unités exotiques accrétées (microcontinents, arcs insulaires, plateaux océaniques), les chaînes d'accrétion comprennent les unités d'accrétion (paléo-prismes d'accrétion), les unités d'arc magmatique, ainsi que les reliques des bassins d'avant- et arrière-arc. La caractérisation de ces unités, dans les anciennes chaînes d'accrétion, est principalement basée sur la comparaison avec les processus observés dans les chaînes actuelles (*Fig. 1.A.1*).

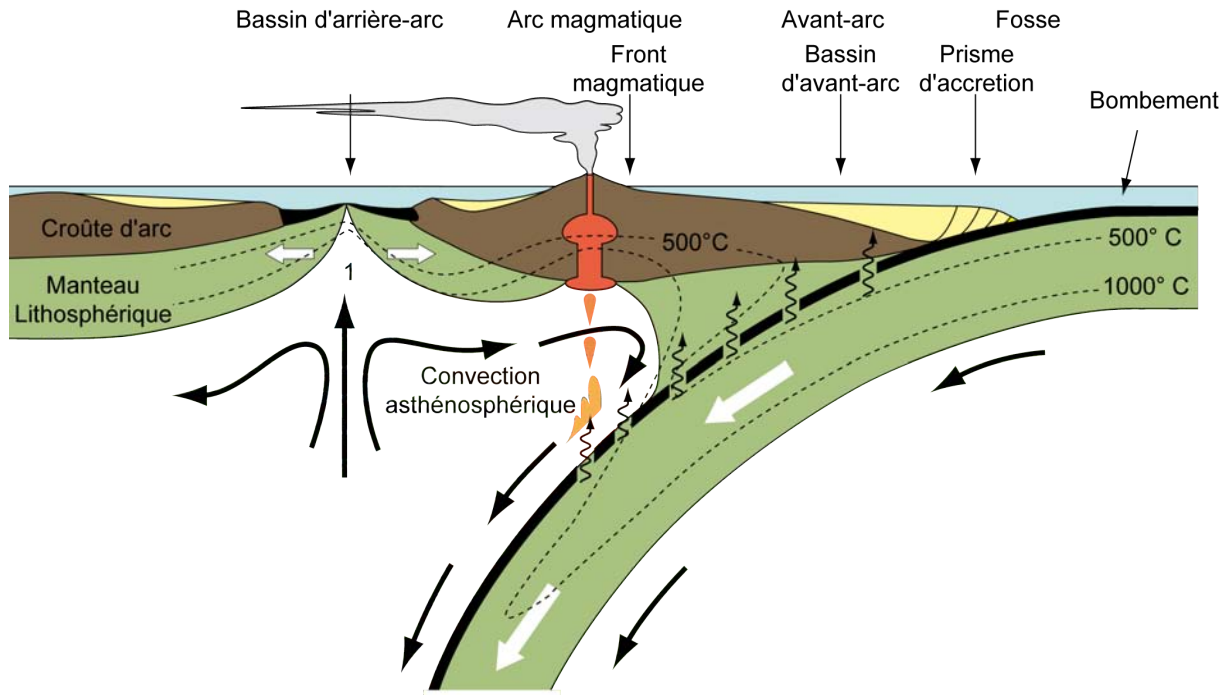


Figure 1.A.1 Schéma simplifié d'une zone de subduction idéale. Les flèches noires illustrent les flux de matière dans l'asthénosphère. Les isothermes 500°C et 1000°C montrent une invagination caractéristique des zones de subduction. La déshydratation du panneau plongeant est à l'origine du magmatisme d'arc dans la plaque supérieure.

#### A.2.i Le prisme d'accrétion

L'élément principal d'une chaîne d'accrétion est le prisme d'accrétion ou complexe d'accrétion (*accretionary wedge, complex or prism*), qui marque la limite entre la plaque plongeante et la plaque supérieure (Fig. 1.A.2). A première vue, ce prisme peut être considéré comme un bourrelet orogénique formé de matériaux océaniques rabotés lors de la subduction (Seely et al., 1974 ; Karig & Sharman, 1975). Cette vision est cependant fautive, car la majeure partie du prisme est composée de sédiments d'origine continentale issus de l'érosion de la plaque supérieure. Ces sédiments détritiques, plus ou moins stratifiés montrent une grande variabilité granulométrique, mais les faciès dominants sont les turbidites. Puisque la plaque supérieure porte l'arc magmatique, la composition des turbidites est largement volcanoclastique. D'autres sédiments, issus des deltas sous-marins de grands fleuves peuvent aussi nourrir le prisme d'accrétion. L'Orénoque ou le Gange contribuent ainsi à la croissance des prismes de la Barbade ou de Sumatra (Parra et al., 1997 ; Allen et al., 2008 ; Callec et al., 2010). L'interface entre le prisme d'accrétion et la plaque plongeante est caractérisée par le chenal de subduction, dans lequel les éléments accrétés peuvent être recyclés dans le manteau (Fig. 1.A.2) ou sous-plaqués.



Les sédiments du prisme sont associés aux éléments arrachés à la lithosphère océanique entrée en subduction (Seely et al., 1974 ; Kimura & Ludden, 1995). Tous les composants d'une plaque océanique peuvent être incorporés de manière fragmentaire au sein du prisme (Moore & Silver, 1987) ou sous forme d'unités cohérentes (Kimura & Mukai, 1991 ; Matsuda & Isozaki, 1991) : le manteau supérieur représenté par les roches ultramafiques, la croûte océanique constituée de gabbros et de basaltes et la couverture océanique (sédiments hémipélagiques, chert *s.l.* et sédiments détritiques). Les caractéristiques géochimiques des roches mafiques incluses dans le prisme d'accrétion montrent que les ophiolites sont accompagnées de certains éléments du plancher océaniques, tels que les guyots ou les plateaux océaniques (Ballance et al., 1989 ; Cawood, 1990 ; Kimura et al.,

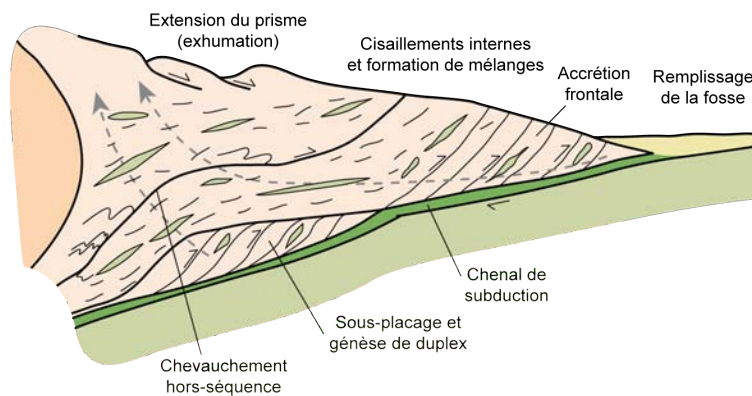


Figure 1.A.2 Coupe d'un prisme d'accrétion idéal (modifié d'après Kusky et al., 1997b). Ce schéma illustre les deux mécanismes d'accrétion de sédiments (accrétion frontale et sous-charriage) et le changement de régime de déformation au sein du prisme (compression *versus* extension). Les flèches en pointillés indiquent le trajet idéal d'une particule au cours du temps.

1994). La subduction de ce type d'objet a généralement des conséquences importantes sur l'allure du prisme, comme le montrent les analogues modernes (Oshima et al., 1985 ; Cadet et al., 1987 ; Lallemand et al., 1989 ; Dominguez et al., 1998).

La couverture carbonatée recouvrant parfois les monts sous-marins pourra elle aussi être accrétée (Isozaki et al., 1990).

L'incorporation de fragments d'origine exotique conduit à la formation de mélange (Fig. 1.A.2). Un mélange peut être défini comme une association de roches dures (blocs) au sein d'une matrice schisteuse (Greenly, 1919 ; Hsü, 1966 ; 1968 ; 1974 ; Silver & Beutner, 1980). En fonction de la nature des blocs, de leur forme et du degré chaotique de la série, différents types de mélange (*mélange, olistostrome, tectonic mélange, ophiolitic mélange, broken formation, etc.*) ont été distingués (Raymond, 1984), selon une classification plus descriptive que génétique. Dans les prismes d'accrétion, les mélanges sont caractérisés par des blocs de gabbro, chert, basalte ou roches sédimentaires emballés dans une matrice sédimentaire ou serpentineuse. La structure d'un mélange résulte non seulement de l'accrétion de matériaux à l'état fragmentaire, mais elle est fortement influencée par le contraste de viscosité entre les blocs et la matrice et par le régime tectonique affectant le prisme. Le

développement des mélanges peut être associé au fluage de la matière (Cloos, 1982 ; 1984) au sein du prisme sous forme de protrusion (Lockwood, 1972 ; Casey & Dickinson, 1976 ; Saleeby, 1984), mais le rôle de la tectonique au sein du prisme ne doit pas être négligé. En effet, la structure originale planaire de la matrice argileuse ou serpentineuse permet de localiser facilement la déformation cisailante. Les mélanges sédimentaires et ophiolitiques du prisme d'accrétion ne doivent pas être confondus avec les produits du détritisme ophiolitique (hyaloclastites, brèches, grès gabbroïques et ophicalcites), parfois observés dans les prismes d'accrétion (Faure, 1985). Ces brèches, marquées par l'association de clastes d'origine sédimentaire (chert, boues hémipélagiques) et ophiolitique (basaltes, gabbro, roches ultramafiques) au sein d'une matrice sédimentaire ou serpentineuse ont été formés préalablement à l'accrétion et témoignent de processus tectono-sédimentaires affectant le plancher océanique (Lagabrielle & Auzende, 1982 ; Lagabrielle et al., 1984).

L'accrétion de matériaux se fait soit de manière frontale, soit par sous-charriage à la base du prisme (Fig. 1.A.2 ; Byrne, 1986 ; Fisher & Byrne, 1987 ; Moore et al., 1991). L'hétérogénéité du prisme d'accrétion marquée par la coexistence de séries cohérentes de turbidites et de mélanges chaotiques est contrôlée par l'épaisseur de sédiments entrant dans la zone de subduction (Kusky et al., 1997b ; Kusky & Bradley, 1999). Si la pile sédimentaire est faible, la déformation sera localisée à l'interface de subduction et les matériaux sous plaqués (sédiments et ophiolites) seront incorporés à l'état fragmentaire. A l'opposé, si la plaque plongeante supporte une épaisseur conséquente de sédiments, la déformation sera plus diffuse, l'accrétion se fera par paquets et la structure sédimentaire des turbidites pourra être conservée. Les éléments tectoniques caractéristiques des prismes d'accrétion sont des chevauchements, à l'origine de duplex (Aoki et al., 1982 ; McCarthy & Scholl, 1985 ; Green et al., 1990), des chevauchements hors-séquence et des failles normales permettant l'exhumation des structures profondes (Platt, 1986). En effet, lorsque la plaque inférieure s'enfonce, la lithosphère océanique pourra être affectée par un métamorphisme de haute pression-basse température, marqué par des paragenèses du faciès Schistes Bleus ou Eclogite (Miyashiro, 1961 ; 1973). L'exhumation rapide par fluage tectoniquement assisté (Platt, 1986 ; Cloos & Shreve, 1988) permet la conservation des assemblages de haute pression, soit sous formes d'unités, soit sous forme de blocs dans un mélange.

L'accrétion de matériaux dans un prisme au front de la marge (Fig. 1.A.3a) n'est pas toujours réalisée (Fig. 1.A.3b). En effet, seulement 30% des marges actives exposent des complexes d'accrétion développés (Scholl & von Huene, 2007), car les sédiments sont

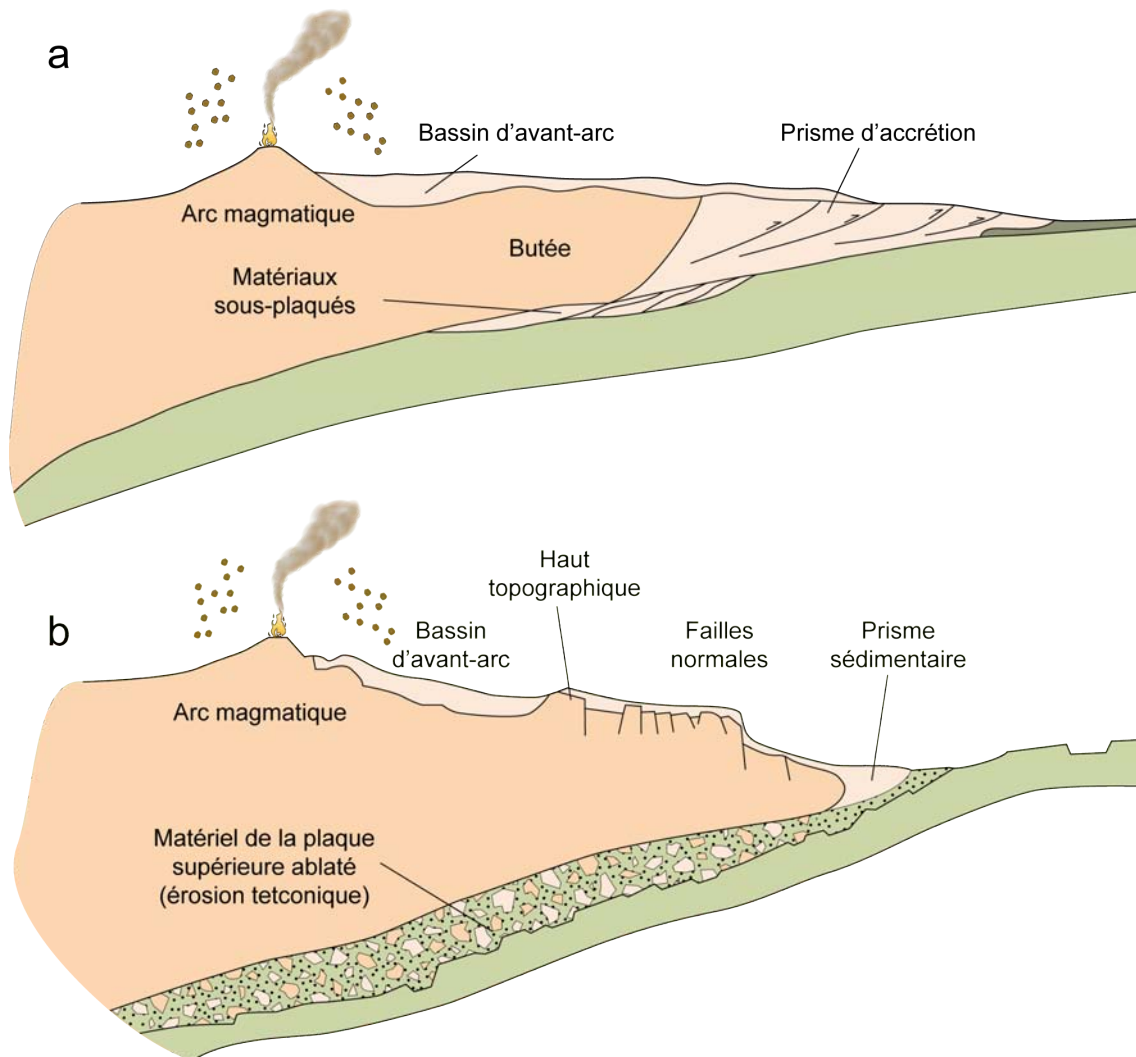


Figure 1.A.3 Schéma illustrant les deux types de marges (modifié d'après Clift & Vannucchi, 2004). a : marge active caractérisée par l'accrétion de sédiments et une structure compressive classique. b : marge active caractérisée par l'ablation de matériaux de la plaque supérieure. Les matériaux érodés tectoniquement sont enfouis via le chenal de subduction.

préférentiellement accrétés lorsque la vitesse de convergence est faible (Clift & Vannucchi, 2004). Alternativement, lorsque le taux de subduction est élevé ( $> 6$  cm/an), les matériaux de la plaque supérieure sont entraînés dans le chenal de subduction (Fig. 1.A.3 ; Scholl et al., 1977 ; Hilde, 1983 ; von Huene & Scholl, 1991 ; Clift & Vannucchi, 2004). L'ablation d'une partie du prisme (*subduction erosion*) et parfois du bassin d'avant-arc est marquée par une migration de l'arc, une tectonique en extension dans le prisme, une troncature des séries sédimentaires de la plaque supérieure et un sur-épaississement en base de prisme (von Huene & Lallemand, 1990). Si le phénomène d'ablation de la plaque supérieure est bien documenté en Amérique du Sud ou au nord-est du Japon (von Huene & Lallemand, 1990 ; Vannucchi et al., 2004), les mécanismes restent mal compris. Les sédiments sont généralement piégés dans des grabens formés lors du bombement de la lithosphère océanique juste avant son entrée dans la zone de subduction (Fig. 1.A.3b ; Hilde, 1983). Lorsque le remplissage des

grabens n'est pas total, l'irrégularité de la surface plongeante peut entraîner une abrasion de la base du prisme (**Hilde, 1983**). De manière identique, certains éléments du prisme peuvent être arrachés puis transportés en profondeur lors de la subduction d'aspérités comme les rides asismiques (**Clift et al., 2003 ; Vannucchi et al., 2003**). Alternativement, la subduction de la lithosphère océanique entraîne une libération d'eau qui tend à migrer vers la surface ce qui provoque une fracturation hydraulique au sein du prisme (**von Huene et al., 2004**). Le matériel fragmenté est ensuite emporté dans le chenal de subduction jusqu'au réservoir mantellique. Les sédiments ainsi entraînés en profondeur contribuent partiellement au magmatisme d'arc comme l'indique le traceur isotopique béryllium-bore (**Tera et al., 1986**).

#### *A.2.ii L'arc magmatique*

L'activité magmatique se développe dans l'arc en réponse à la subduction d'une lithosphère océanique. Les transformations minéralogiques des phases hydratées lors du métamorphisme de haute pression accompagnant le plongement de la plaque entraînent une libération de fluides au sein du manteau asthénosphérique sus-jacent. La présence d'eau dans le coin mantellique de la plaque supérieure est à l'origine de la fusion partielle du manteau supérieur qui va générer le magmatisme d'arc (*Fig. 1.A.1 ; Tatsumi, 2005*). Ce magmatisme est représenté par la mise en place de plutons au sein de la croûte et de systèmes volcaniques en surface. Du fait de la richesse en eau des magmas d'arcs, des phases hydratées telles que l'amphibole pourront cristalliser. La présence de fluides dans le système est à l'origine du caractère explosif du volcanisme d'arc, marqué par d'épais dépôts pyroclastiques. Les magmas d'arc sont caractérisés par une composition chimique variable, depuis des tholéiites pauvres en potassium, des laves calco-alcalines, et jusqu'à des shoshonites (**Morrison, 1980 ; Bailey, 1981 ; Pearce, 1982**). Cette variabilité reflète les interactions entre le magma et son encaissant, et souvent elle témoigne de la maturité de la marge active (**Brown et al., 1984**).

Au cours du développement de la chaîne d'accrétion et selon la dynamique de la zone de subduction, l'arc magmatique est susceptible de migrer. Cette migration est à l'origine du métamorphisme de haute température observé dans certaines unités sédimentaires des chaînes d'accrétion (**Matsuda & Uyeda, 1971**). Dans de rares cas, les conditions thermiques sont suffisantes pour effacer les paragenèses antérieures (**Dirks et al., 1992 ; 1993**).

#### *A.2.iii Les bassins en périphéries de l'arc*

Le bassin d'avant-arc occupe la zone située entre l'arc et le prisme d'accrétion (**Seely et al., 1974**). Le développement et la géométrie de ce bassin, d'une largeur d'environ 100km,

sont intimement liés à la dynamique de la zone de subduction. Les bassins d'avant-arc peuvent se développer sur un substratum continental, mais aussi sur un arc magmatique ou un paléoprisme d'accrétion (*Fig. 1.A.1* ; **Dickinson & Seely, 1979**). Dans le cas des arcs insulaires ou des chaînes d'accrétion extensives, qui seront développés dans la section A.3, une croûte océanique appelée *supra-subduction ophiolite* peut se former dans la région de l'avant-arc (**Pearce et al., 1984b** ; **Shervais, 2001** ; **Milsom, 2003**). Généralement, la bathymétrie du bassin est relativement faible permettant la mise en place d'une plate-forme carbonatée, mais dans certains cas des turbidites ou des sédiments siliceux peuvent s'y déposer. Le remplissage du bassin est assuré par des apports continentaux, principalement issus de l'arc volcanique, au sein de deltas ou de cônes sous-marins (**Dickinson & Seely, 1979** ; **Kuenzi et al., 1979**). La déformation du bassin d'avant-arc est contrôlée par la dynamique de la zone de subduction : 1) vitesse relative de la plaque supérieure par rapport à la plaque inférieure, 2) l'obliquité de la subduction, 3) le pendage du plan de Wadati-Benioff et 4) la géométrie de la zone de convergence (**McCaffrey, 1992**). Dans le cas d'une subduction oblique, si la fosse présente une forme concave vers l'océan, le bassin d'avant-arc sera soumis à une transpression généralisée. A l'opposé, si la forme de zone de convergence est convexe, des structures extensives pourront se développer au sein de la marge. Le bassin d'avant-arc peut aussi être le siège d'un magmatisme « anormal » lié à la subduction d'une dorsale (**Thorkelson, 1996**).

Le développement d'un bassin arrière-arc est aussi contrôlé par la dynamique de convergence. Si des bassins sédimentaires peuvent se développer directement sur le substratum de la marge active (arc, croûte continentale), le stade d'océanisation est relativement fréquent (*Fig. 1.A.1*). Quelle que soit la dynamique de la zone de subduction, la zone d'arrière arc est caractérisée par un important flux de chaleur (**Hyndman et al., 2005**) lié à la faible épaisseur de la lithosphère. Cette caractéristique permet la localisation de la déformation en domaine arrière-arc. Le remplissage du bassin d'arrière-arc est assuré conjointement par l'érosion des produits volcaniques de l'arc et par des dépôts terrigènes issus du continent voisin. Ces dépôts correspondent généralement à des turbidites plus riches en quartz que celles déposées dans le prisme d'accrétion (**Dickinson, 1985**). La composition du plancher océanique formé dans la zone d'arrière-arc est sensiblement différente de celles des croûtes océaniques classiques, avec un enrichissement en éléments compatibles corrélé à la subduction du panneau plongeant océanique (**Jenner et al., 1987** ; **Smellie, 1994**). Contrairement aux bassins d'avant-arc, les bassins d'arrière-arc sont marqués par une

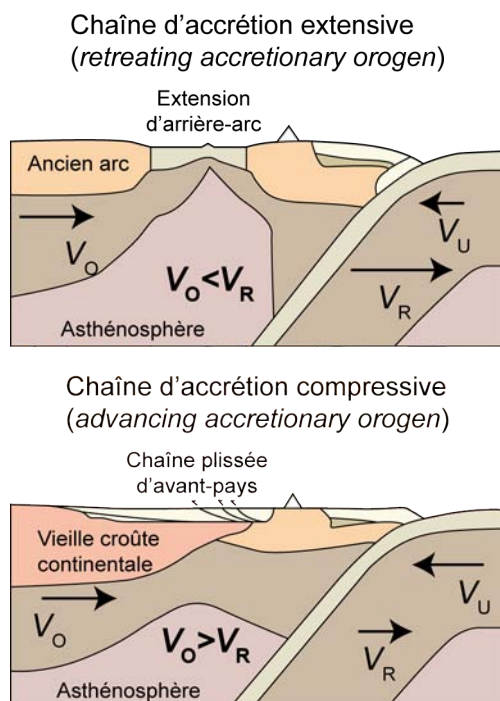
bathymétrie plus profonde, liée à l'installation d'une croûte basaltique. La sédimentation siliceuse est relativement courante. Elle alterne avec les dépôts turbiditiques mais aussi avec les dépôts aériens à subaériens liés au volcanisme, ce qui entraîne des interstratifications de séries volcanosédimentaires et de dépôts hémipélagiques.

### A.3 Typologie des chaînes d'accrétion

Si les chaînes d'accrétion présentent les éléments caractéristiques précédemment décrits, l'agencement et le nombre de ces éléments (et par conséquent la structure de la chaîne) sont fortement variables. La classification descriptive (**Condie, 2007**) est basée sur deux facteurs : la durée d'accrétion et la durée de vie de l'unité accrétée. La durée d'accrétion est définie comme la différence d'âge entre les unités accrétées les plus vieilles et les unités accrétées les plus jeunes. Lorsque ce paramètre, généralement compris entre 50 et 300 Ma, augmente, l'accrétion au sein d'une même chaîne peut être diachrone, surtout lorsque cette chaîne présente une extension géographique importante (plusieurs milliers de kilomètres). La durée de vie d'une unité accrétée est calculée comme l'intervalle de temps entre les roches les plus jeunes et les roches les plus vieilles au sein d'une même unité. Ce paramètre est généralement corrélé à la nature de l'unité (les microcontinents présentent souvent une durée de vie plus importante que les arcs insulaires) et à la distance par rapport à la zone d'accrétion (les unités proches de la marge sont généralement accrétées avant les unités exotiques). Ces deux paramètres permettent de caractériser deux types de chaînes d'accrétion : les chaînes simples et les chaînes complexes. Les chaînes simples sont marquées par une accrétion rapide d'unités juvéniles et semblent avoir été le type dominant du Protérozoïque, même si elles sont aussi connues dans le Paléozoïque (*Lachlan Orogen*). Les chaînes dites complexes sont marquées par l'accrétion d'unités juvéniles et l'amalgamation de microcontinents ou d'unités exotiques. La complexité de la chaîne est accrue lorsque des décrochements entraînent le déplacement latéral des domaines accrétés. Les chaînes complexes semblent dominer au Phanérozoïque (Japon, Cordillères Américaines), mais dans de nombreuses chaînes les deux types semblent avoir coexister dans le temps et/ou dans l'espace (cas des Cordillères Nord-Américaines).

Bien que cette typologie descriptive présente des avantages, notamment pour quantifier la croissance continentale, la classification génétique est généralement plus utile pour caractériser les processus à l'origine de la formation de la chaîne. Le principal paramètre est la dynamique de la zone de subduction qui se caractérise par : 1) le mouvement relatif entre la plaque supérieure et la plaque inférieure et 2) la vitesse de retrait du panneau

plongeant (*slab rollback*) (Royden et al., 1993a). Le retrait du panneau plongeant correspond à l'enfoncement du panneau dense de lithosphère océanique en subduction dans le manteau sous-jacent plus léger (Schellart et al., 2006). En s'appuyant sur la dynamique des zones de subduction actuelles (Uyeda & Kanamori, 1979 ; Lallemand et al., 2008), deux types de chaînes d'accrétion ont pu être distingués (Fig. 1.A.4 ; Royden, 1993b ; Cawood et al., 2009). Les chaînes d'accrétion « extensives » (*retreating accretionary orogens*) (Royden, 1993b ; Collins, 2002) sont caractérisées par une vitesse de retrait du panneau plongeant supérieure à l'avancée de la plaque chevauchante (Fig. 1.A.4). Cette dynamique entraîne une extension dans la plaque supérieure généralement en domaine d'arrière-arc (Smith & Landis, 1995), comme dans de nombreux bassins de l'Ouest Pacifique (Royden, 1993a ; Schellart & Lister, 2004). Dans les chaînes d'accrétion, si le processus de retrait du panneau plongeant est entretenu, de multiples bassins peuvent se superposer (Collins, 2002 ; Schellart et al., 2006 ; Foster et al., 2009). Lorsque la vitesse de la plaque chevauchante est égale ou supérieure au retrait du panneau plongeant, des chaînes d'accrétion « en compression » (*advancing accretionary orogens*) peuvent se développer (Fig. 1.A.4 ; Lallemand et al., 2005). Ces chaînes sont marquées par une compression généralisée de la plaque supérieure et par le développement d'une chaîne plissée en domaine d'arrière-arc (Jordan, 1995). Ces phénomènes sont observés dans la chaîne andine (Oncken et al., 2006), où le raccourcissement est tel que la lithosphère du craton amazonien est chevauchée par la croûte andine (Beck et al., 1996 ; McQuarrie et al., 2005). L'avancée de la plaque supérieure en direction de l'océan entraîne le chevauchement du prisme par la marge active, ce qui favorise



l'ablation des sédiments préalablement accrétés (Scholl & von Huene, 2009). Dans une même chaîne d'accrétion, les épisodes de compression et d'extension peuvent alterner au cours du temps (Lister et al., 2001 ; Collins, 2002). Un couplage entre ces événements est aussi envisagé : l'accrétion d'unité contre la marge active génère une compression dans la plaque supérieure, mais entraîne aussi une migration de la zone de subduction vers l'océan. Si le panneau plongeant est suffisamment

Figure 1.A.4 Types de chaîne d'accrétion (modifié d'après Cawood & Buchan, 2007). La vitesse de retrait du panneau plongeant est le facteur dominant le développement de l'un ou l'autre type.

dense pour se retirer, la plaque supérieure subira une extension localisée en domaine d'arrière-arc, jusqu'à ce qu'une nouvelle unité vienne s'amalgamer et bloquer la subduction (*subduction jamming*). On parle alors de cycle *pull-push* quand le mode compressif remplace le mode extensif et de cycle *push-pull* lorsque le mode compressif fait place à un mode extensif (**Lister & Forster, 2006**).

Les interactions entre plaque supérieure et plaque inférieure peuvent conduire à deux types de régime (**von Huene & Scholl, 1991**) : l'accrétion dans le prisme et l'ablation du prisme (voire de la marge). En combinant la dynamique de la plaque supérieure et les interactions entre cette plaque supérieure et le panneau plongeant, il est possible de définir quatre environnements de marges actives (**de Franco et al., 2008**) : 1) accrétion dans le prisme + compression d'arrière-arc (cas de l'Alaska), 2) ablation du prisme + extension d'arrière arc (Amérique Centrale et Mariannes), 3) accrétion dans le prisme + extension d'arrière arc (Mer Egée) et 4) ablation du prisme + compression d'arrière-arc (cas du Pérou). Ces quatre types de marges contrôlent la structure de la future chaîne d'accrétion. Au cours de l'orogénèse, ils peuvent se succéder spatialement et/ou temporellement en fonction des caractéristiques de vitesse et de volume des deux plaques convergentes. Cela revient à dire que le développement de la future chaîne d'accrétion est largement contrôlé à l'interface entre les deux plaques, c'est à dire au niveau du chenal de subduction (**Shreve & Cloos, 1986 ; Beaumont et al., 1999**). En effet, selon les caractéristiques du panneau plongeant (épaisseur, vitesse), la géométrie et la dynamique de ce chenal de subduction vont influencer le comportement de la plaque supérieure (**de Franco et al., 2008**) et ainsi la structuration de la future chaîne d'accrétion.

#### A.4 De la marge à la chaîne d'accrétion

La transformation d'une marge active en une chaîne d'accrétion (*cratonization*) se déroule de manière continue au cours de la convergence des plaques. Plusieurs mécanismes sont évoqués pour rendre compte de la création de croûte continentale stable (**Cawood & Buchan, 2007**) : la subduction plate, l'accrétion d'unités et la réorganisation à grande échelle (*Fig. 1.A.5*).

De nombreuses marges actives montrent des évidences d'une subduction à faible pendage, quasi plate (**Ramos et al., 2002**). La capacité d'une lithosphère à flotter sur l'asthénosphère sous-jacente (*buoyancy*) reflète une faible densité souvent corrélée à son jeune âge (**Murphy et al., 2003**). Les subductions à faible pendage contribuent à l'orogénèse



de plusieurs manières. Premièrement, elles se manifestent par un épaississement local de la lithosphère de la plaque supérieure qui entraîne une déformation crustale importante (**Gutscher et al., 2000**). Ensuite, la subduction plate d'objets tel que les plateaux océaniques

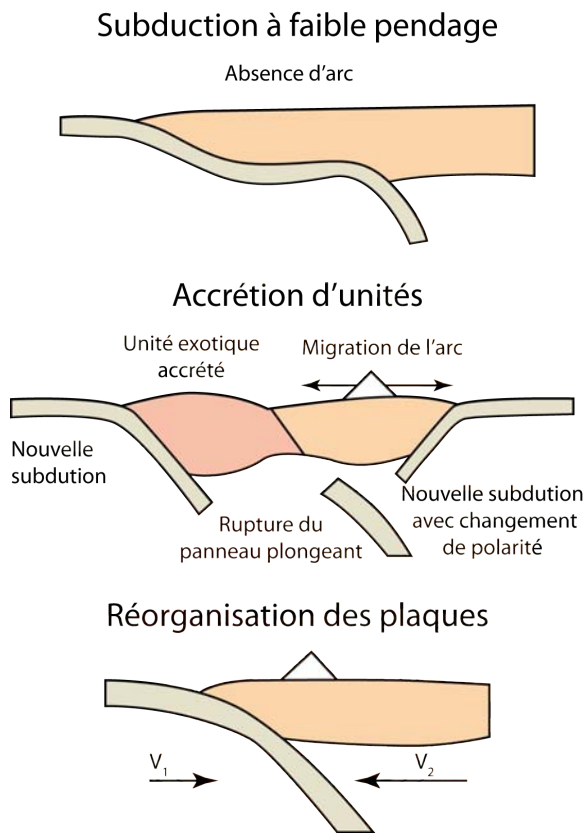


Figure 1.A.5 Schémas illustrant les trois modes d'accrétion (modifié d'après **Cawood et al., 2009**).

entraîne un blocage de la zone de subduction et généralement une déformation compressive dans la croûte de la plaque supérieure. La faible densité du panneau plongeant peut découler de la présence d'une anomalie thermique (**Bradley et al., 2003**). La subduction de dorsale est fréquemment évoquée ; elle se caractérise par un magmatisme de type adakitique (**Samianego et al., 2002**) qui remplace le magmatisme d'arc. En effet, ce dernier ne peut s'exprimer car le panneau plongeant se localise dans le coin de manteau susceptible de fondre partiellement (*Fig. 1.A.5*). Dans certains cas l'addition de magma issu de cette dorsale est à l'origine du métamorphisme de haute température observé dans certaines unités accrétées (**Brown, 2006**).

Lorsque la lithosphère est dense, le pendage de la subduction devient plus fort. Le panneau plongeant est entraîné en profondeur, mais lorsque certains domaines sont anormalement épais (plateaux océaniques, guyots, microcontinents), la subduction est bloquée (*Fig. 1.A.5*). Lorsqu'il s'agit d'un microcontinent ou d'un arc mature épais, une collision continentale, voire une subduction continentale, peut s'installer ; c'est le cas dans la chaîne Varisque (**Faure et al., 2005**), dans les Appalaches (**Keppie et al., 1996**) ou même dans le Tianshan (**Charvet et al., 2007**). Dans d'autres cas, seule une partie de l'unité est amalgamée à la marge, et l'impact tectonique et métamorphique dans la plaque supérieure est très faible. En effet, la structure des Cordillères Nord-Américaines est marquée par des unités majoritairement superficielles sans aucune trace de racine crustale profonde (**Clowes et al., 2005** ; **Snyder et al., 2009**). En contexte convergent continu, le blocage de la zone de subduction entraîne l'établissement d'une nouvelle zone de subduction (*stepping out*) avec parfois un changement de polarité (**Cawood & Buchan, 2007**). En conséquence, la position

du front magmatique est modifiée avec une migration de l'arc. Un autre point important du processus d'accrétion d'unités est le devenir de la lithosphère océanique entrée en subduction. En effet, lorsqu'un domaine épais de la lithosphère bloque la subduction, il y a compétition entre les forces de collision en surface et la force de traction vers le manteau du panneau plongeant. Une rupture de ce panneau plongeant (*slab break-off*) est alors observé, accompagné d'une remontée d'asthénosphère. L'anomalie thermique qui en découle génère un métamorphisme de haute température dans les unités accrétées.

Le réajustement à l'échelle globale ou régionale est aussi évoqué comme une cause potentielle de la formation des chaînes d'accrétion (*Fig. 1.A.5 ; Coblentz & Richardson, 1996 ; Cawood & Buchan, 2007*). Le réajustement tectonique se définit comme la variation de la direction de convergence des plaques en réponse à une collision continentale ou à un changement d'activité d'une dorsale. Les nombreuses chaînes d'accrétion péri-Pacifiques sont parfois interprétées comme le résultat de l'augmentation de l'activité des dorsales océaniques au cours du Crétacé (*Sutherland & Hollis, 2001 ; Vaughan & Livermore, 2005*). Le réajustement des plaques tectoniques est aussi à l'origine de la variation de la géométrie de la marge ce qui entraîne des subductions (et accrétions) obliques et des déplacements latéraux d'unités (*Beck, 1983*). La variation des directions de convergence peut aussi influencer l'environnement dynamique de la marge (compressif ou extensif) et ainsi modifier la structuration de la future chaîne d'accrétion. Le processus de réajustement des plaques n'est pas limité à une seule et unique orogénèse et sa mise évidence ne peut se faire que grâce à des corrélations à grande échelle (*Cawood & Buchan, 2007*).

## B Quelques exemples de chaîne d'accrétion à travers le temps et l'espace

Les chaînes d'accrétion se sont développées à toutes les époques de l'histoire de la Terre, dès que la tectonique des plaques a été le processus géodynamique dominant (Condé, 2007 ; Cawood et al., 2009). Si les chaînes péri-Pacifiques constituent des archétypes modernes (Fig. 1.B.1), de nombreux exemples sont décrits dans le Protérozoïque (Condé, 1992 ; Windley, 1992 ; Sengör et al., 1993 ; Johnson & Woldehaimanot, 2003 ; Kröner et al., 2007 ; Lahtinen et al., 2009) ou dans l'Archéen (Kusky & Polat, 1999 ; Wyman et al., 1999 ; Polat et al., 2009). Certains auteurs considèrent que le développement des chaînes d'accrétion est intimement lié au cycle des supercontinents et à l'activité de panaches mantelliques (Dalziel et al., 2000 ; Rino et al., 2008 ; Murphy et al., 2009), bien qu'aucune corrélation temporelle simple ne soit observée (Condé, 2007).

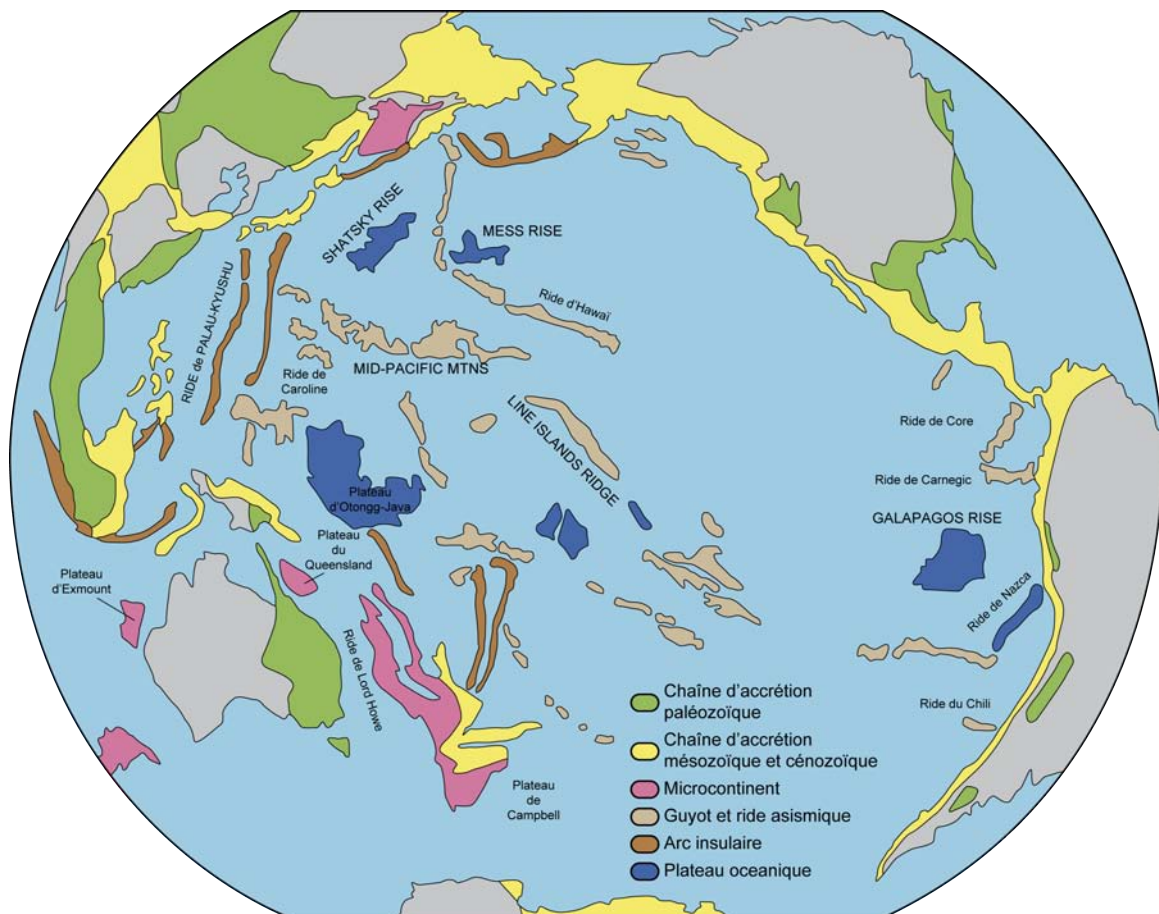


Figure 1.B.1 Carte de l'Océan Pacifique, montrant les nombreuses chaînes d'accrétion qui se sont développées depuis le Paléozoïque (modifié d'après Schermer et al., 1984). Cette carte montre également les futures unités accrétées (arc insulaires, rides aismiques, guyots).

Au travers d'exemples choisis parmi des chaînes d'accrétion péri-Pacifiques (*Fig. 1.B.1*) modernes et anciennes, nous tenterons d'illustrer leurs caractéristiques et de mettre en évidence les processus à l'origine de leur évolution parfois complexe.

### B.1 Les cordillères nord-américaines

Les cordillères nord-américaines, qui s'étendent depuis l'Alaska jusqu'en Amérique Centrale font partie des chaînes d'accrétion les mieux étudiées au monde. Depuis le Mésozoïque, des matériaux d'origine diverse ont été accrétés à la marge nord-américaine sur une largeur d'environ 500 kilomètres, si bien que les cordillères nord-américaines représentent actuellement près d'un tiers de la superficie du continent nord-américain.

L'étude des cordillères est basée sur l'identification de « *terrane* » (*Fig. 1.B.2 ; Irwin, 1972 ; Coney et al., 1980 ; Howell, 1989*). Un « *terrane* » correspond à une unité géologique limitée tectoniquement. Chaque « *terrane* » a enregistré une histoire géologique particulière, différente de celle du « *terrane* » voisin. La nomenclature des « *terrane* » est basée sur leur nature et leur âge (*Vaughan et al., 2005*). On distingue ainsi :

- les « *terrane* » de turbidites qui sont formées dans le prisme d'accrétion, ou dans les bassins bordant l'arc volcanique (avant-arc, intra-arc et arrière arc). Ces « *terrane* » présentent une imbrication liée au développement d'une tectonique tangentielle (chevauchement basal et hors séquence).
- les « *terrane* » de mélange sédimentaire et tectonique qui sont caractérisée par une matrice sédimentaire ou serpentineuse portant des blocs d'origine locale ou exotique. Généralement, ces « *terrane* » ont enregistré une déformation intense caractérisée par le développement d'une schistosité ; ils peuvent parfois représenter la zone de suture entre deux « *terrane* » ou entre un « *terrane* » et une marge continentale.
- les « *terrane* » magmatiques qui sont constituées de roches magmatiques formées dans divers contextes (arc magmatique, bassin d'arrière, croûte océanique, plateau océanique ou guyots).
- les « *terrane* » sédimentaires non turbiditiques qui représentent une sédimentation de plate-forme ou continentale.
- les « *terrane* » composites qui résultent du collage de deux « *terrane* » avant l'accrétion à la marge continentale : on parle alors de « *superterrane* ».

L'origine des « *terrane* » permet aussi de les caractériser. Si certains « *terrane* » sont quasi-autochtones par rapport à la zone où ils seront ultérieurement accrétés, d'autres « *terrane* » peuvent présenter une origine allochtone ou exotique (Fig. 1.B.2). Le déplacement des « *terrane* » peut se faire avant l'accrétion suite au mouvement des plaques vers la zone de subduction, mais aussi après l'amalgamation à la marge, par le biais de décrochements, qui permettent le déplacement des unités sur plusieurs centaines de kilomètres. Enfin, lorsque l'origine et la paléogéographie du « *terrane* » sont inconnues ou douteuses, on parle de « *suspect terrane* » (Fig. 1.B.2 ; Coney et al., 1980).

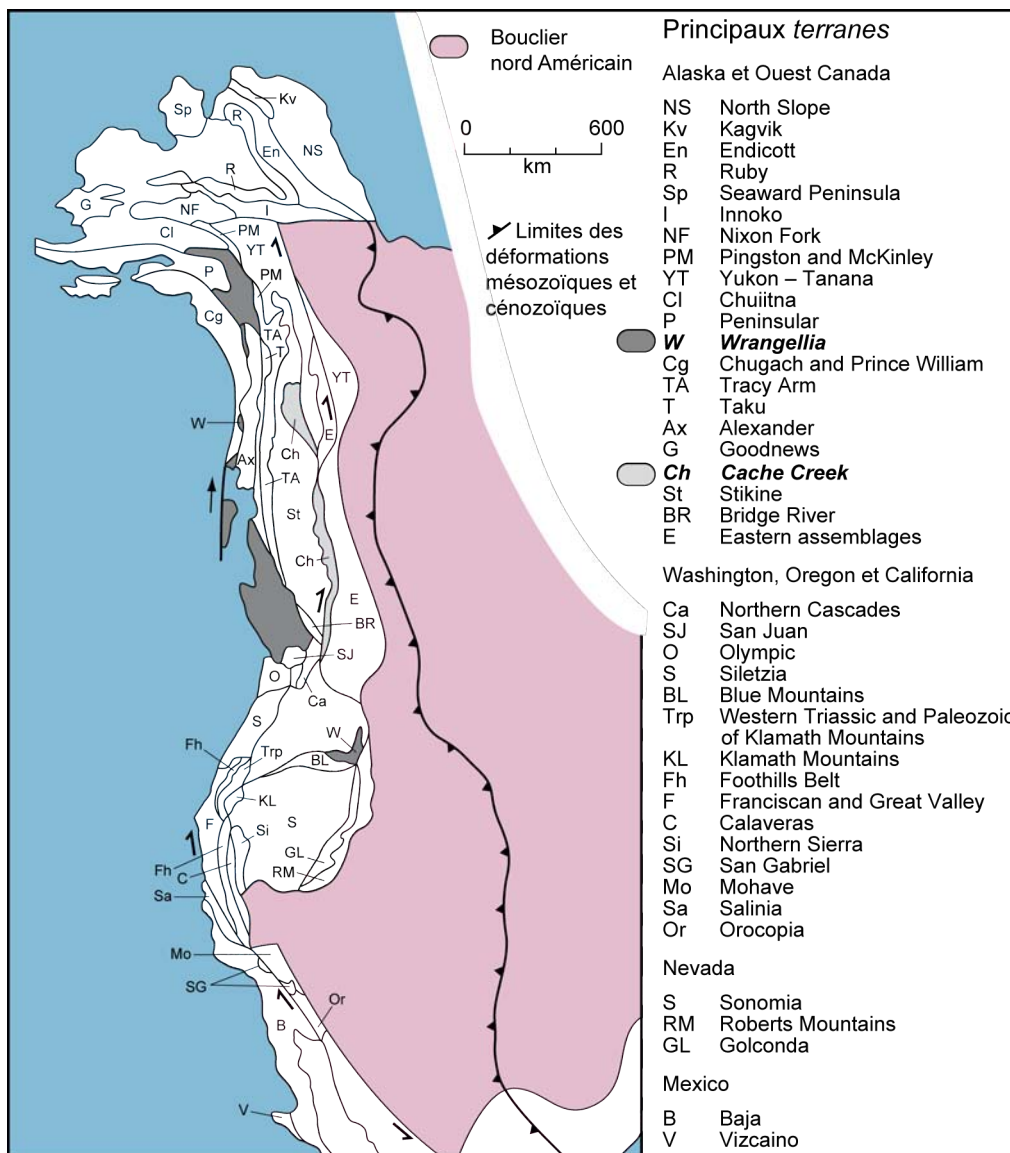


Figure 1.B.2 Carte des *terrane* du nord-ouest de l'Amérique du Nord (modifié d'après Coney et al., 1980). A l'origine cette carte désignait tous les *suspect terrane*, c'est à dire les *terrane* dont l'origine exacte était incertaine. Depuis, le puzzle des *terrane* d'Amérique du Nord a été simplifié et seules quelques *terrane* (Alexandria, Wrangellia) sont encore considérés comme *suspect* ou *exotic*.

Bien que cette nomenclature de « *terrane* », essentiellement anglo-saxonne, n'apporte que peu d'avantage par rapport à la définition classique d'unité tectonostratigraphique, elle est essentielle, dans un souci de clarté et d'uniformité, à la compréhension des cordillères américaines. De part son immensité, le collage orogénique nord américain présente une importante variabilité. Trois segments (Alaska, cordillères canadiennes, Californie) sont ici présentés afin d'illustrer la variabilité typologique des chaînes d'accrétion et les divers processus affectant ces chaînes.

### *B.1.i Structures des chaînes d'accrétion : exemple des cordillères canadiennes*

Deux cycles d'accrétion majeure ont permis la croissance continentale du bouclier canadien consolidé pendant le Protérozoïque (**Price, 1994**). Au Jurassique moyen, l'accrétion de « l'*Intramontane Superterrane* » a provoqué une tectonique pelliculaire et tangentielle vers l'est ainsi que le développement d'une chaîne plissée d'avant pays (*Fold-and-thrust Belt*). Cependant, dans les zones les plus internes, la déformation et le métamorphisme ont été plus intenses et ont permis le développement de la chaîne d'Omenica qui représente grossièrement la suture entre « l'*Intramontane Superterrane* » et la marge Nord-Américaine. Pendant la fin du Jurassique et le Crétacé, la subduction de la plaque pacifique sous la marge continentale a engendré le complexe plutonique de la « *Coast Belt* » (**Gabrielse, 1991**). Durant cette période, le transfert de larges volumes de magma depuis le réservoir mantellique vers la surface a entraîné une importante croissance de la croûte continentale nord Américaine. Au Crétacé terminal, « l'*Insular Superterrane* » (Alexander and Wrangellia « *terrane*s ») d'origine exotique a été accrété à la marge nord-américaine (**Armstrong, 1988**). Le « *Wrangellia Terrane* » est un arc insulaire d'âge Paléozoïque supérieur recouvert par des dépôts triasiques. Si l'origine ouest-Pacifique du « *Wrangellia Terrane* » est encore débattue, il est généralement admis que cette unité a traversé le Pacifique pour venir s'amalgamer à la marge nord-américaine avant d'être démembré et dispersé (comme les autres terranes) latéralement par les décrochements tertiaires (*Fig. 1.B.2* ; failles de Fraser et de Tintina).

Dans la partie nord de la cordillère (*Fig. 1.B.3a*), il n'existe actuellement pas d'évidences de subduction active et la limite entre la plaque Pacifique et le continent nord-Américaine est essentiellement décrochante (Faille de la Reine Charlotte-Fairweather). Dans le partie sud, la subduction de la plaque Juan de Fuca sous la marge nord-américaine entraîne la formation d'un prisme d'accrétion et d'un bassin d'avant-arc qui remobilisent partiellement « l'*Insular Superterrane* ». La magmatisme d'arc Cénozoïque et actuel de la « *Coast Belt* » se surimpose à celui d'âge Mésozoïque.



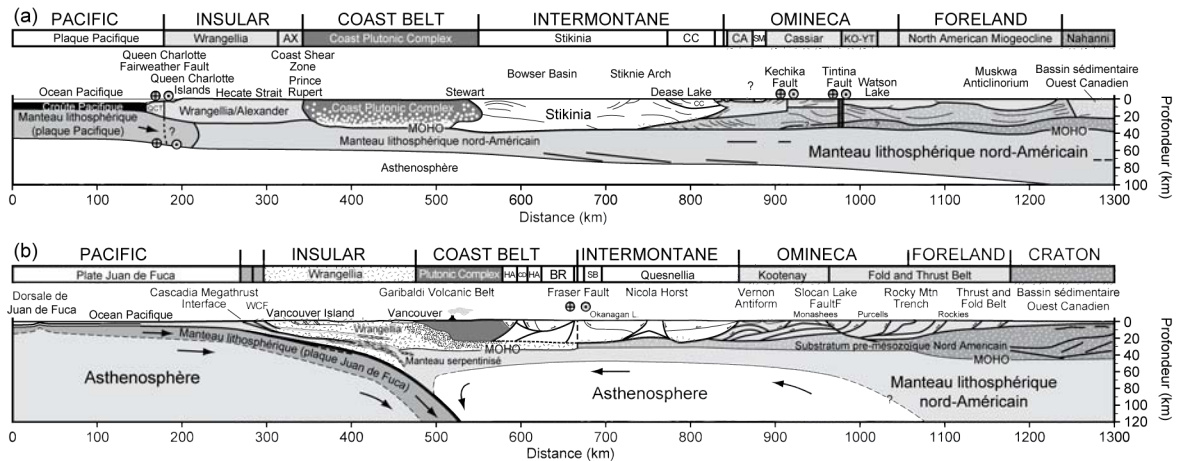


Figure 1.B.3 Coupes de la cordillère canadienne (modifié d'après **Hammer & Clowes, 2007**). L'interprétation géologique est basée sur le calcul de la vitesse des ondes dans la lithosphère et sur les données de sismique réflexion. La partie nord (a) montre que la plupart des *terranes* ne présentent pas de racines crustales profondes. La partie sud (b) illustre la subduction actuelle de la plaque Juan de Fuca qui entraîne des modifications tectono-métamorphiques dans la plaque supérieur et par conséquent affecte les *terranes* déjà accrétés.

La structure des cordillères canadiennes a pu être mise en évidence grâce à la combinaison d'études géologiques et géophysiques (sismique réflexion profonde et réfraction). Ces travaux (**Hammer et al., 2000 ; Clowes et al., 2005**) ont notamment montré que les « *terranes* » accrétés étaient relativement peu épais (environ 10 kilomètres) et que la lithosphère sous-jacente est beaucoup moins épaisse qu'au niveau du craton continental canadien (*Fig. 1.B.3a*). Bien que le Moho reste relativement plat, il existe des variations abruptes correspondant aux limites de terranes et aux décrochements lithosphériques. L'imagerie géophysique a aussi montré que les structures majeures liées à l'accrétion et les contrastes lithologiques entre les « *terranes* » étaient préservées au cours du temps. A l'opposé, il existe des contrastes d'épaisseur crustale lorsque la subduction est encore active. En effet, la partie occidentale de la marge sud-canadienne est épaissie au niveau du prisme et amincie en arrière de l'arc probablement à cause de la délamination ou de l'érosion tectonique (*Fig. 1.B.3b*).

### B.1.ii Paléosubduction de ride : évidences depuis la Californie jusqu'en Alaska

Une particularité des cordillères nord-américaines est la trace d'une subduction de ride. Cette ride, qui constituait la limite entre les plaques Farallon et Kula, aujourd'hui disparues, est entrée en subduction sous la marge nord-américaine au Crétacé (**Engebretson et al., 1985**). Puisque l'axe de la ride était vraisemblablement oblique par rapport à la marge, le point triple a migré vers le nord pour atteindre l'Alaska au cours du Tertiaire (**Marshak & Karig, 1977 ; Bradley et al., 2003**). Par la suite, d'autres subductions de dorsales ont été

enregistrées le long de la marge nord-américaine, suite au morcellement des plaques Farallon et Pacifique. La subduction d'une ride peut engendrer un découplage au niveau de la limite de plaques entre les deux lithosphères en subduction (*Figure 1.B.4* ; **Thorkelson, 1996**). Cette distension crée une fenêtre asthénosphérique (*slab window*) et une remontée de magma (**Dickinson & Snyder, 1979**). Cet upwelling asthénosphérique peut engendrer du magmatisme alcalin à l'aplomb de la fenêtre et du magmatisme dans le bassin d'avant-arc (*Figure 1.B.4* ; **Marshak & Karig, 1977**). Il peut également faciliter la fusion de la lithosphère du panneau plongeant et produire des magmas de type adakitique (*Figure 1.B.4* ; **Kay et al., 1993**). Le flux thermique important généré par le magmatisme entraîne un adoucissement des contraintes et peut faciliter la déformation dans la plaque supérieure. Comme la subduction de la ride est généralement oblique par rapport à la marge, cette marge, et plus particulièrement l'arc, l'avant-arc et le prisme d'accrétion, sont affectés par une tectonique décrochante (**McCaffrey, 1992**).

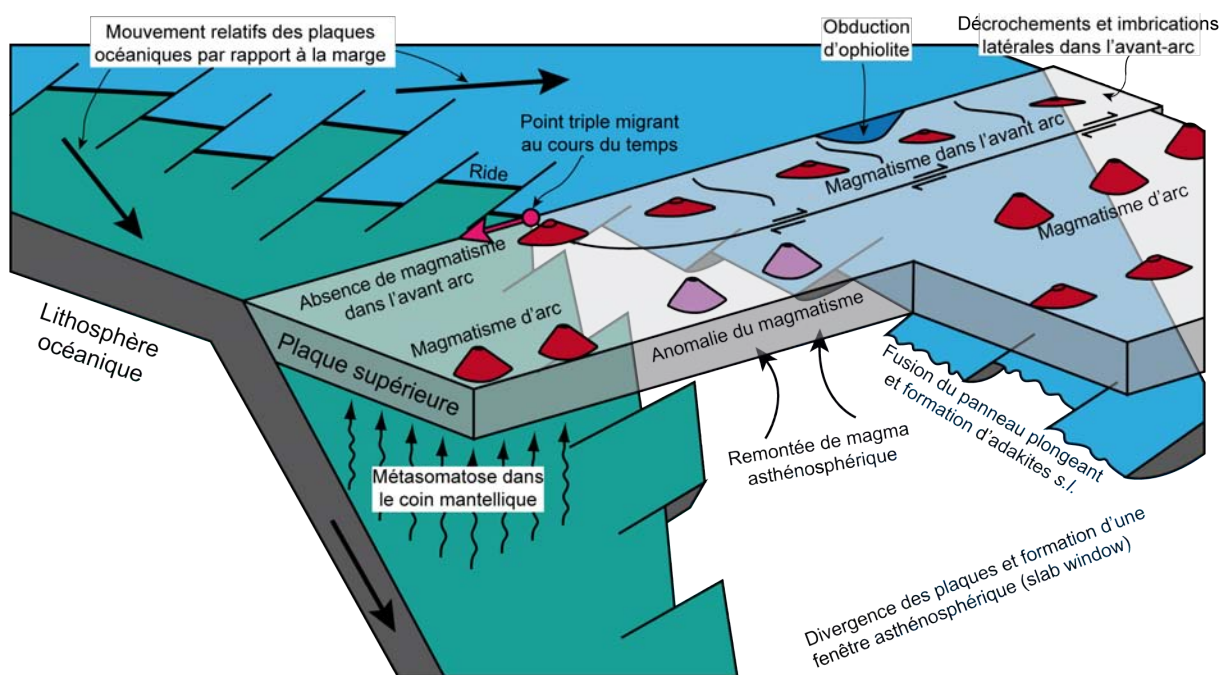


Figure 1.B.4 Bloc diagramme idéal d'une subduction de dorsales (modifié d'après **Thorkelson, 1996**). Ce schéma illustre la subduction de la ride Kula-Farallon qui a affecté la marge nord-américaine durant le Crétacé et le Tertiaire.

### B.1.iii Déformation et exhumation du complexe d'accrétion : le cas du complexe franciscain

Le complexe franciscain occupe la partie centrale de côte Pacifique des Etats-Unis (*Figure 1.B.5*). Il comprend principalement des roches clastiques, déposées à l'origine dans la fosse, et actuellement associées à des lambeaux de roches volcaniques dont certains correspondent à des fragments de guyots accrétés (**Blake, 1984**). Le complexe franciscain se



divise en trois parties, séparées par des chevauchements vers l'ouest (Figure 1.B.5). La partie occidentale d'âge tertiaire est caractérisée par des roches de faible degré de métamorphisme

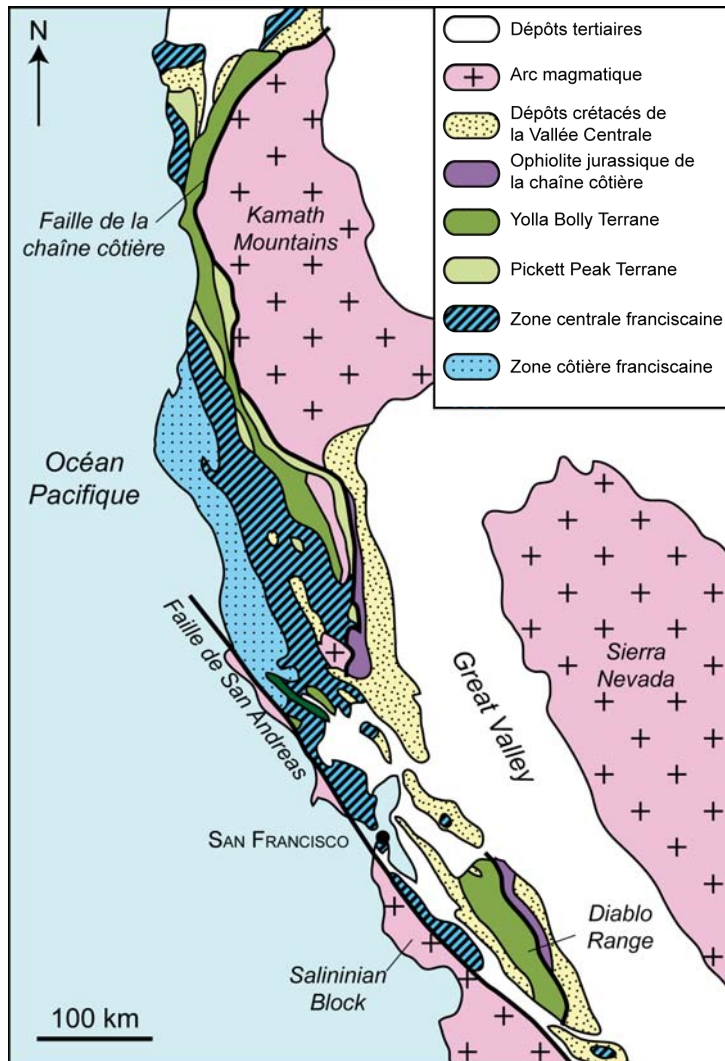


Figure 1.B.5 Carte des unités tectono-stratigraphiques mésozoïques et cénozoïques du nord-Ouest de la Californie indiquant la localisation du complexe franciscain, de la chaîne côtière et du bassin d'avant arc de la vallée centrale (modifié d'après, Ring, 2008).

Le complexe franciscain est bordé à l'est par la faille de la Chaîne Côtière (*Coast Range Fault Zone*). Les déplacements principaux le long de cet accident lithosphérique sont d'âge Crétacé supérieur à Eocène (Suppe, 1978). Les études sédimentologiques, ainsi que les traces de fission multi-minérales ont permis de démontrer que cette faille accommodait une exhumation différentielle du complexe franciscain (Dickinson et al., 1982 ; Unruh et al., 2007), même si la géométrie a été perturbée par le jeu récent de la faille de San Andréas. L'accident de la Chaîne Côtière met en contact le complexe franciscain et le bassin d'avant-arc de la vallée Centrale (*Great Valley Fore-arc Basin*) (Figure 1.B.5). La base de ce bassin, qui forme un épais synclinorium dyssimétrique, est constituée par des ophiolites jurassiques parfois serpentinitées. Les premiers dépôts datent du Jurassique supérieur et sont recouverts par les sédiments du Crétacé, avec une discordance mineure à la base du Crétacé

(Blake et al., 1988). La partie centrale, d'âge jurassique supérieur à crétacé supérieur, est marquée par un mélange à matrice sédimentaire contenant des blocs de grauwacke, de roches vertes, de schistes bleus, de chert et d'éclogites (Blake et al., 1988 ; Wakabayashi, 1990).

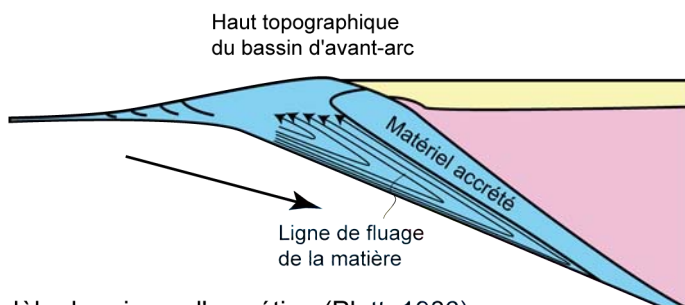
La partie orientale est formée par deux unités accrétées, présentant une histoire métamorphisme différente. Le « *Yolla Bolly Terrane* » a enregistré son pic de métamorphisme au milieu du Crétacé, alors qu'il est d'âge Jurassique supérieur à Crétacé inférieur dans le « *Pickett Peak Terrane* » (Figure 1.B.5). Le complexe franciscain est bordé à l'est par la faille de la Chaîne Côtière (*Coast Range Fault Zone*).

Les déplacements principaux le long de cet accident lithosphérique

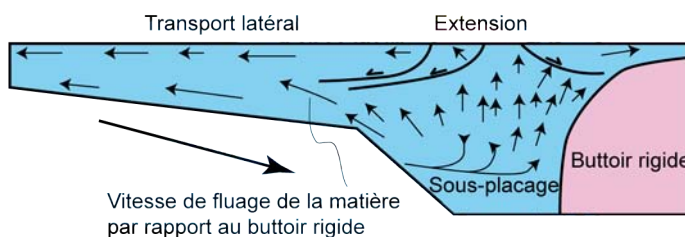
supérieur (Dickinson, 1971 ; Ingersoll, 1979). Le remplissage du bassin est scellé par la discordance majeure de l'Eocène sur le Crétacé-paléocène.

La présence de roches de haute pression (éclogites et schistes bleus) juxtaposées aux sédiments du bassin d'avant-arc est depuis longtemps une question qui intrigue la communauté géologique (Wakabayashi & Unruh, 1995). Plusieurs modèles ont ainsi été proposés pour expliquer l'exhumation des parties profondes du complexe franciscain, ainsi que sa déformation (Figure 1.B.6). Le modèle du *corner flow* (Cloos, 1982) propose que l'exhumation des roches de haute pression soit contrôlée par les contrastes de viscosité entre

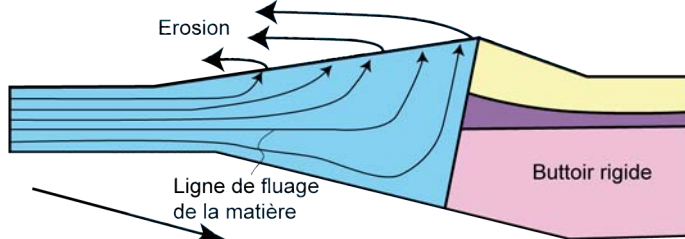
a) Modèle du "corner flow" (Cloos, 1982)






b) Modèle du prisme d'accrétion (Platt, 1986)



c) Modèle d'érosion (Willett et al., 1993)



-  Arc magmatique
-  Dépôts du bassin d'avant-arc de la Vallée Centrale
-  Complexe de subduction franciscaine

50 km

Figure 1.B.6 Modes de déformation du prisme d'accrétion à l'origine de l'exhumation des roches de haute pression (exemple du complexe franciscain). A : le modèle du *corner flow* (Cloos, 1982) met en avant le fluage de la matière dans le prisme. b : le modèle proposé par Platt (1986) favorise l'extension dans la partie superficielle et non-frontale du prisme. C : modèle d'érosion (Willett et al., 1993) suggère que l'érosion joue un rôle important dans l'exhumation des parties profondes du prisme.

les différents matériaux accrétés (Figure 1.B.6a). Ce postulat est

principalement basé sur la présence de mélange à blocs dans le prisme d'accrétion, où le contraste de viscosité entre la matrice (sédimentaire ou serpentineuse) et les blocs (mafiques, ultramafiques ou siliceux) se traduit par un fluage de la matière. De ce modèle découle l'hypothèse du chenal de subduction (*channel flow*), zone étroite du coin orogénique le long de laquelle se localise l'exhumation. Ce modèle n'est cependant applicable que dans le cas d'unités de mélange à matrice serpentineuse (Cloos, 1982). Le modèle

d'effondrement du prisme d'accrétion (Platt, 1986 ; 1993a) est principalement basé sur la géométrie de la zone de convergence et notamment sur la

présence d'un buttoir rigide (*stagnant region* ou *buttress*). Puisqu'une partie de la lithosphère plongeante est accrétée par sous placage à la base du prisme, le flux de matière entrant génère une convection (*solution mass transport*) à l'intérieur du prisme (*Figure 1.B.6b*). En fonction de la géométrie du buttoir, il peut exister des différences de vitesse relative, ce qui entraîne de l'extension dans une partie du prisme. Le développement de systèmes conjugués de failles normales permet ainsi l'exhumation des parties profondes du prisme. Bien que ce modèle soit couramment accepté, le volume du prisme est considéré comme constant, alors qu'il existe des évidences de variations de volume, notamment à cause de l'érosion. L'érosion est le processus dominant de l'exhumation des roches profondes (**Ring, 2008**). L'érosion est d'autant plus active, qu'un haut topographique (bassin d'avant-arc montagneux) est formé (*Figure 1.B.6c* ; **Willett et al., 1993**). Les variations de la topographie sont liées 1) à l'accrétion de matériaux en base de prisme et 2) à la tectonique extensive découlant de la convection interne.

#### *B.1.iv Accrétion et croissance continentale épisodique : exemple de l'Alaska*

Le nord-ouest de l'Amérique du Nord (Alaska, Yukon) résulte d'une accrétion quasi-continue d'unités pendant le Phanérozoïque (*Figure 1.B.7*). Si certaines sont franchement exotiques, de nombreux « *terrane* » sont situés à proximité de la marge nord-américaine. Ils appartiennent au « *terrane* » composite SAYBIA qui s'étendait vraisemblablement de l'Alaska au Mexique (**Johnston, 2001**). Ce ruban continental, formé lors d'une histoire précoce Paléozoïque à Mésozoïque commence à migrer vers le Nord-est (**Engebretson et al., 1985**) et entre en collision avec le continent nord-américain au cours du Crétacé supérieur. Cette collision est oblique et, à cause de l'hétérogénéité du SAYBIA, entraîne la formation de deux virgations en Alaska (*Figure 1.B.8* ; **Johnston, 2001**). La collision terminale tertiaire dans l'ouest du Canada est marquée par une importante composante décrochante dextre qui accommode la migration vers le nord des unités accrétées (**Cowan, 1982** ; **Johnston et al., 1996**). Pendant le Paléozoïque, d'autres « *terrane* », plus exotiques comme « *Wrangelia* » et « *Alexander* » se sont formés en domaine intra-océanique. A la fin du Trias, l'amalgame de ces deux terranes avec l'arc insulaire de « *Peninsular Terrane* » entraîne la formation du « *Wrangellia (Insular) Superterrane* » (*Figure 1.B.7* ; **Plafker et al., 1994**). Ce dernier situé à l'interface entre les plaques Farallon (aujourd'hui disparue) et Pacifique est déjà affecté par la zone de subduction de la plaque Pacifique à l'origine de la formation d'un complexe d'accrétion Triassique à Crétacé supérieur (« *Chugach Terrane* »). Les matériaux accumulés découlent de l'érosion du « *Wrangellia Superterrane* » et de l'accrétion de fragments



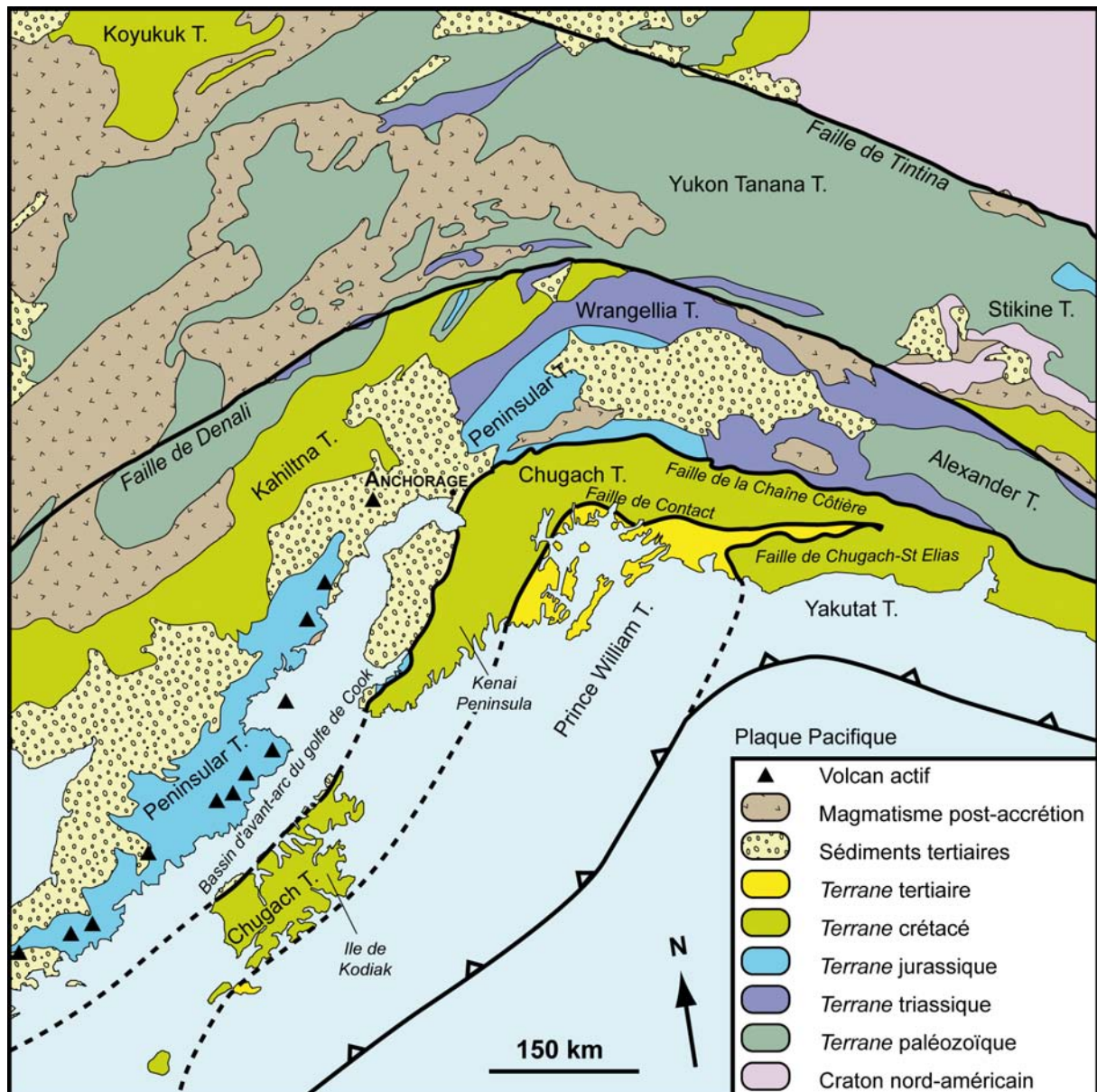


Figure 1.B.7 Carte des *terranes* d'Alaska du sud, montrant le rajeunissement progressif des *terranes* en direction de la subduction actuelle, à l'exception des *terranes* exotiques comme Wrangellia (modifié d'après **Plafker et al., 1994**).

océaniques. Le « *Chugach Terrane* » est divisé en deux parties. La partie interne, appelée *McHugh Complex* (« *Uyak Complex* » dans l'île de Kodiak) est formée par un mélange à blocs (sédimentaire et magmatiques) emballés dans une matrice sédimentaire et métamorphisée jusque dans le faciès schiste bleu (**Clark, 1973 ; Connelly, 1978 ; Bradley et al., 1999**). La partie externe (« *Valdez Group* ») comprend des turbidites du Crétacé supérieur métamorphosées (**Plafker et al., 1994 ; Kochelek et al., 2011**). Durant le Mésozoïque, les dépôts d'érosion du « *Wrangellia Superterrane* » se sont aussi déposés en arrière de la zone de subduction dans ce qui deviendra le « *Kahiltna Terrane* » (Figure 1.B.7). La collision diachrone entre le « *Wrangellia Superterrane* » et la marge nord-Américaine débute au Crétacé inférieur en Oregon et devient généralisée en Alaska vers la fin du Crétacé

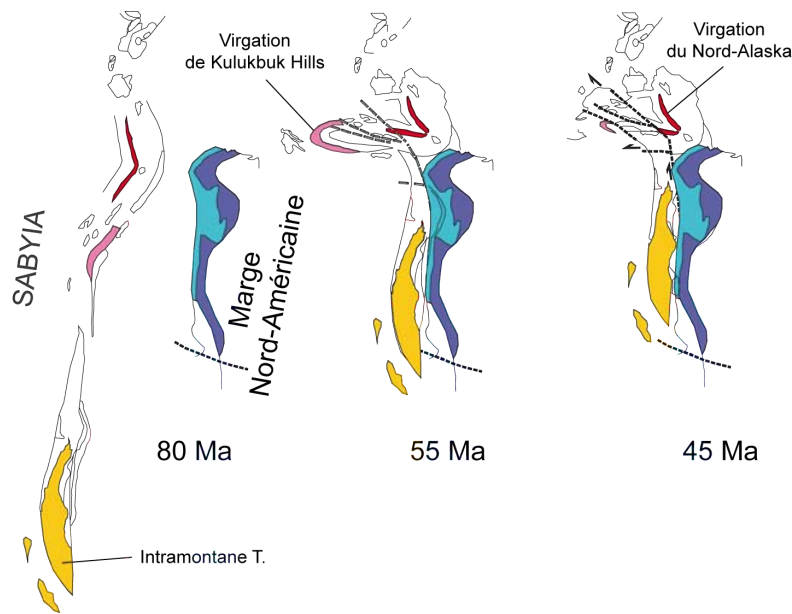


Figure 1.B.8 Carte schématique illustrant la paléogéographie de l'Alaska et du Yukon entre le Crétacé supérieur et le Tertiaire (Modifié d'après **Johnston, 2001**). La migration vers le nord du *superterrane* SYBIA s'accompagne d'une butée contre les *terrane*s arctiques paléozoïques à l'origine de la double virgation de l'Alaska.

(**Cowan, 2003**). Ce dernier comprend des séries de turbidites associées à des fragments océaniques (**Moore, 1973 ; Bradley et al., 2003**). Le « *Yakutat terrane* » est un plateau océanique éocène recouvert de sédiments continentaux accrétés durant l'Oligocène (**Perry et al., 2009**). Depuis le Néogène, et jusqu'à aujourd'hui, la subduction se poursuit au niveau de la fosse des Aléoutiennes, entraînant du magmatisme d'arc au niveau des « *terrane*s » mésozoïques accrétés (Figure 1.B.7). Les produits d'érosion s'accumulent dans le bassin d'avant-arc du Golfe de Cook. Si la subduction est pratiquement frontale au niveau de l'Alaska, elle devient progressivement oblique, puis est remplacée par des décrochements de direction nord-sud et de cinématique dextre.

Cette immense chaîne d'accrétion a enregistré les témoins d'une croissance épisodique marquée par des alternances de phases d'accrétion dans le prisme et d'épisodes d'érosion tectonique. Actuellement, le prisme d'accrétion sous marin croît par accrétion frontale de matériau combiné aux apports depuis le continent (**Moore et al., 1991**). Si la subduction a été quasi continue depuis le Paléozoïque, les enregistrements sédimentaires et tectoniques dans les « *terrane*s » de Chugach, Prince William et Yakutat montrent des évidences de phases d'érosion intercalées entre les périodes d'accrétion et de croissance frontale du prisme. Dans le groupe de Valdez du « *Chugach Terrane* » et dans le « *Prince William Terrane* », l'accrétion semble être le mécanisme dominant de la subduction entre 80 Ma et 40 Ma, bien

(**Trop & Ridgway, 2007**). En plus du métamorphisme et de la déformation développée lors cette collision oblique, des décrochements morcèleront le « *Wrangellia Superterrane* », pour lui donner son aspect fragmentaire actuel (Figure 1.B.2). La subduction de la plaque Pacifique sous le continent nord-américain se poursuit au cours du Tertiaire, avec la formation du complexe d'accrétion Paléocène-Eocène de « *Prince William Terrane* »

que dans le détail l'accrétion apparaît comme épisodique au Crétacé supérieur (**Byrne & Fisher, 1987**). Sur la base des spectres d'âge des zircons détritiques, deux autres périodes d'érosion au sein du complexe de McHugh (« *Chugach Terrane* ») ont pu être mis en évidence : 1) au cours du Crétacé supérieur et 2) durant le Crétacé inférieur (**Amato & Pavlis, 2010**). Enfin, un épisode d'érosion d'âge jurassique inférieur est avancé à partir des caractéristiques du magmatisme d'arc jurassique (**Clift et al., 2005**). Cette alternance de période d'accrétion et d'érosion au cours de la subduction témoigne de l'instabilité chronique de la marge nord américaine. Les transitions entre les différents régimes de subduction traduisent des variations du flux de sédiments au niveau de la fosse, conséquences directes de la collision de microcontinents, de ride ou de plateaux océaniques.

## B.2 Les Tasmanides

Les Tasmanides représentent une partie du système orogénique des Australides s'étendant de l'Amérique du sud à l'Océanie en passant par l'Antarctique (**Cawood & Leitch, 2002 ; Cawood, 2005**). Les Australides ont été formées du Néoprotérozoïque au Mésozoïque sur la bordure du Gondwana, avant sa destruction au Mésozoïque (**Vaughan et al., 2005**).

Les Tasmanides constituent un ensemble linéaire de chaînes d'accrétion d'âge paléozoïque, s'étendant depuis la Nouvelle Guinée jusqu'en Tasmanie en couvrant toute la partie orientale de l'Australie (**Glen, 2005**). D'ouest en est, l'âge de ces chaînes d'accrétion australiennes diminue (*Fig. 1.B.9*). La chaîne de Thomson (« *Thomson Orogen* ») est partiellement recouverte par les sédiments mésozoïques du bassin crétacé d'Eromanga. Ce segment orogénique, autrefois rattaché à la chaîne de Lachlan, présente des indices de déformation cambrienne, ce qui pourrait en faire un équivalent de la chaîne Delamérienne (**Draper, 2005 ; Glen, 2005**). La chaîne Delamérienne (« *Delamerian Orogen* ») résulte de l'accrétion, au Cambrien supérieur, d'un arc insulaire et de son bassin d'avant-arc contre la

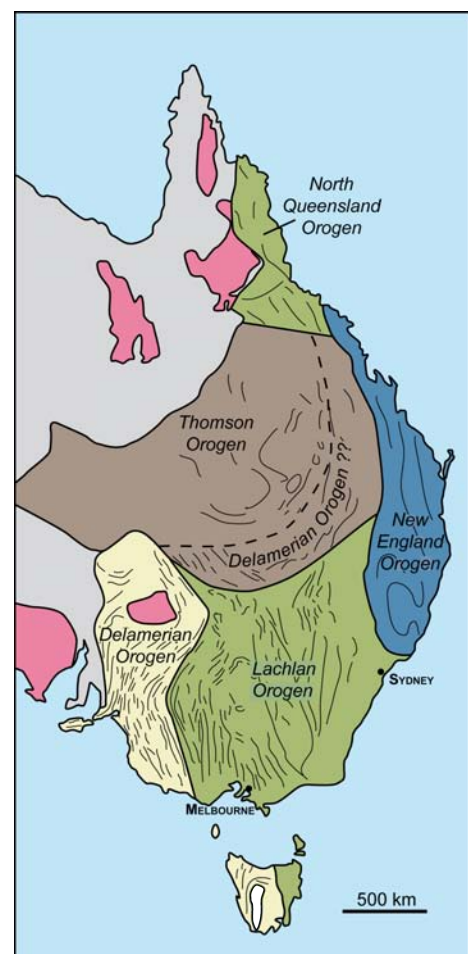


Figure 1.B.9 Carte des systèmes orogéniques paléozoïques de l'Australie Orientale (modifié d'après **Gray & Foster, 2004**). Le réseau de lignes fines représente la structure inférée par l'analyse linéaire des images satellites.



marge continentale Australienne (Glen, 2005). L'épisode final de déformation est daté à la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien (Haines & Flöttmann, 1998 ; Foden et al., 2006).

La chaîne de Lachlan (« *Lachlan Fold Belt* ») consiste en un vaste ensemble plissé de terrains paléozoïques, reposant sur un substratum à croûte océanique (Foster & Gray, 2007). Ces terrains paléozoïques correspondent à des turbidites cambro-ordoviciennes, associées à des séries volcaniques et volcano-sédimentaires ordoviciennes, des turbidites d'âge silurien à carbonifère inférieur et des intrusions siluro-dévonniennes. Puisque les principales unités reconnues sont d'affinité magmatique, la formation de cette chaîne et la croissance continentale en Australie résultent principalement du transfert de matière entre le réservoir mantellique et la croûte. Ce modèle génétique s'oppose à l'accrétion d'unités exotiques proposée pour rendre compte de l'expansion latérale des cordillères nord-Américaines. Afin d'expliquer ces associations lithologiques et le développement vertical et frontal de la chaîne plissée de Lachlan, des épisodes successifs d'extension et de compression dans la zone intra-arc sont évoqués (Glen, 2005). Cette zone est caractérisée par une lithosphère mince et chaude, ce qui permet une localisation de la déformation. Dans un des modèles proposés (Fig. 1.B.10 ; Collins, 2002), le retrait vers l'océan du panneau plongeant entraîne une extension

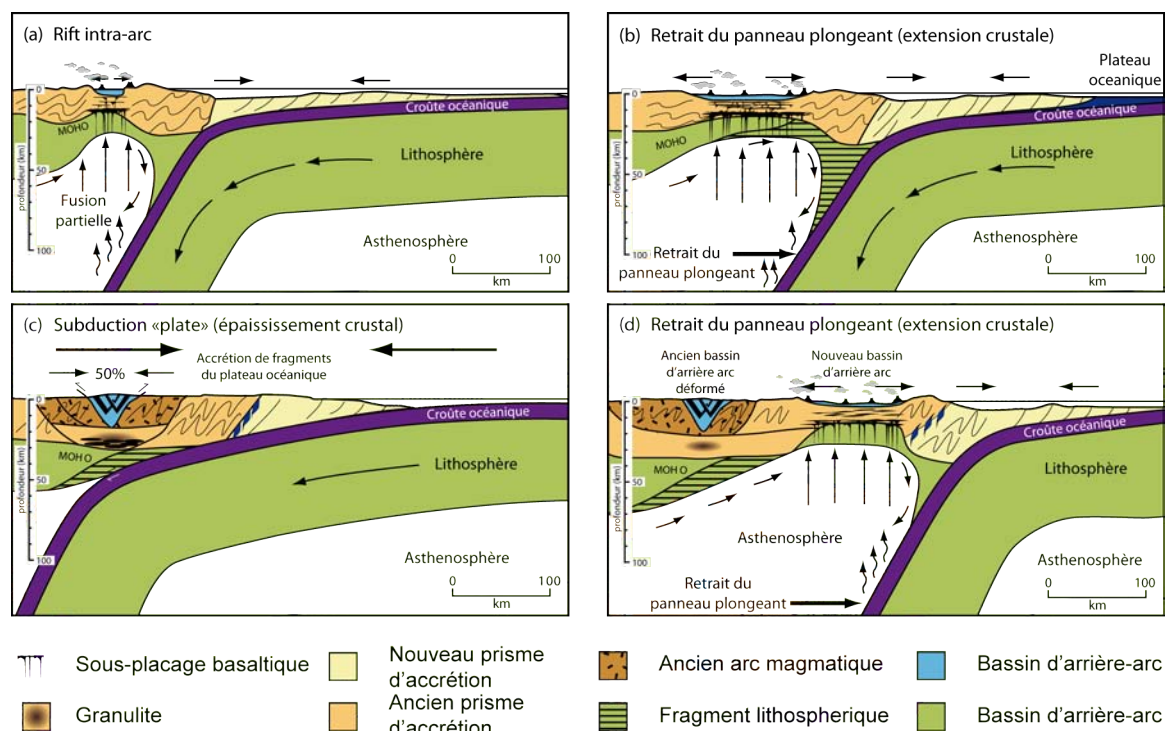


Figure 1.B.10 Modèle d'évolution de la chaîne de Lachlan illustrant les mécanismes de croissance de la croûte continentale de l'Australie Orientale au cours du Paléozoïque (modifié d'après Collins, 2002). L'expansion de la marge résulte de l'ouverture (a, b et d) puis de la fermeture (c) de bassins d'arc-arrière successifs, contrôlés respectivement par le retrait du panneau plongeant (b) et par l'aplatissement du plan subduction (c).

crustale en domaine intra-arc et le développement d'un bassin d'arrière-arc à croûte basaltique. Puisque la croûte océanique est généralement hétérogène, la subduction d'aspérités, telle que les plateaux océaniques peut entraîner des variations du régime de la subduction et un aplatissement du plan de subduction. La faible inclinaison du plan de subduction empêche le retrait du panneau plongeant et entraîne une contraction dans la plaque supérieure. La déformation compressive se localise alors au niveau du bassin d'arrière-arc, qui finira par se fermer, avec le développement de structures 'en fleur positive'. Lorsque la subduction redevient facile, le panneau plongeant se retire à nouveau entraînant l'ouverture d'un nouveau bassin d'arrière-arc. Ces épisodes successifs de compression et d'extension dans la zone supra-subduction sont à l'origine d'une importante croissance de la croûte continentale australienne. Trois composantes contribuent à l'expansion frontale et verticale de la marge : 1) le magmatisme d'arc, 2) la formation d'une croûte juvénile basaltique dans le bassin d'arrière-arc et 3) la sédimentation dans le prisme d'accrétion associée à l'incorporation de fragments de lithosphère océanique lors de la subduction d'aspérités.

L'édifice orogénique le plus récent des Tasmanides est la chaîne plissée de la Nouvelle-Angleterre (« *New England Orogen* »). Cette chaîne qui s'est développée à la fin du Paléozoïque sur des fragment orogéniques plus anciens se caractérise par l'association de trois éléments (**Korsch, 1977 ; Cawood & Leitch, 1985**): 1) l'arc magmatique de Keepit-Connors au nord-ouest, 2) le bassin central d'avant arc de Tamworth-Yarroll et 3) le complexe de subduction de Tablelands-Wandilla, à l'est (*Fig. 1.B.11*). Ces deux derniers domaines sont séparés par une séquence ophiolitique discontinue, qui pourrait représenter le substratum du bassin d'avant-arc (**Aitchison et al., 1992**). Si au premier ordre, la chaîne se présente de manière linéaire nord-sud, la partie méridionale est caractérisée par une structure curviligne : la virgation de la Nouvelle Angleterre (**Offler & Foster, 2008**). Cette virgation est particulière du fait de la double vergence et plusieurs modèles (**Korsch, 1977 ; Offler & Foster, 2008**) proposent des décrochements à cinématiques opposés pour expliquer cette géométrie. Récemment, sur la base de données paléomagnétiques au Carbonifère et au Permien, un modèle alternatif a été proposé (*Fig. 1.B.11 ; Cawood et al., 2011b*). La forme en oméga ( $\Omega$ ) de la chaîne résulte du déplacement du segment sud par rapport à un segment nord fixé au continent australien. Ce mouvement relatif vers le nord est accommodé par un réseau de failles sénestres parallèles à la chaîne. Le développement de ces failles est possiblement lié au changement de la direction de la paléo-plaque Pacifique par rapport à la marge du Gondwana (**Cawood et al., 2011a**).



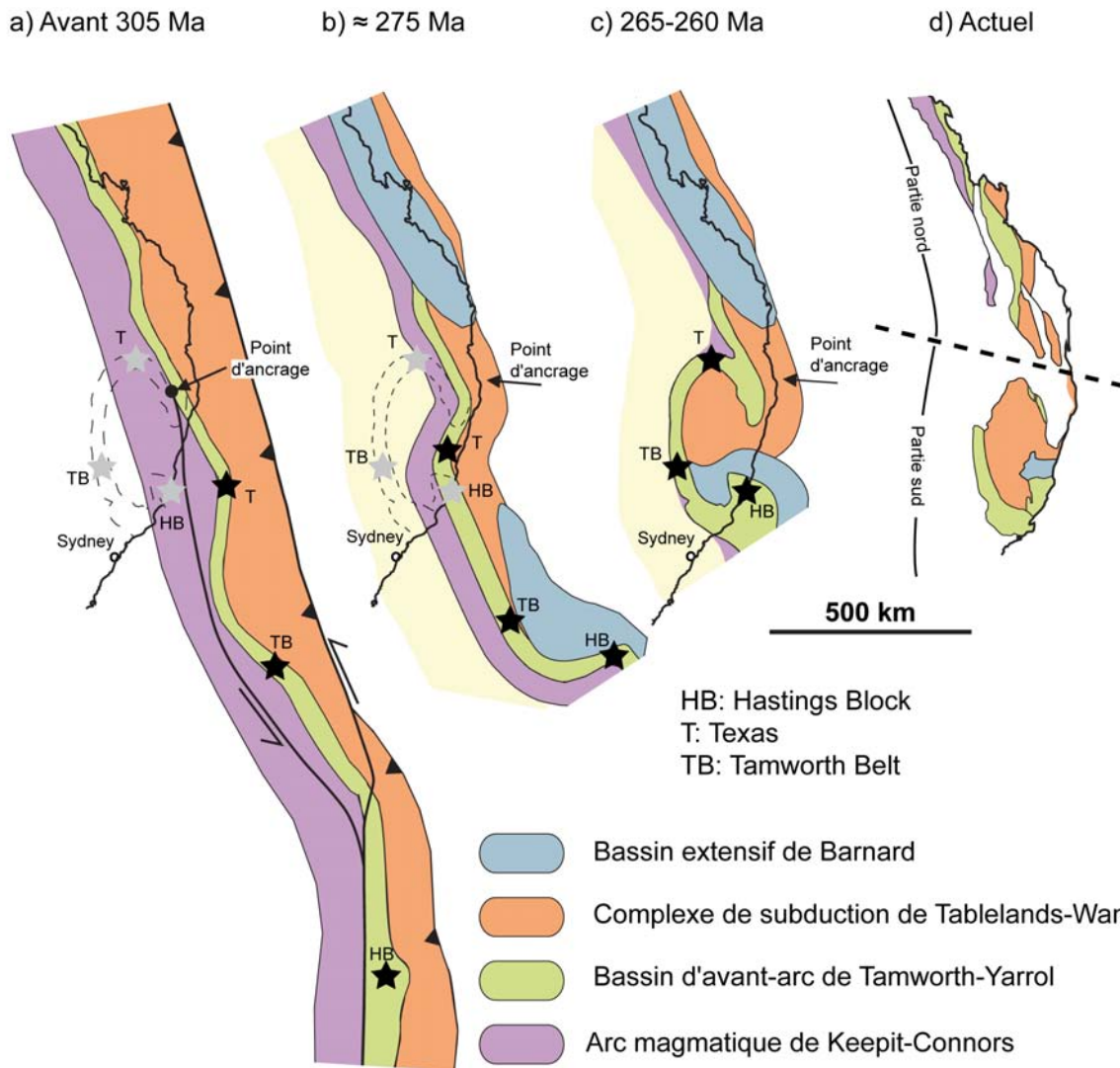


Figure 1.B.11 Reconstruction paléomagnétique des blocs de la chaîne de Nouvelle-Angleterre, montrant les différentes étapes à l'origine de la virgation complexe actuellement observé (modifié d'après **Cawood et al., 2011b**). A l'origine la marge est australienne représentait un segment linéaire (a), mais l'initiation d'un décrochement sénestre dans la partie du de la marge conduit à la courbure progressive (b and c) de la partie centrale et méridionale de la chaîne. La chaîne actuelle montre ainsi une double virgation (d) caractérisée par une forme d' «  $\Omega$  ».

### B.3 Le cas du Japon

Le Japon est classiquement divisé en trois parties : la partie nord-est au nord de la faille de Tanakura, la partie centrale entre les failles de Tanakura et Itoigawa-Shizuoka et la partie sud-ouest au sud de la faille de Itoigawa-Shizuoka (ITL). Dans les parties centrale et méridionale, la Ligne Tectonique Médiane (MTL) sépare les zones internes des zones externes (Fig. 1.B.12). Dans les zones internes, on distingue les domaines de Hida, Oga, Sangun, Maizuru, Tamba et Ryoke. Les domaines de Sambagawa, Chichibu et Shimanto constituent la zone externe. Des accidents tectoniques majeurs séparent les différentes zones, chacune de ces dernières présentant des conditions métamorphiques spécifiques.

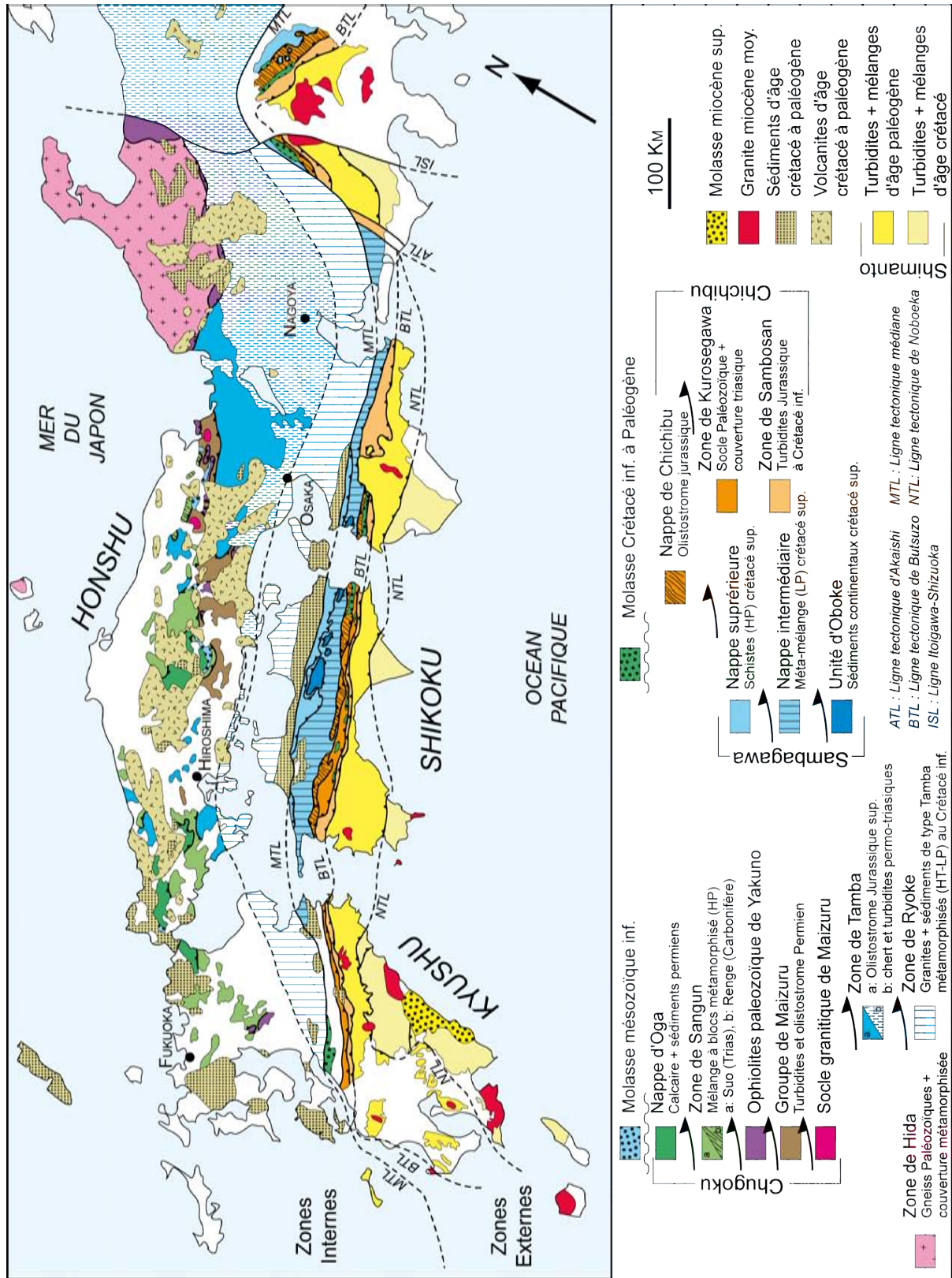


Figure 1.B.12 Carte tectonique du sud Japon, illustrant l'évolution orogénique depuis le Paléozoïque supérieur (compilé d'après Charvet et al., 1985 ; Faure, 1985 ; Charvet & Fabbri, 1987 ; Faure & Charvet, 1987).

L'association de larges zones internes non métamorphiques traversées par des intrusions magmatiques et de zones externes étroites où les roches océaniques et/ou profondes sont préservées a conduit certains auteurs à définir les orogènes de type Pacifique (Miyashiro, 1961 ; Matsuda & Uyeda, 1971). Ces chaînes s'opposent alors aux chaînes alpines caractérisées par des nappes. Ce modèle s'inspire de la géométrie des zones de subduction mais offre très peu de contraintes sur la structure du Japon. L'apport des études structurales couplées à la biostratigraphie (radiolaires, conodontes) a permis l'identification de nappes dans le sud-ouest du Japon (Fig. 1.B.12 ; Faure, 1985 ; Faure et al., 1986 ; Faure & Charvet, 1987). Du fait de l'existence de ces nappes, de nombreuses corrélations entre les zones ont été proposées (Isozaki, 1996 ; 1997 ; Maruyama, 1997 ; Isozaki et al., 2010). En outre, les zones respectives d'enracinement des nappes sont beaucoup discutées. L'importance de la tectonique tangentielle a entraîné la mutation du modèle d'orogène de

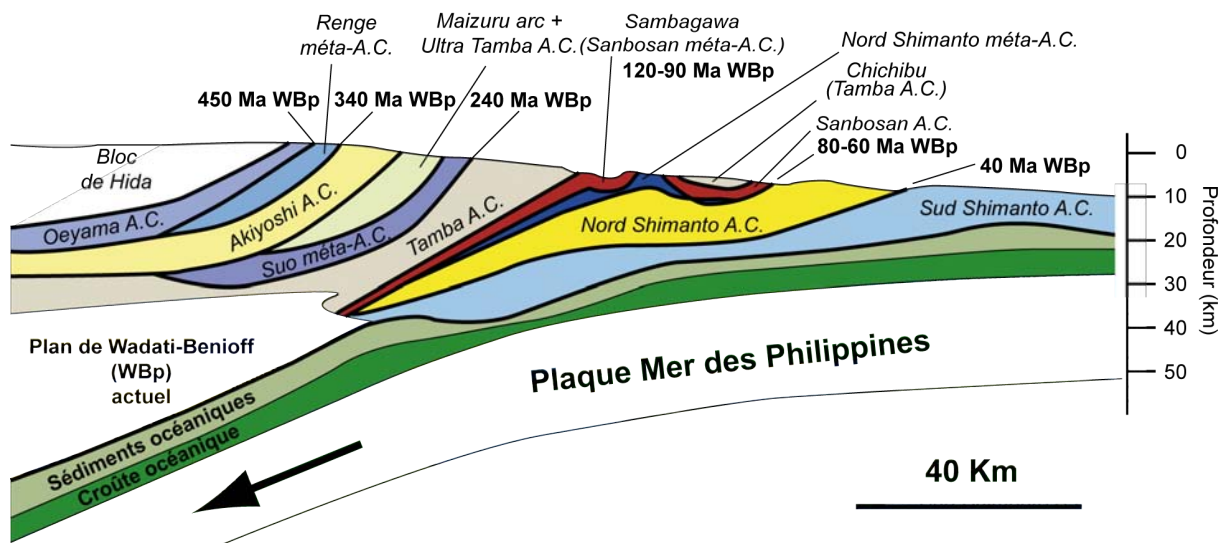


Figure 1.B.13 Coupe schématique du sud-ouest du Japon, illustrant le rajeunissement des complexes d'accrétion (et des paléo-plans de Bénioff) en direction de la zone de subduction actuelle (Modifié d'après Isozaki et al., 2010).

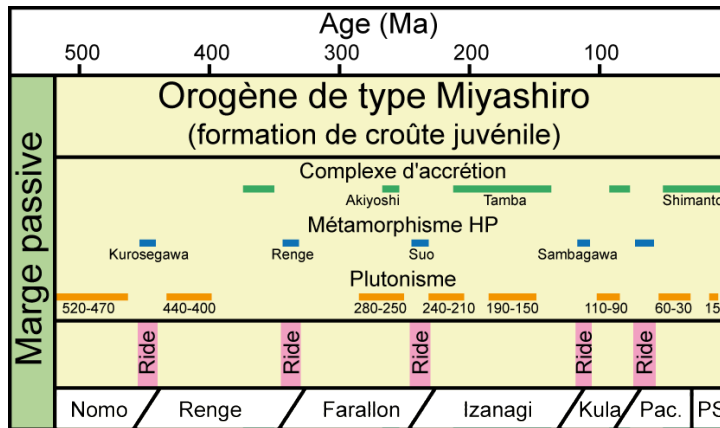


Figure 1.B.14 Tableau synthétique des événements géodynamiques affectant le Japon depuis le Paléozoïque (Modifié d'après **Isozaki et al., 2010**). L'alternance d'épisodes métamorphiques de haute pression et de haute température est interprétée comme le résultat de multiples subductions de rides océaniques entrecoupant une accrétion quasi continue le long de la marge est-asiatique.

du chenal de subduction. Par analogie avec les cordillères mésozoïques nord-américaines, plusieurs épisodes de subduction de ride, à l'origine du métamorphisme de haute température (Zone de Ryoke par exemple), ont été proposés (Fig. 1.B.14 ; **Maruyama, 1997** ; **Brown, 1998** ; **Isozaki et al., 2010**). La subduction continue de croûte océanique a entraîné la mise en place d'importants volumes de magma dans la croûte, avec des pics de magmatisme lors des subductions de ride. L'accrétion continue de matériel entraîne la migration vers l'océan du complexe d'accrétion et du front magmatique ce qui provoque la croissance de la marge continentale.

Bien que le modèle de la subduction océanique continue soit accepté par une grande partie de la communauté scientifique, de nombreux arguments sont en faveur de collisions successives de microcontinents (Fig. 1.B.15). En effet, à la faveur de discordances régionales, trois cycles orogéniques sont généralement reconnus pour expliquer la structure Pré-Miocène (**Kobayashi, 1941** ; **Kimura, 1973**) : 1) le cycle paléozoïque supérieur à triasique ou orogénèse d'Akiyoshi, 2) le cycle mésozoïque et 3) le cycle paléogène. La structure générale des nappes est relativement différente de celle des prismes d'accrétion classique. En effet, dans les zones actuelles de convergence, la tectonique compressive est limitée à la zone du prisme. Dans le cas du Japon, la tectonique tangentielle n'est pas seulement localisée dans certains niveaux de décollement, mais elle affecte aussi les domaines anciens où les structures sont réactivées. Ce type de processus est classique dans les chaînes alpines où la collision continentale produit une migration du front de déformation depuis les zones internes vers les zones externes et l'avant pays. De manière identique, les chemins pression-température-temps

type Pacifique en un modèle de chaîne de « type Miyashiro » (**Maruyama, 1997**). Ce modèle considère le sud-ouest du Japon comme une pile de complexes d'accrétion (Fig. 1.B.13). La juxtaposition de roches de différents degrés métamorphiques reflète la dynamique du complexe d'accrétion marquée par l'exhumation syn-convergence des parties profondes du prisme le long



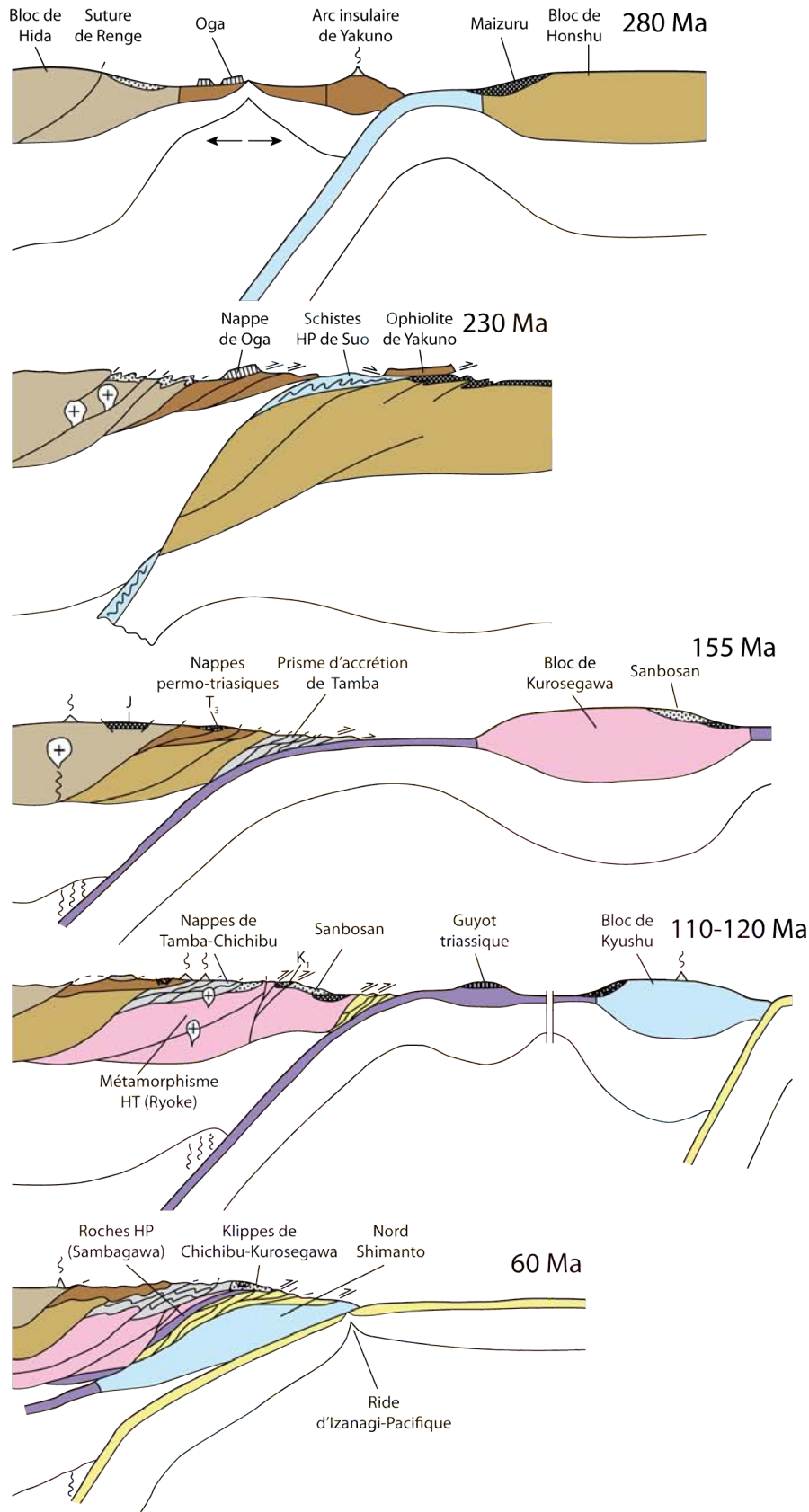


Figure 1.B.15 Modèle polycyclique de l'évolution géodynamique du SW Japon (Charvet, 2011). Les collisions successives de microcontinents sont à l'origine de la structure de nappes. A l'exception de début du Tertiaire, où il existe des évidences nettes de subduction de ride, le métamorphisme haute température observée résulte d'une remontée asthénosphérique en réponse à la rupture du panneau plongeant.

de certaines écloïtes montrent une exhumation très rapide de ces roches, ce qui est

compatible avec un modèle de subduction continentale. De plus, des éléments continentaux (en plus de la zone de Hida) sont impliqués dans la structure de nappes (**Charvet et al., 1985 ; Charvet & Fabbri, 1987 ; Faure & Charvet, 1987**) ou suspectés par la géochimie des granites (**Stein et al., 1994 ; Jahn, 2010**): 1) le bloc de Honshu représenté par des vieux granites, 2) le bloc de Kurosegawa, corrélé au massif du sud-Kitakami dans le nord-est du Japon, 3) le bloc de Kyushu, 4) le bloc Nord-Philippin. Les granitoïdes du sud-ouest du Japon présentent des valeurs négatives d' $\epsilon\text{Nd}(T)$ , ainsi que des âges modèles Sm-Nd protérozoïques (**Jahn, 2010**) ce qui indique une source partiellement crustale pour ces magmas et un recyclage de vieille croûte continentale. Les caractéristiques géochimiques de ces granites ne s'accordent donc pas avec l'hypothèse de multiples subductions de ride (**Maruyama, 1997 ; Isozaki et al., 2010**), qui auraient généré une croûte juvénile, potentiellement recyclable par la suite (**Jahn, 2010**). De plus, la rupture du panneau plongeant, consécutivement à une collision continentale, peut générer une remontée asthénosphérique et entraîner un magmatisme « anormal », représenté par des sanukites ou des adakites.

L'évolution tertiaire à actuelle du sud-ouest du Japon montre des caractéristiques typiques de chaînes d'accrétion. Les prismes d'accrétion successifs se sont développés grâce au sous placage de matériaux océaniques (**Kimura & Mukai, 1991 ; Kimura & Ludden, 1995**), mais certaines parties du complexe d'accrétion ont pu disparaître par érosion tectonique (**von Huene & Culotta, 1989**). Chaque prisme expose des caractéristiques structurales (**Hashimoto & Kimura, 1999**) ou lithologiques (**Faure, 1985**) identiques aux analogues modernes. Néanmoins le style de la déformation ainsi que la présence de blocs continentaux observés ou soupçonnés semblent indiquer que la subduction océanique a été entrecoupée d'événements discrets de collision continentale au cours du Phanérozoïque. Le cas du Japon montre ainsi l'ambiguïté du terme « chaîne d'accrétion ».

## C Le rôle des chaînes d'accrétion dans la croissance de la croûte continentale

Au cours de l'histoire de la Terre, la croissance de la croûte continentale a été progressive (Taylor & McLennan, 1985 ; Belousova et al., 2010). Si les premières études, basées sur des mesures isotopiques Rb-Sr et K-Ar prônaient une origine tardive de la croûte continentale (Hurley & Rand, 1969), les données géochimiques et isotopiques plus récentes suggèrent que le volume actuel de croûte continentale a été atteint dès l'Archéen ou le début du Protérozoïque (Fig. 1.C.1 ; Fyfe, 1978 ; Reymer & Schubert, 1984 ; Taylor & McLennan, 1985 ; Armstrong, 1991 ; Belousova et al., 2010). Dans les chaînes d'accrétion,

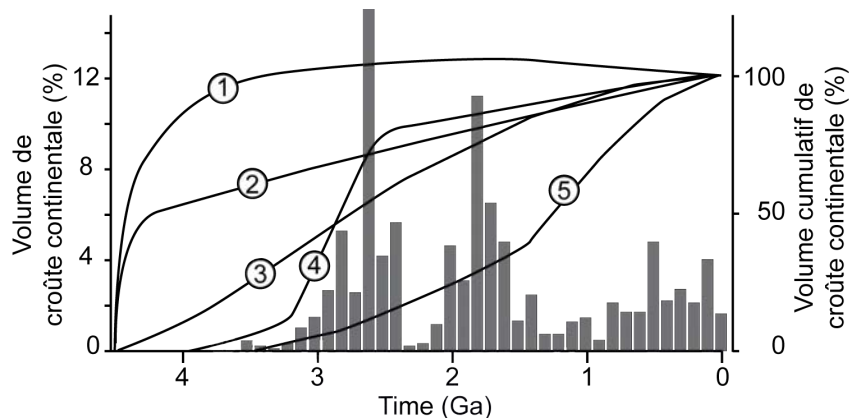


Figure 1.C.1 Histogramme de la distribution volumique de croûte continentale juvénile depuis la formation de la Terre (modifié d'après **Condie, 2005**). Cette distribution basée sur une compilation des âges U-Pb sur zircons et des âges Nd met en avant le mode épisodique de la croissance continentale. Les modèles de croissance continentale sont aussi reportés (1 : **Fyfe, 1978** ; 2 : **Reymer & Schubert, 1984** ; 3 : **Armstrong, 1991** ; 4 : **Taylor & McLennan, 1985** ; 5 : **Hurley & Rand, 1969**).

les valeurs positives d' $\epsilon_{Nd}$  montrent la présence d'unités juvéniles, même si certaines unités présentent des valeurs d' $\epsilon_{Nd}$  négatives, caractéristiques d'un mélange d'apports juvéniles et de recyclage de croûte plus ancienne (**Samson et al., 1989 ; Jahn, 2004**).

La croissance de la croûte continentale se caractérise par le transfert de matériaux mantelliques juvéniles dans la croûte et deux mécanismes sont généralement proposés (Fig. 1.C.2 ; **Rudnick, 1995 ; Jahn, 2004**).

- La croissance horizontale (*lateral growth*) se caractérise principalement par la fusion du coin de manteau et la production de magmatisme d'arc (Fig. 1.C.2a ; **Condie, 2007**). En effet, la composition moyenne de la croûte continentale est identique à celles des marges actives (**Taylor & McLennan, 1985**) ce qui tend à montrer que les zones de subduction participent activement à la croissance des masses continentales (**Taylor, 1967**). La fusion partielle de la croûte océanique dans la zone de subduction contribue aussi à la production de magma juvénile. L'amalgame d'unités juvéniles formées au niveau des dorsales (croûte océanique), en domaine intra-plaque (guyots, plateaux océaniques), en limite de plaques océaniques (arcs

insulaire) et en domaine avant-arc et arrière-arc (*supra-subduction zone ophiolites*) participe aussi à l'expansion des masses continentales (Fig. 1.C.2b).

· La croissance verticale est marquée par le sous-plaquage (*underplating*) de magmas d'origine mantellique en base de croûte d'arc ou de croûte continentale (Jahn, 2004). Cette remontée de matériel asthénosphérique intervient en réponse à la rupture du panneau plongeant (Fig. 1.C.2c) ou résulte de l'activité d'un panache mantellique (*plume*) (Fig. 1.C.2d). Le flux de chaleur généré permet la fusion de la croûte inférieure et la production de magmas plus ou moins siliceux et caractérisés par une contamination par l'encastant et par une composante juvénile mantellique. Les injections d'origine asthénosphérique peuvent aussi se mettre en place directement dans les niveaux supérieurs, voire superficiels de la croûte.

L'accrétion de microcontinents dérivant à l'origine d'une marge continentale ne peut être considérée comme un mécanisme direct de croissance crustale, car elle conduit uniquement à une redistribution spatiale des masses existantes. Cependant, la convergence entre deux lithosphères continentales engendre un magmatisme d'arc, l'accrétion (ou l'obduction) d'ophiolites dans le prisme, mais aussi un magmatisme post-orogénique d'origine partiellement mantellique. A l'opposé, les chaînes de collision, malgré des épisodes précoces d'accrétion, sont marquées préférentiellement par le recyclage crustal et la production de croûte juvénile y est négligeable (Dewey et al., 1986). Dans les chaînes d'accrétion, le taux de production de croûte juvénile semble avoir été plus élevé au

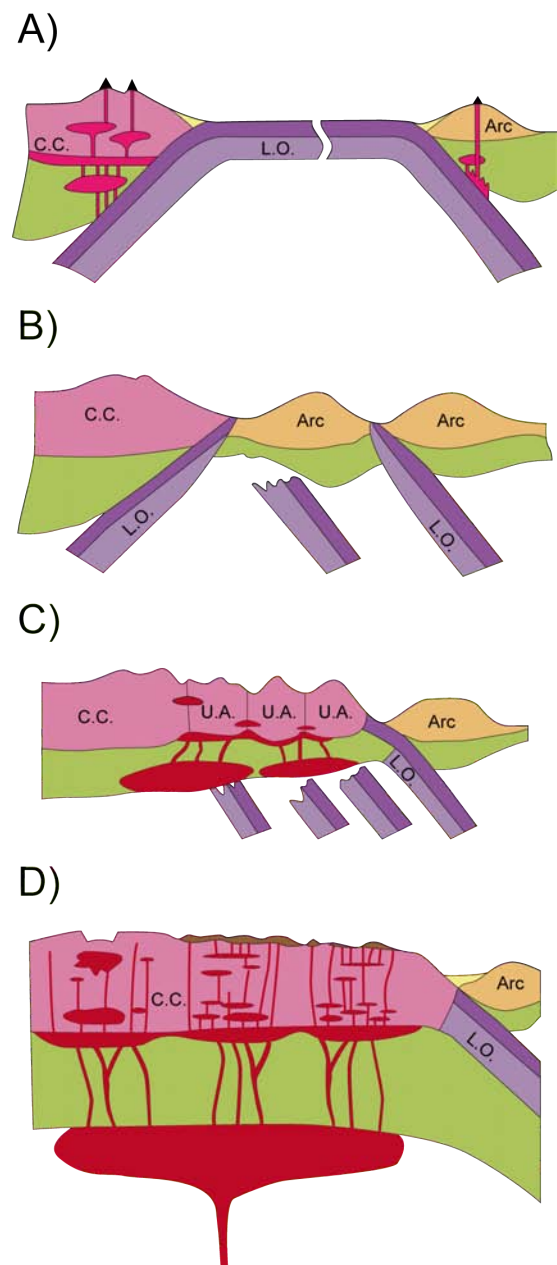


Figure 1.C.2 Schéma illustrant les modes latéraux et verticaux de croissances continentale (modifié d'après Jahn, 2004). a : magmatisme d'arc, b : accrétion d'arcs insulaires, c : sous placage de magma mantellique en réponse à une délamination de la lithosphère (rupture de panneau plongeant), d : Fusion intracrustale et rôle de l'extension lithosphérique ou d'un éventuel panache mantellique.



Précambrien qu'au Phanérozoïque (*Fig. 1.C.1*), à l'exception du collage orogénique Paléozoïque d'Asie Centrale (**Condie, 2007**).

Les travaux récents, basés sur l'analyse couplée de plusieurs systèmes isotopiques dans les zircons (Nd-Hf-O), confirment l'hypothèse d'une croissance crustale précoce dans l'histoire de la Terre, mais cette dernière semble liée à des événements ponctuels (*Fig. 1.C.1* ; **Condie, 1998** ; **Hawkesworth & Kemp, 2006a**). En effet, cette croissance épisodique est corrélée à l'activité de panaches mantelliques (**Condie, 1998**). Pourtant, la chaleur terrestre est principalement évacuée aux limites de plaques (dorsales et zones de subduction), le magmatisme intraplaque ne rendant compte que de 10% du flux thermique sortant du manteau (**Davies, 1999**). Ce paradoxe semble indiquer qu'une partie de la croûte continentale, créée à l'instant  $t_0$ , est transférée dans le réservoir mantellique à un instant  $t_1$ . Le recyclage de croûte continentale, parfois juvénile a pu être mis en évidence par la signature isotopique (Hf-O) des granites de type I (**Chappell & White, 1974**) de la *Lachlan Fold Belt* (**Hawkesworth & Kemp, 2006b**), puisque ces derniers ont montré une contamination du magma mantellique par des métasédiments. En effet, dans les zones de convergence, l'ablation tectonique du prisme permet l'érosion de matériaux crustaux, possiblement juvéniles et leur retour dans l'asthénosphère (**von Huene & Scholl, 1991** ; **Scholl & von Huene, 2007**) via le chenal de subduction (**Cloos & Shreve, 1988**). Ce processus permet d'expliquer la différence d'environ 30% entre le taux de production de croûte continentale juvénile et le taux d'accrétion dans les chaînes d'accrétion nord-américaines (**Condie, 2007**). La subduction de sédiments continentaux apportés à la fosse par les grands fleuves, ainsi que le détachement des racines crustales des unités accrétées ou des microcontinents entrés en collision contribuent aussi au recyclage de la croûte continentale (**Scholl & von Huene, 2009**). Depuis le Paléoproterozoïque et l'installation d'une tectonique des plaques moderne, le volume de croûte généré au niveau des zones de subduction est de 2.8 à 3 km<sup>3</sup>/an, alors que le taux de recyclage de la croûte continentale est estimé à 3.2 km<sup>3</sup>/an (**Scholl & von Huene, 2009**). La compensation entre le volume de croûte juvénile formée et le volume recyclé permet d'expliquer la relative stabilité du volume total de croûte continentale depuis 3 Ga.

Cette compensation indique que les marges actives représentent non seulement des sites de production de croûte juvénile, mais aussi des sites de recyclage de la croûte continentale. Cependant, les taux de production et de recyclage sont des taux moyens estimés sur une large période et à l'échelle globale. Or, depuis l'Archéen, la production de croûte continentale semble avoir progressivement diminué au profit du recyclage de la croûte

existante, lors de la formation des supercontinents (**Belousova, 2010**). De plus, la part du magmatisme post-orogénique n'est pas prise en compte, alors que ce dernier est largement représenté dans les chaînes d'accrétion (**Jahn, 2004**). Ainsi, certaines marges et donc certaines chaînes d'accrétion représentent des sites majeurs de la production mondiale de croûte juvénile, telles que l'Asie Centrale au Paléozoïque (**Sengör et al., 1993**) ou les Cordillères Nord-Américaines mésozoïques (**Samson et al., 1989**). A l'opposé, l'important recyclage sédimentaire dans les chenaux de subduction japonais et sud-américains dépasse largement la production de croûte juvénile (**Condie, 2007 ; Kukovsky & Oncken, 2006**).



***CHAPITRE II : LES CHAINES D'ACCRETION D'ASIE CENTRALE :  
MODELES GEODYNAMIQUES ET PROBLEMATIQUE***

---



La géologie de l'Asie selon **Argand (1924)**



## A Introduction

L'Asie Centrale est un vaste domaine qui couvre le sud de la Russie, le Kazakhstan, le Kirghizstan, l'Ouzbékistan, la Mongolie et le nord de la Chine. Géologiquement, cette région correspond au collage tectonique d'Asie Centrale, appelé CAO (Central Asian Orogenic Belt) ou Altaïdes, qui s'étend de l'Oural à l'Océan Pacifique (**Mossakovsky et al., 1993 ; Sengör et al., 1993**) (*Fig. 2.A.1*). Les Altaïdes sont limitées au nord par le bassin sédimentaire mésozoïque de la Sibérie Occidentale (**Allen et al., 2006**) et le bloc Sibérien, formé par le craton d'Angara et la chaîne Protérozoïque des Baïkalides. (**Zonenshain et al., 1990 ; Vernikovskiy et al., 1999**). La bordure ouest, au delà de la chaîne de l'Oural correspond au craton Baltica. La limite sud est marquée d'ouest en est par les cratons d'Alay, du Tarim et de Chine du Nord. Le collage tectonique des Altaïdes dessine l'ébauche du continent asiatique, lequel sera ensuite agrandi avec la formation des chaînes d'âge triasique (Kunlun-Songpan-Ganze, Indochine), jurassique à crétacé (Tibet) et tertiaire (Himalaya), puis le développement du système complexe de l'Ouest Pacifique (*Fig. 2.A.1*). Les Altaïdes peuvent être divisées en trois domaines : le domaine ouralien, le domaine oriental et le domaine occidental.

### A.1 Le domaine Ouralien

A l'Ouest, le système orogénique de l'Oural a enregistré une histoire polycyclique avec les Pré-Ouralides (Timanides) d'âge néoprotérozoïque (**Puchkov, 1997 ; Kuznetsov, et al., 2005**) et les Ouralides d'âge paléozoïque (**Brown et al., 1997 ; Puchkov, 1997 ; 2009 ; Alvarez et al., 2000 ; Herrington et al., 2005**). Ce dernier cycle est marqué par une ouverture océanique Cambro-Ordovicienne (**Puchkov, 1997 ; Savelieva & Nesbitt, 2006**), suivie du développement d'un arc intra-océanique complexe (Tagil puis Magnitogorsk) de l'Ordovicien supérieur au Dévonien (**Brown et al., 2001 ; Puchkov, 2009**). Entre le Dévonien et le carbonifère inférieur, cet arc entre en collision oblique avec la marge du craton est-européen (**Brown et al., 2006**), alors que plus à l'est, le bassin océanique ouralien rémanent entre en subduction sous le microcontinent Kazakh (**Matte, 2006**). La collision finale entre le Kazakhstan et le craton de la Baltique a lieu à la fin du Carbonifère et elle est caractérisée par une importante composante décrochante.

A.2 Le domaine oriental

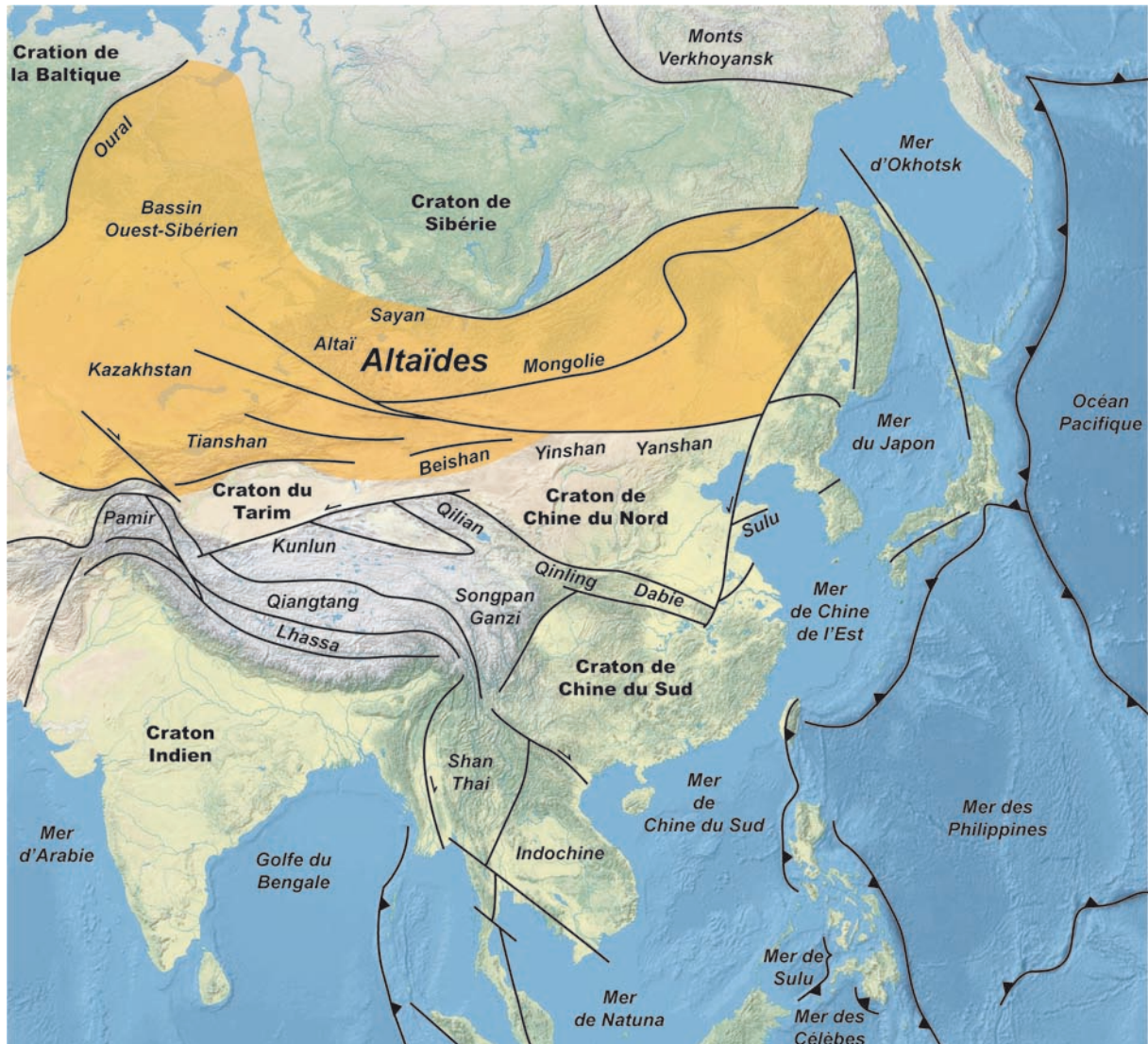


Figure 2.A.1 Carte tectonique simplifiée de l'Asie. Les triangles noirs indiquent les zones de subduction actuelles.

La partie orientale des Altaïdes s'étend à l'est de la faille de l'Irtysh et couvre le sud-est de la Russie, la Mongolie et le nord-est de la Chine. Cette région complexe est marquée par l'accrétion paléozoïque d'arcs et de microcontinents le long de la marge sud du craton sibérien. Deux types de modèles sont classiquement présentés. Les modèles du type virgation sont caractérisés par l'imbrication latérale d'un fragment continental associée à une rotation de ces fragments autour d'un axe vertical (Sengör et al., 1993 ; Sengör & Natal'in, 1996a ; Zorin, 1999 ; Yakubchuk, 2008 ; Lehmann et al., 2010). Des modèles de type archipel ont également été proposés (Badarch et al., 2002 ; Xiao et al., 2003 ; 2009a ; Windley et al., 2007 ; Jian et al., 2008) ; ces auteurs suggèrent l'existence de plusieurs domaines océaniques et considèrent que la géométrie actuelle des Altaïdes Orientales résulte de multiples



subductions et collisions. Néanmoins, tous ces modèles s'appuient sur deux domaines océaniques, largement discutés. La zone de suture de Solonker est généralement considérée d'âge permo-triasique (**Jian et al., 2008**), mais certaines données stratigraphiques et géochimiques semblent favoriser une collision anté-dévonienne (**Xu, 2010**). L'existence de l'Océan Mongol-Okhotsk est aussi largement débattue (e.g. **Zorin, 1999** ; **Cogné et al., 2005**), car peu de données géologiques sont actuellement disponibles.

### A.3 Le domaine occidental

La partie occidentale des Altaïdes couvre une région située entre la faille de l'Irtysh à l'est et la mer d'Aral à l'ouest. Les Altaïdes Occidentales s'étendent à travers le Kirghizstan, le Kazakhstan central et oriental et le nord-ouest de la Chine (Région autonome Ouïgoure du Xinjiang). Au nord, les terrains paléozoïques sont limités par le bassin ouest-sibérien, alors qu'au sud, au delà du Tianshan, les montagnes du Pamir marquent la bordure méridionale du collage d'Asie Centrale. La partie occidentale de l'Asie Centrale est marquée par trois domaines : le domaine kazakh, comprenant les terrains du centre et de l'est du Kazakhstan, le Tianshan, traversant le Xinjiang et le Kirghizstan, et l'Altaï marquant la limite entre les parties occidentales et orientales des Altaïdes. Plusieurs bassins sédimentaires mésozoïques à cénozoïques masquent le substratum anté-mésozoïque : au nord, le bassin ouest-sibérien, les bassins du Junggar et du Tarim coté chinois, les bassins d'Alakol, de Sary-Ishikotrau et de Muyunkum au Kazakhstan.

### A.4 Le problème de la définition d'unités en Asie Centrale

Les premiers travaux notoires sur l'Asie Centrale ont montré la présence d'argilites et d'ardoises (**Von Humboltz, 1843**), recoupés par des granites et des diabases (**Suess, 1901**). Par la suite, les levés cartographiques régionaux ont montré l'association récurrente de turbidites, chert et basaltes (*Fig. 2.A.2* ; **Argand, 1924** ; **Sengör, 1993**). Ces lithologies sont assez différentes des

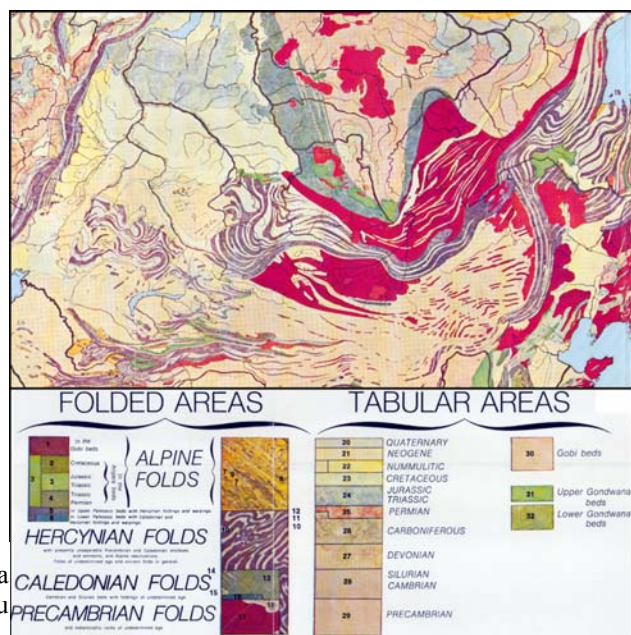


Figure 2.A.2 Carte tectonique de l'Asie, illustrant la reconnaissance de chaînes plissées en périphérie du craton sibérien (**Argand, 1924**).



roches métamorphiques classiquement observées dans les chaînes plissées (Alpes, Calédonides). De plus l'absence de continuité lithologique (mélange) ou structurale (rôle des failles) a souvent empêché la définition d'unités ainsi que leur corrélation. Les unités actuelles sont majoritairement basées sur les travaux de **Sengör et al. (1993)**, puis **Sengör & Natal'in (1996a; 1996b)**. Ces unités ont été définies grâce à la reconnaissance de fronts d'arc magmatique qui correspondent à la limite spatiale (en direction de la plaque plongeante) du magmatisme d'arc dans une zone de subduction. Puisque les exemples modernes montrent une linéarité relative de l'arc, du complexe d'accrétion et de la fosse, la caractérisation de ces fronts de subduction permet de localiser les complexes d'accrétion et de proposer une polarité de la subduction. Une vingtaine puis une quarantaine d'unités ont ainsi été différenciées (*Fig. 2.A.3 ; Sengör et al., 1993 ; Sengör & Natal'in, 1996a*), chaque unité étant limitée par des failles permienne. En effet, une des caractéristiques des Altaïdes est la présence de failles

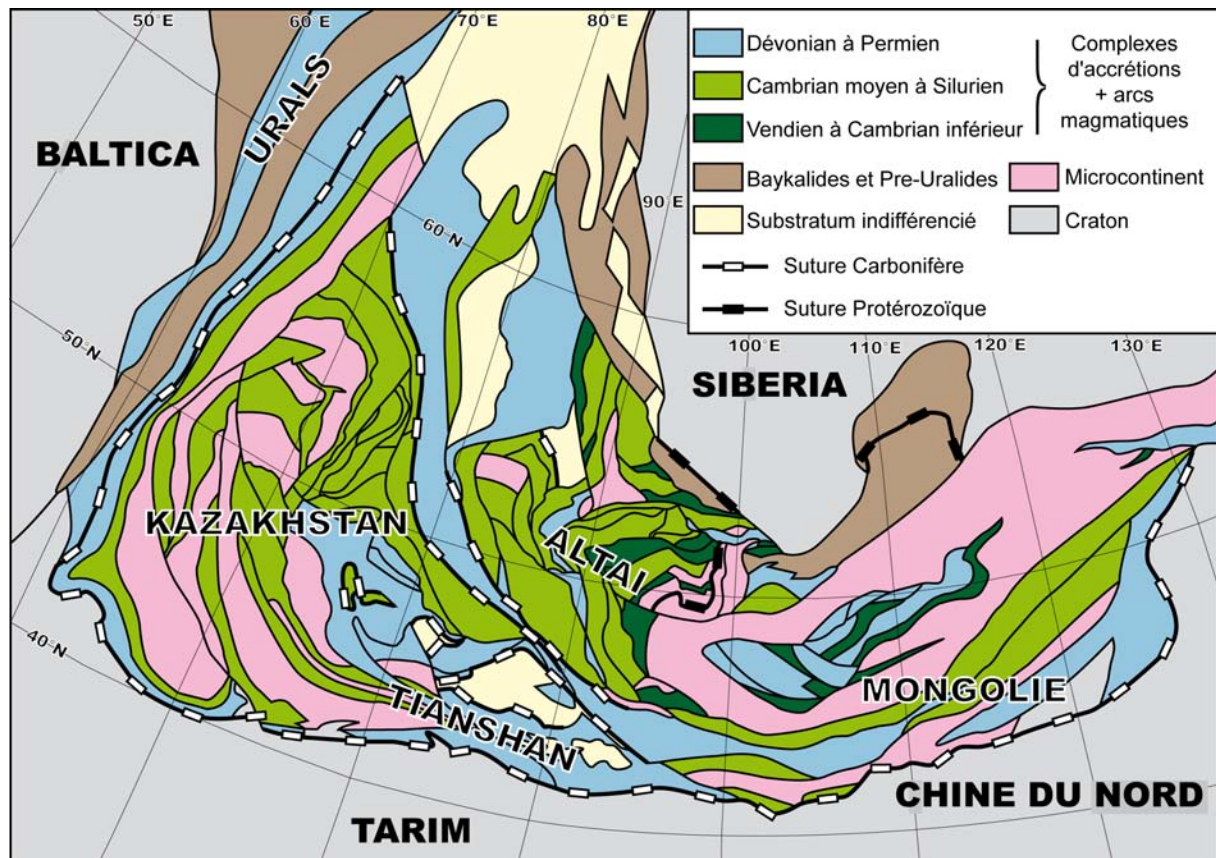


Figure 2.A.3 Carte des unités tectoniques des Altaïdes (modifié d'après **Sengör et al., 1993 ; Sengör and Natal'in, 1996a**).

d'âge Paléozoïque supérieur le long desquelles des cisaillements ductiles sont observés (**Yin & Nie, 1996 ; Laurent-Charvet et al., 2002 ; 2003 ; Buslov et al., 2004 ; Wang et al., 2009a**). Cependant, la méthode utilisée par **Sengör et al (1993)** pour définir ces unités est fortement influencée par le modèle d'évolution proposé. Dans de nombreuses unités, la

relation entre le socle précambrien et les arcs magmatiques n'est pas décrite (Fig. 2.A.3). Comme la stratigraphie paléozoïque est regardée à l'échelle des Altaïdes, les événements enregistrés au sein d'une unité ne sont pas forcément pris en compte. Ainsi une même unité peut comprendre un fragment de croûte continentale précambrienne, des complexes d'accrétion paléozoïque inférieur et supérieur, et des arcs d'âge paléozoïque inférieur à supérieur.

Du fait de ces problèmes, les unités ont été redéfinies sur le modèle des chaînes d'accrétion péri-pacifiques pour établir une carte géotectonique du Kazakhstan (**Degtyarev, 1999 ; Windley et al., 2007**). Les unités (terrane) sont limitées par des accidents tectoniques et correspondent à des entités caractéristiques de la chaîne d'accrétion et dont la mise en place est limitée dans le temps. Les arcs magmatiques (intra-océaniques et marge continentale active) sont distingués des complexes d'accrétion et des microcontinents. Pour chaque unité, une stratigraphie complète est généralement disponible (**Kheraskova et al., 2003 ; Degtyarev & Ryazantsev, 2007**). Le même type d'analyse a été proposé pour expliquer la géologie des chaînes périphériques du Junggar (**Feng et al., 1989 ; Buckman & Aitchison, 2004 ; Xiao et al., 2004**).

Dans le Tianshan, ce type d'analyse est difficilement réalisable à cause de l'importance de la tectonique tangentielle (**Charvet et al., 2007**). Trois domaines sont classiquement distingués (**Gao et al., 1998**) : le Nord Tianshan, le Tianshan central et le Sud Tianshan. Ces domaines ne correspondent pas à des unités telles que celles décrites au Kazakhstan. De plus, ces distinctions géographiques au sein du Tianshan chinois ne peuvent être corrélées avec les unités géologiques définies dans le Tianshan kirghiz (**Charvet et al., 2011**).

## B Aperçu géologique

La géologie actuelle des Altaïdes occidentales résulte d'une succession d'événements géologiques depuis le Précambrien jusqu'à l'actuel (Fig. 2.B.1). Comme il a été dit précédemment, les Altaïdes sont formées de trois domaines géologiques particuliers : le domaine kazakh à l'ouest, le Tian Shan au sud et l'Altaï chinois au nord-est (Fig. 2.B.2).

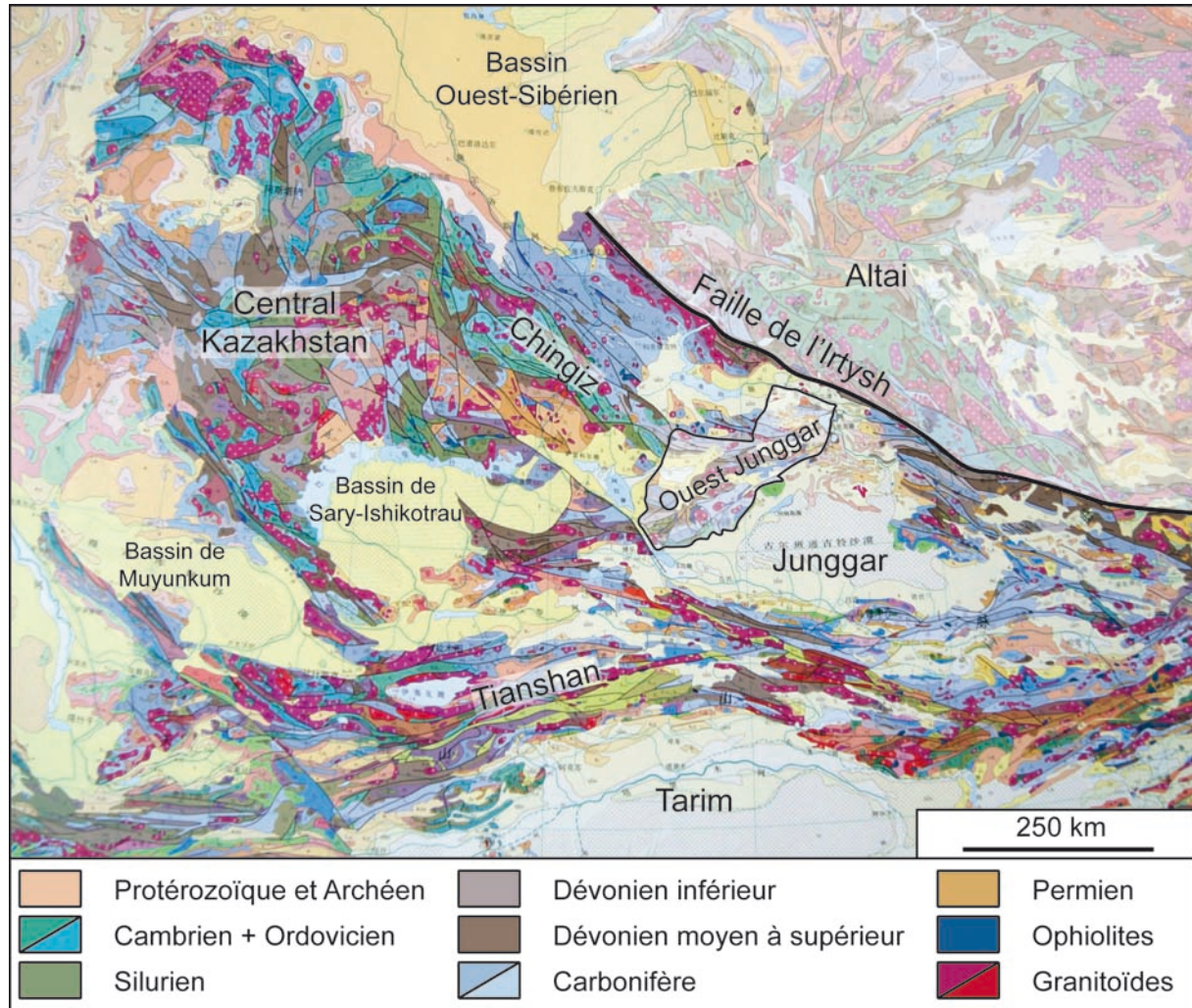


Figure 2.B.1 Carte géologique simplifiée au 1 :5000000 des Altaïdes Occidentales (Li, 1997).

### B.1 Le domaine kazakh

L'évolution géologique de ce domaine est largement marquée par l'amalgame au Paléozoïque inférieur de blocs précambriens (Fig. 2.B.2 ; Mossakovsky et al., 1993 ; Kheraskova et al., 2003). L'origine sibérienne ou est-gondwanienne de ces blocs a été longtemps débattue (Mossakovsky et al., 1993 ; Berzin & Dobretsov, 1994 ; Kheraskova et al., 2003 ; Popov et al., 2009). Cependant, les données paléomagnétiques obtenues sur une collection de roches paléozoïques a montré une dérive vers le nord de ces fragments



continentaux précambriens (**Bazhenov et al., 2003 ; Collins et al., 2003 ; Alexyutin et al., 2005**). De plus, les sédiments néoprotérozoïques à ordoviciens qui recouvrent les gneiss précambriens du Kazakhstan présentent d'importantes similarités avec les dépôts contemporains du Tarim, de la Chine du Nord et de la Chine du Sud (**Eganov & Sovetsov, 1979**), ce qui suggère une origine gondwanienne. Les blocs précambriens sont composés de gneiss d'âge paléo-protérozoïque à archéen (**Filatova, 1983a ; Kasymov, 1995; Kröner et al., 2007; 2008 ; 2009**) et de métasédiments méso à néoprotérozoïques (Riphéen moyen à supérieur). Les terrains métamorphiques sont recouverts par une série sédimentaire vendienne (néoprotérozoïque supérieur) à ordovicienne constituée de carbonates et de dépôts terrigènes (**Nikitin, 1972 ; Degtyarev & Ryazanstev, 2007**). L'évolution néoprotérozoïque est aussi marquée par un rifting intracontinental et du magmatisme alcalin (**Filatova, 1983b ; Kheraskova et al., 2003 ; Kröner et al., 2007**), témoignant de la dislocation du supercontinent Rodinia (**Hoffman, 1999**). Ce rifting évolue jusqu'à la formation de croûte océanique dans l'Océan Paléoasiatique au pourtour des cratons Siberia, Baltica et Est-Gondwana (**Khain et al., 2003**). Au Kazakhstan, plusieurs domaines océaniques de taille réduite (**Avdeev, 1984**) tels que les bassins de Dzalair-Naiman, Kirghiz-Terskey se développent au cours du Cambrien (**Ryazantsev et al., 2009 ; Degtyarev et al., 2010 ; Kröner et al., 2011**). Le collage des blocs précambriens est caractérisé par une évolution polycyclique et au moins trois épisodes d'âge Paléozoïque inférieur sont reconnus (**Degtyarev and Ryazanstev, 2007 ; Degtyarev, 2011**).

L'épisode Vendien à Cambrien moyen est marqué par la mise en place d'une zone de subduction intra-océanique et l'émergence des arcs intra-océaniques de Selety (**Korobkin & Smirnov, 2006**) et de Bozchakol-Chingiz (**Degtyarev & Ryazanstev, 2007**). D'autres arcs intra-océaniques ont aussi pu se développer au sein des bassins de Dzalair-Naiman et de Kirghiz-Terskey (*Fig. 2.B.2 ; Lomize et al., 1997 ; Mikolaichuk et al., 1997 ; Degtyarev & Ryazanstev, 2007*).

L'épisode Cambrien moyen à Ordovicien inférieur est marqué par une subduction généralisée des bassins océaniques cambriens. Les témoins de cette subduction sont le métamorphisme de haute pression enregistré dans le Kokshetau (**Dobretsov et al., 1995 ; Okamoto et al., 2000**) et dans les montagnes du Chu-Yili (**Alexeiev et al., 2010**), et la présence d'arcs installés sur des marges continentales (**Parkinson et al., 2002 ; Glorie et al., 2010 ; Alexeiev et al., 2010; Kröner et al., 2011**), ou en domaine intra-océanique, comme l'arc de Bozshakol-Chingiz (**Degtyarev and Ryazanstev, 2007**). La fermeture des bassins

océaniques de Dzalair-Naiman et de Kirghiz-Terskey est marquée par la collision respective des blocs Stepniak-Nord Tianshan et Chu-Yili et Stepniak-Nord Tianshan Ishim-Middle Tianshan (Fig. 2.B.2 ; Mikolaichuk et al., 1997). Cette collision est datée à l'Ordovicien inférieur (Yakubchuk & Degtyarev, 1994 ; Mikolaichuk et al., 1997 ; Alexeiev et al., 2010 ; Kröner et al., 2011), bien que certains auteurs considèrent un collage au Silurien inférieur (Ghes, 2006 ; Konopelko et al., 2008).

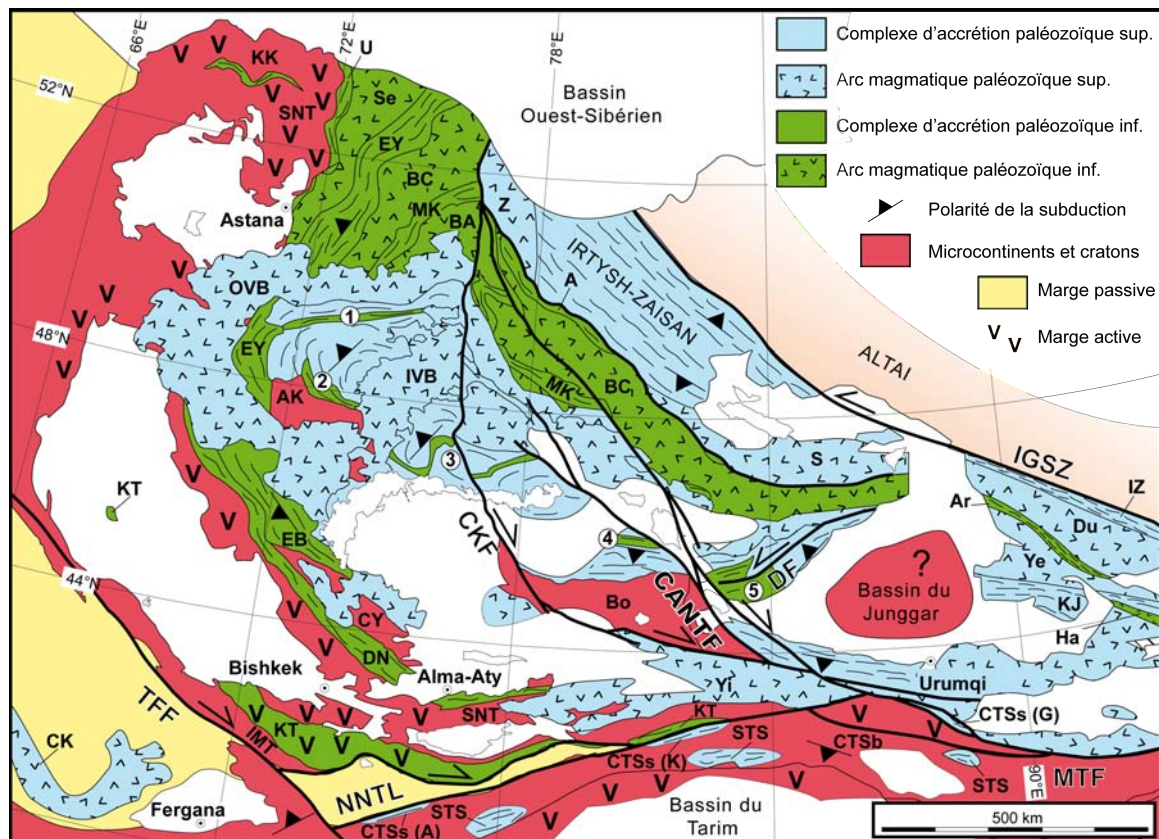


Figure 2.B.2 Carte tectonique de l'Asie Centrale (modifié d'après Xiao et al., 2004 ; Charvet et al., 2007 ; Windley et al., 2007). Abréviations : A: Arkalyk, Ak: Aktau, Ar: Armentai, BA: Baidautet-Akbastau, BC: Bozchekul-Chingiz, Bo: Bole, CANTF: faille de Chingiz-Alakol-North Tianshan, CK: Chatkal-Kurama, CKF: faille du Kazakhstan central, CTSs: socle du Central Tianshan, CTSb: suture du Central Tianshan (A: Atbashi, G: Gangou, K: Kekesu), CY: Chu-Yili, DF: faille de Dalabute, DN: Dzalair-Naiman, Du: Dulate, EB: Erementau-Buruntau, EY: Erementau-Yili, Ha: Harlike, IGSZ: zone de cisaillement d'Irtysch-Gornotsaev, IMT: Ishim Middle Tianshan, IVB: ceinture volcanique interne, IZ: zone de l'Irtysch, KJ: Kelameili-Jiangjun, KK: Kumdykol, KT: Kirghiz-Terskey, MK: Maikan-Kyziltas, MTF: Faille majeure du Tianshan, NNTL: faille de Nalati-Nikolaiev, OVB: ceinture volcanique externe, S: Sawuer, Se: Selety, SNT: Stepnyak North Tianshan, STS: Sud Tianshan, TFF: faille de Talas-Fergana, U: Urumbai, Ye: Yemaquan, Yi: Yili, Z: Zharma. Numéros: 1: Tekturmas, 2: Agadyr, 3: Nord Balkash, 4: Aktau, 5: Mayila-Tangbale.

L'épisode Ordovicien moyen à supérieur est caractérisé par le développement d'une marge continentale (Windley et al., 2007) supportant un arc magmatique (Fig. 2.B.2 ; Ghes, 2006 ; Degtyarev et al., 2008b ; Kröner et al., 2008 ; Letnikov et al., 2009a) et bordée par le complexe d'accrétion d'Erementau-Buruntau (Degtyarev, 1999 ; Windley et al., 2007). La fermeture de l'Océan Paléoasiatique est aussi accommodée par des subductions en domaine

intra-océanique, avec l'arc de Bozchakol-Chingiz associé au complexe d'accrétion de Maikan-Kyziltas (Khromykh, 1986 ; Degtyarev et al., 2010) et l'arc de Baidautlet-Akbastau (Zhautikov et al., 1971 ; Chitalin, 1989 ; Nikitin et al., 1995) associé aux complexes d'accrétion de Tekturmas, Agadyr et Nord Balkash (Fig. 2.B.2 ; Avdeev, 1984 ; Degtyarev, 2011). La collision finale entre le proto-continent kazakh, les arcs de Bozchakol-Chingiz et Baidautlet-Akbastau et le bloc d'Aktau-Junggar (Degtyarev et al., 2008a) a lieu à la fin de l'Ordovicien (Degtyarev & Ryazanstev, 2007) et semble marquée par une composante décrochante majeure (Degtyarev, 2003)

La subduction semble avoir perduré au début du Silurien dans certains domaines du nord-est du Kazakhstan, comme l'indiquent le magmatisme d'arc silurien du Chingiz (Bandatelov, 1969 ; Degtyarev, 2011), et les blocs siluriens du mélange de Nord Balkash (Tevelev et al., 2003). Dans le reste du Kazakhstan, la période Silurienne est principalement marquée par le dépôt de molasse (Degtyarev & Ryazanstev, 2007) et la mise en place de granites post-collisionnels à chimie variable (Shatagin et al., 2001 ; Konopelko et al., 2008 ; Letnikov et al., 2009b ; Selmann et al., 2010).

A partir du Dévonien inférieur, des zones de subduction se mettent en place en bordure du microcontinent Kazakh. Au nord, la subduction de l'Océan Ob-Zaisan est à l'origine de l'émergence de l'arc de Zharma-Sawuer et de la formation du complexe d'accrétion de l'Irtysh-Zaisan (Buslov et al., 2001). A l'est, la subduction de l'Océan Balkash Junggar est à l'origine des deux chaînes, initialement linéaires : la chaîne externe d'âge dévonien inférieur et la chaîne interne d'âge dévonien moyen à carbonifère (Fig. 2.B.2 ; Kurchavov et al., 1998 ; Skrinnik & Senkevitch, 1996 ; Kurchavov, 2008). Le développement de ces deux alignements magmatiques est lié à une migration vers l'océan du front magmatique au cours de la subduction. Cette dernière est accompagnée par la formation d'une virgation caractérisée par la rotation relative autour d'un axe vertical des différents segments de l'arc (Grishin et al., 1997 ; Levashova et al., 2003a ; 2007 ; 2009 ; Abrajevitch et al., 2007 ; 2008). Ces édifices volcaniques sont associés à des complexes d'accrétion dévono-carbonifère (Ryazantsev, 1999 ; Filippova et al., 2001). Le sud du microcontinent kazakh est aussi marqué par une zone de subduction qui accomode la fermeture de l'Océan Turkestan (Fig. 2.B.2 ; Burtman, 1975 ; Alexeiev et al., 2009 ; Biske & Selmann, 2010 ; Hegner et al., 2010). Si à l'ouest, la polarité de la subduction est bien établie (Biske, 1996), les évidences d'un arc continental reposant sur le microcontinent

kazakh sont assez limitées, si bien qu'une subduction sous le Tarim a été alternativement proposée (*Fig. 2.B.2* ; **Charvet et al., 2011**).

La fermeture complète de ces océans au Carbonifère conduit à l'amalgame final des cratons Sibérien, Alay, Tarim et du microcontinent kazakh. Cette collision relativement modérée est accompagnée de décrochements permians (*Fig. 2.B.2* ; **Burtman, 1980** ; **Levashova et al. 2003b** ; **van der Voo et al., 2006**) ; elle est suivie par le dépôt de molasses permianes (**Zonenshain et al., 1990**) et la mise en place d'un important volume de roches magmatiques permianes (**Konopelko et al., 2007 ; 2009** ; **Seltmann et al., 2010**).

## B.2 Le Tianshan

Le Tianshan chinois est subdivisé en trois parties : Tianshan du Nord, Tianshan Central et Tianshan du Sud (*Fig. 2.B.2*). A ces trois domaines s'ajoutent les blocs de Yili et de Bole.

Les terrains précambriens du bloc de Yili correspondent à des roches métamorphiques (**BGRMXUAR, 1993**) recouvertes par des carbonates, des dépôts détritiques méso à néoprotérozoïques et une série détritique Cambro-Ordovicienne (**Gao et al., 1998**). De manière identique, le bloc de Bole est caractérisée par des roches métamorphiques protérozoïques (**Hu et al., 2006**) et des séries sédimentaires mésoprotérozoïques à siluriennes (**Gao et al., 1998**), mais aucune relation socle-couverture n'a été clairement mise en évidence (**Wang et al., 2011a**). La région centrale du Tianshan est aussi marquée par un substratum métamorphique protérozoïque (**Gao et al., 2009**). Au sud, le craton du Tarim présente une histoire polyphasée précambrienne (**Hu et al., 2000** ; **Lu et al., 2008** ; **Shu et al., 2010**) et comme la majeure parties des terrains d'Asie Centrale, il a enregistré un important épisode magmatique alcalin à la fin du Néoprotérozoïque (**Zhang et al., 2009 ; 2010**).

Dans le Tianshan du Nord chinois, les turbidites carbonifères (**Wang et al., 2006**) sont associées à un mélange ophiolitique carbonifère (**Xu et al., 2005 ; 2006c**) ainsi qu'à des roches volcaniques dévoniennes à carbonifères (**Wang et al., 2007**). Cet arc magmatique qui s'est développé sur le substratum précambrien et la couverture paléozoïque du bloc de Yili, semble se poursuivre à l'est dans l'arc de Bogda (*Fig. 2.B.2* ; **Charvet et al., 2007**). Le bloc de Bole semble avoir enregistré une collision antérieure au Silurien moyen (**Wang et al., 2011a**), mais l'enregistrement sédimentaire paléozoïque supérieur est assez différent de celui du Tianshan du Nord (**Wang et al., 2006**). De manière identique, le bloc de Yili est composite

puisque son extrémité sud est marquée par la présence d'une suture ophiolitique ordovicienne (*Fig. 2.B.2* ; **Gao et al., 2009**).

Le Tianshan Central est constitué de roches volcaniques et sédimentaires ordoviciennes à siluriennes métamorphisées (**Charvet et al., 2011**), d'un flysch silurien (**Shu et al., 2002**) et de granites d'arc siluro-dévonien (**Xu et al., 2006b** ; **Yang et al., 2006**). Le Tianshan Central est bordé au nord par un mélange ophiolitique dévono-carbonifère (**Klemd et al., 2005**) contenant des reliques de haute pression (**Gao & Klemd, 2003**). L'histoire géologique enregistrée par ces roches est scellée par la discordance des conglomérats du Carbonifère moyen (Viséen) (**Carroll et al., 1995** ; **Laurent-Charvet, 2001**) et par l'intrusion de granites post-orogéniques d'âge dévonien supérieur (**Shi et al., 2007**).

Dans le Tianshan du Sud, des unités allochtones de mélange ophiolitique dévonien à carbonifère (*Fig. 2.B.2* ; **Laurent-Charvet, 2001** ; **Shu et al., 2007**) recouvrent la couverture volcano-sédimentaire paléozoïque inférieur du socle précambrien du Tianshan Central (**Wang et al., 2011b**). Si initialement ces unités étaient enracinées au nord (**Windley et al., 1990** ; **Allen et al., 1993** ; **Chen et al., 1999**), les données structurales récentes (**Laurent-Charvet, 2001** ; **Chavet et al., 2007** ; **Lin et al., 2009** ; **Wang et al., 2010**) indiquent une provenance méridionale (**Wang et al., 2011b**). L'amalgame final du craton du Tarim, du bloc du Junggar et du Tianshan est marqué par la discordance du Permien avec le dépôt de grès rouges et conglomérats (**Wartes et al., 2002**) et la mise en place de granites de type A (**Su et al., 2006b** ; **Han et al., 2010**).

### B.3 Les chaînes périphériques du Junggar

La nature du substratum du bassin mésozoïque du Junggar (**Lawrence et al., 1990**) a toujours été une question largement débattue par la communauté scientifique (*Fig. 2.B.2*). En se basant sur contraintes stratigraphiques du pourtour du bassin, **Carroll et al. (1990)** ont proposé qu'un bassin océanique rémanent a été piégé sous la couverture sédimentaire, lors de l'amalgame de fin du Paléozoïque (**Coleman, 1989** ; **Feng et al., 1989** ; **Hsü, 1989**). Ce bassin, possiblement de type arrière-arc (**Hsü, 1988**) permettrait d'expliquer la forte anomalie de conductivité électrique observée sous le bassin (**Zhao et al., 2003**). A l'inverse, l'épaisseur crustale d'environ 47 kilomètres (**Li & Mooney, 1998**) suggère la présence de croûte continentale précambrienne (**Yuan et al., 1994** ; **Gao et al., 1998**). Certaines données géochimiques obtenues sur les granites post-collisionnels sont en faveur d'un sous-placage mantellique et ce dernier a vraisemblablement modifié la chimie du socle du Junggar (**Han et**



**al., 1997 ; 1999**). Cependant, les récents sondages au sein du bassin du Junggar ont atteint un substratum constitué majoritairement de roches volcaniques et ophiolitiques paléozoïques (**Zheng et al., 2007**). L'hypothèse d'une croûte juvénile constituée d'arcs et de complexes d'accrétion paléozoïques a aussi été avancée à partir des données géochimiques obtenues sur les chaînes bordant le bassin (**Hu et al., 2000 ; Chen & Jahn, 2004**).

La chaîne du Junggar Occidental qui est l'objet de ce travail sera détaillée dans les chapitres suivants.

Le Junggar Oriental, qui appartient à la chaîne plissée mongole est limité au nord par la faille de l'Irtysh (*Fig. 2.B.2*). Cet accident a accommodé des déplacements permians de plus d'un millier de kilomètres (**Sengör & Natal'in, 1996a ; Wang et al., 2007**). Elle représente donc une limite tectonique majeure entre les Altaïdes Orientales et les Altaïdes Occidentales. Les terrains de l'Altaï chinois, situé au delà de cette faille ne seront pas discutés ici, mais la géologie de cette région, ainsi que son évolution, est largement décrite (*Fig. 2.B.2 ; Windley et al., 2002 ; Xiao et al., 2004 ; 2009b*). Le Junggar Oriental est constitué de terrains paléozoïques, marqués par un assemblage de roches volcaniques et volcanosédimentaires associé à des mélanges ophiolitiques et à des intrusions de chimie variable (*Fig. 2.B.2 ; Xiao et al., 2009b*). Du nord au sud, les unités suivantes sont classiquement distinguées (**Xiao et al., 2004**) et séparées par des accidents décrochements permians :

- La zone de l'Irtysh. Cette unité est marquée par un important décrochement sénestre (**Laurent-Charvet et al., 2002 ; 2003**), qui affecte des granites permians, des gneiss protérozoïques (**Qu & Zhang, 1994**), mais aussi des mélanges ophiolitiques. Ces mélanges (Qinhe et Qiaoxiahala) affleurent sur la bordure sud de la zone et sont corrélés avec les mélanges de Kokeshantan dans le Junggar Occidental (**Xiao et al., 2009b**) et de Chara au Kazakhstan (**Buslov et al., 2001**). Les mélanges contiennent des blocs de chert, de basaltes de type MORB et OIB (**Yu et al., 2000**) datés du Carbonifère inférieur (**Wu et al., 2006a**).

- L'unité de Dulate. Cette unité est principalement marquée par des roches volcaniques (andésites, dacites) et volcanoclastiques d'âge dévonien et carbonifère inférieur (**BGRMXUAR, 1993 ; Xiao et al., 2004**). Des calcaires ordoviciens sont aussi observés mais leur relation avec les séries du Paléozoïque supérieur n'est pas encore clairement établie, bien que certains auteurs considèrent que ce sont des blocs exotiques (**Xiao et al., 2009**). Des

adakites du Dévonien inférieur (**Liu et al., 1993**), des boninites du Dévonien moyen (**Niu et al., 2006**) et des granites calco-alcalins sont aussi observés.

· Le mélange ophiolitique d'Aermentai. Ce mélange contient des blocs de chert, de gabbro, de péridotite et de basalte. Les basaltes présentent une importante variabilité géochimique avec des signatures de type OIB, IAB et MORB (**Jin et al., 2001 ; Wang et al., 2003**). Les blocs sont d'âge cambrien à ordovicien (**Li, 1991 ; Liu & Zhang, 1993 ; He et al., 2001 ; Jian et al., 2005 ; Xiao et al., 2009b**) ou dévonien (**Xiao et al., 1992 ; Jian et al., 2005**).

· L'unité de Yemaquan. Cette unité est composée de roches volcaniques basiques à intermédiaires associées à des roches volcanoclastiques d'âge dévonien à carbonifère (**BGRMXUAR, 1993 ; Xiao et al., 2009b**).

· Le mélange ophiolitique de Kelameili. Ce mélange contient notamment des blocs de basalte présentant une signature de IAB et MORB (**Wang et al., 2003**). La majorité des blocs a fourni un âge dévonien à carbonifère inférieur (**Laurent-Charvet, 2001 ; Shu & Wang, 2003 ; Jian et al., 2005**), bien que des âges ordoviciens aient aussi été obtenus (**Jian et al., 2005 ; He & Zhao, 2011**).

· L'unité Jiangjun. Cette unité est marquée par des andésites carbonifères reposant sur des andésites, des adakites et des boninites dévoniennes (**Xiao et al., 2009b**). Plus à l'est, les roches dévono-carbonifères présentent un substratum ordovicien marqué par des argilites et des turbidites (**Charvet et al., 2007 ; He & Zhao, 2011**). Des granites d'arc ordoviciens ont aussi été mis en évidence dans les montagnes de Harlike (**Cao et al., 2006**).

L'ensemble des unités présente une structuration NW-SE marquée par des chevauchements à pendage sud et à vergence sud-ouest (**Charvet et al., 2007 ; Xiao et al., 2009b**).

#### B.4 La réactivation de la chaîne

La physiographie actuelle de l'Asie Centrale se caractérise par des reliefs importants et localisés pouvant atteindre plus de 7000 m dans le Tian Shan et plus de 4000 m dans l'Altaï. L'émergence de ces reliefs est un effet à longue distance de la collision indienne (**Molnar et al., 1973 ; Tapponnier & Molnar, 1977 ; 1979 ; Burchfield et al., 1999 ; Avouac et al., 1993**). A l'échelle du continent asiatique, le raccourcissement crustal est estimé à environ 2700 km, sur la base des données paléomagnétiques de l'Inde et de la Sibérie (*Fig. 2.B.3 ; Chen et al., 1993*). La déformation est hétérogène car elle est principalement accommodée

dans le plateau tibétain, dans le Kunlun et dans le Tianshan, où d'anciennes structures paléozoïques ou mésozoïques sont réactivées (Fig. 2.B.3 ; **Chen et al., 1993**). La déformation récente à actuelle de l'Asie Centrale est répartie en une composante chevauchante localisée comme dans la chaîne du Tianshan et en une composante décrochante comme le long de la faille de l'Altyn Tagh (**Avouac & Tapponnier, 1993**).

Dans le Tian Shan, la réactivation intracontinentale de la chaîne est majoritairement visible dans les piedmonts nord et sud (**Windley et al., 1990 ; Hendrix et al., 1992 ; Charreau et al., 2009**), où les séries sédimentaires triasiques à néogènes sont affectées par des plis et des chevauchements. En plus du décollement de la couverture plissée, le raccourcissement lithosphérique est accommodé par la subduction continentale du Tarim sous le Tianshan (**Poupinet et al., 2002 ; Zhao et al., 2003**). L'épisode de réactivation à l'origine du relief actuel est d'âge cénozoïque (**Sobel & Dimitru, 1997 ; Dimitru et al., 2001 ;**

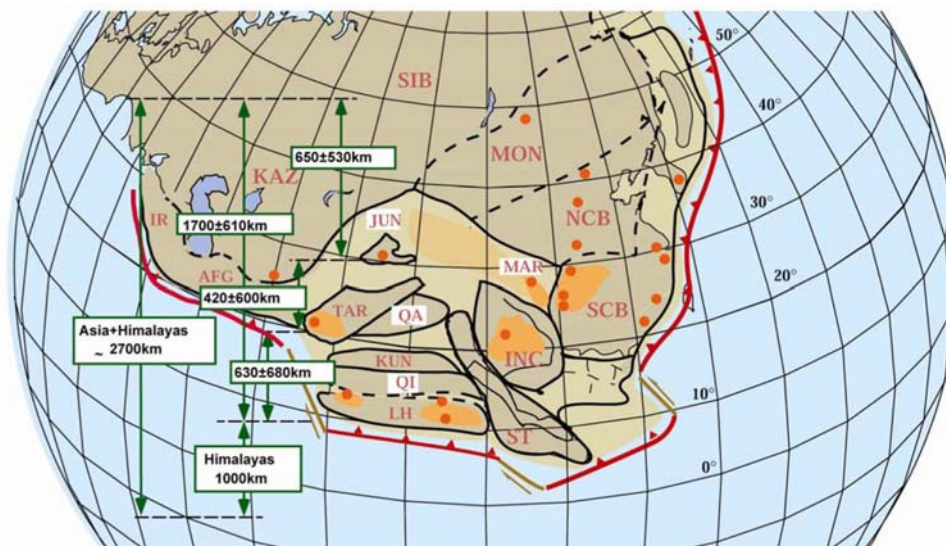


Figure 2.B.3 Reconstruction de l'Asie tertiaire, illustrant la quantité de raccourcissement engendrée par la convergence Inde-Asie (modifié d'après **Chen et al., 1993**). Ce raccourcissement est largement réparti en fonction de l'architecture régionale issue des accretions et collisions paléozoïques à cénozoïques.

**Charreau et al., 2009**). Cependant des données stratigraphiques récentes (**Hendrix et al., 1992 ; Hendrix, 2000 ; Chen et al., 2011**) ou géochronologiques (**Wang et al., 2009 ; Jolivet et al., 2010**) ont montré la présence d'un relief mésozoïque et l'importance des événements érosifs depuis le Trias. Des résultats identiques ont été enregistré dans l'Altai (**de Grave et al., 2007**). Ces données indiquent que la réactivation des chaînes paléozoïques d'Asie Centrale est un phénomène récurrent depuis la formation des Altaïdes. Cette déformation intra-continentale est le résultat non seulement de la collision indienne, mais des collisions successives des blocs tibétains de Qiantang et de Lhassa, respectivement au Trias supérieur-Jurassique moyen et au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (**Yin & Harrison, 2000**).

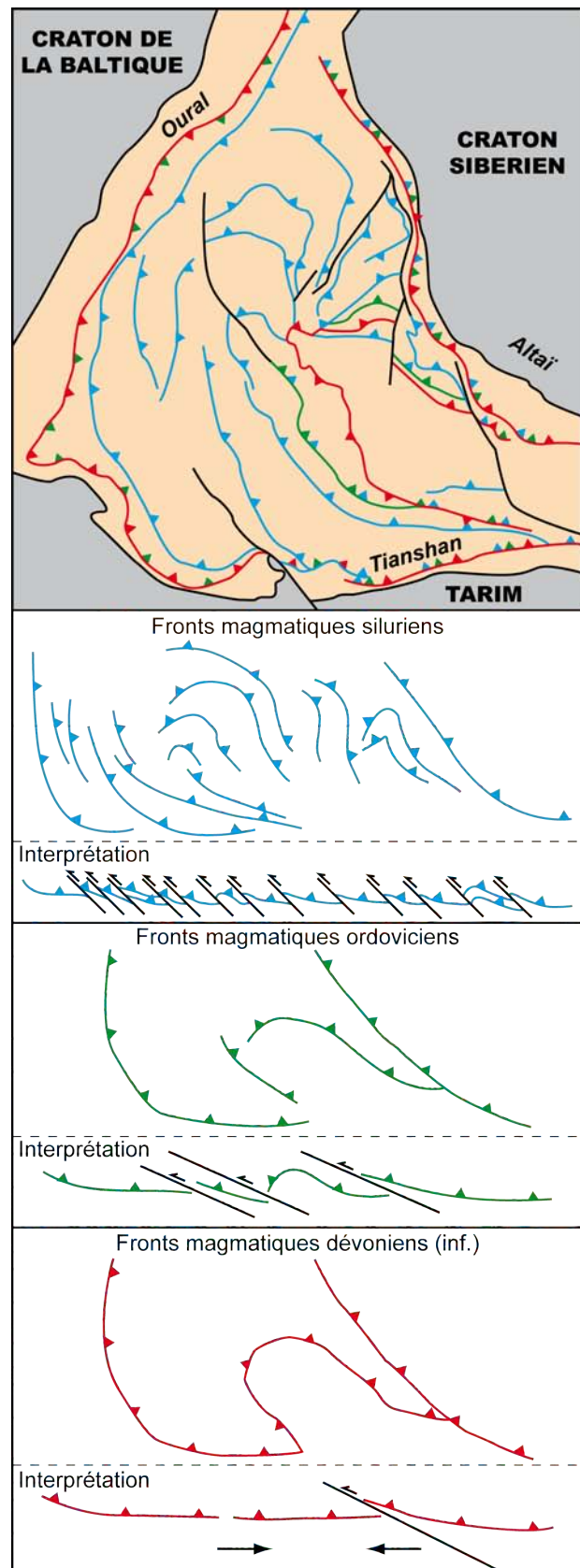
## C Les modèles d'évolution proposés

### C.1 Le modèle de l'arc de Kipchak

Ce modèle est basé sur les interprétations de **Suess (1901)** au début du vingtième siècle. Ce dernier a reconnu la présence de chaînes périphériques autour du vieux craton sibérien. Ces ensemble appelée Altaïdes est interprété comme un vertex de « vagues orogéniques » autour du nucléus sibérien. Ce modèle est repris par **Argand (1924)** qui introduit la nécessité de mouvements continentaux. Il propose que la dérive des continents est à l'origine de l'accrétion de matière sur la bordure du nucléus précambrien et c'est la collision continentale finale qui est responsable de la structure complexe des Altaïdes, caractérisée par des plis de fond affectant le substratum. Ces concepts ont été repris par la suite par **Sengör (1987)**, **Sengör & Okurogullari (1991)** et **Sengör et al. (1993)** qui adaptent le modèle des vertex à la tectonique des plaques.

Dans les chaînes de subduction, les interactions entre la plaque supérieure et la plaque inférieure entraînent des mouvements relatifs de ces plaques. En

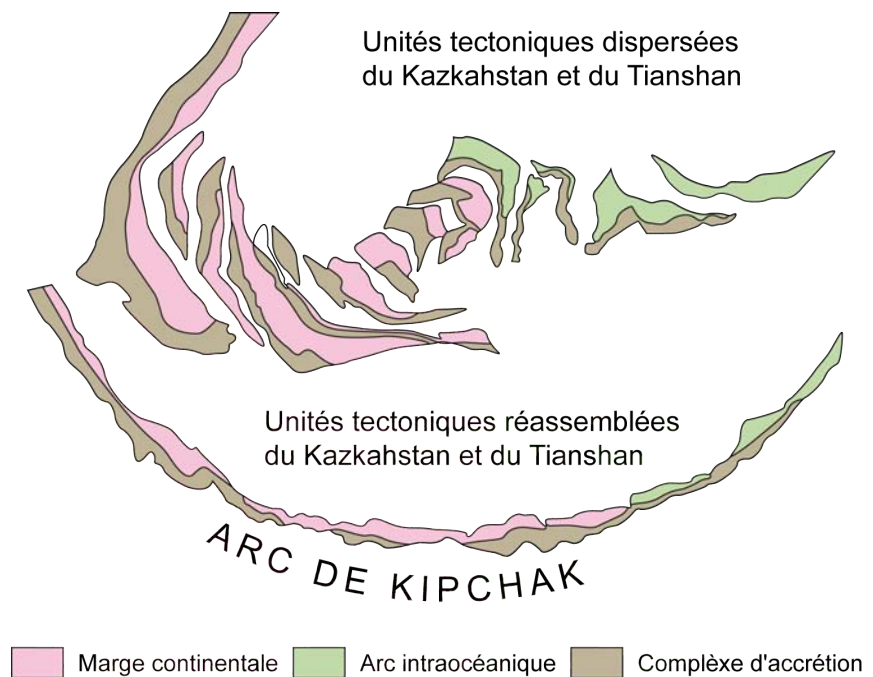
Figure 2.C.1 Carte tectonique simplifiée des Altaïdes Occidentales (modifié d'après **Sengör & Natal'in, 1996a**). Les fronts magmatiques dévoniens, siluriens et ordoviciens ainsi que la direction de subduction suggérée sont représentés La géométrie observée est interprétée comme le résultat d'une virgation et d'une imbrication latérale due à des décrochements tardifs (**Sengör et al., 1993**).



réponse, une migration de l'arc et du complexe d'accrétion est observée et engendre des unités larges et imbriquées dans la future zone d'accrétion (**Matsuda & Uyeda, 1971** ; **Sengör & Okurogullari, 1991**). Contrairement aux chaînes de collision où la limite entre les deux blocs continentaux, correspondant à la suture ophiolitique, est souvent bien établie, les sutures océaniques n'existent pas dans les chaînes d'accrétion, bien que des ophiolites soient préservées dans les mélanges serpentineux. Cependant, les fronts d'arc magmatique représentent un marqueur net de l'évolution de la chaîne (*Fig. 2.C.1* ; **Sengör & Okurogullari, 1991**), car ils sont spatialement et temporellement continus. La définition des fronts magmatiques permet non seulement de représenter l'allure géométrique de la chaîne, mais aussi de caractériser la migration de ce front lors du processus continu de subduction (**Hamilton, 1970**). Dans les Altaïdes, cette migration n'est cependant pas continue (*Fig. 2.C.1* ; **Sengör et al, 1993**), et plusieurs fronts magmatiques (Vendien-Cambrien, Ordovicien, Silurien et Dévonien-Carbonifère) sont distingués. De plus, l'identification des fronts d'arc magmatique combinée à la reconnaissance des complexes d'accrétion et de la marge continentale existante permet de discriminer la polarité de la paléo-zone de subduction. Enfin, la présence d'accidents tectoniques décrochants tardifs permet d'expliquer le décalage des fronts magmatiques contemporains (*Fig. 2.C.1* ; **Sengör, 1993**).

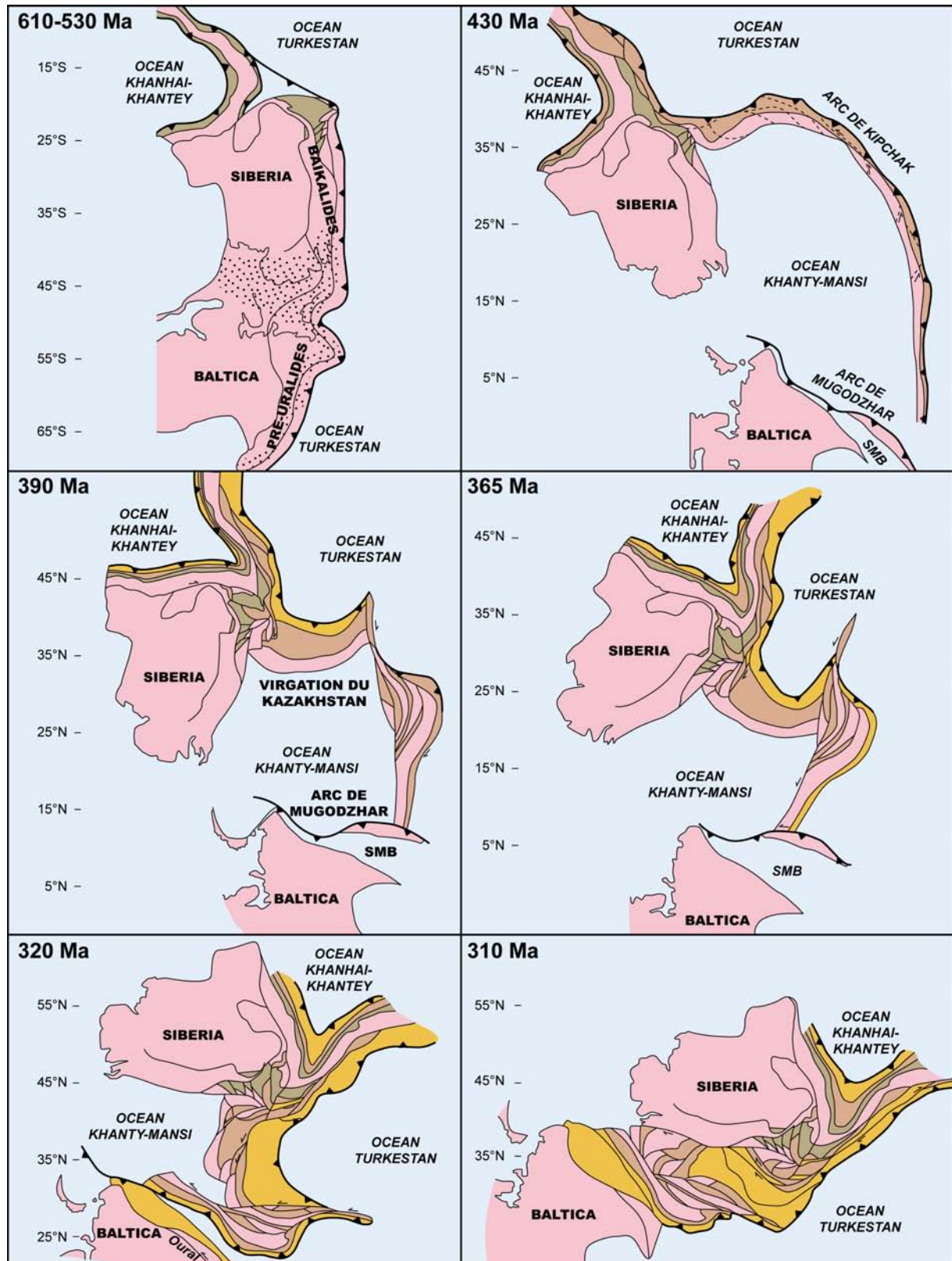
Ces considérations ont permis de reconstruire la structure d'origine (anté-décrochement) en incluant des unités actuellement disparues ou cachés sous les sédiments mésozoïques. Ce segment linéaire est appelé arc de Kipchak (*Fig. 2.C.2* ; **Sengör et al, 1993**). Le modèle proposé traduit l'évolution de cet arc au cours du Paléozoïque (*Fig. 2.C.3*).

Figure 2.C.2 Reconstructions schématique de la structure originale de l'arc de Kipchak à partir de la géométrie actuelle des unités reconnues (modifié d'après **Sengör & Natal'in, 1996b**).





· Au Vendien, les masses continentales unifiées (Rodinia) sont affectées par un épisode de rifting (*Fig. 2.C.3*). Cette distension générale, conduit à la séparation des cratons Baltica et Siberia et à l'individualisation d'un fragment continental qui deviendra le substratum de l'arc de Kipchak.



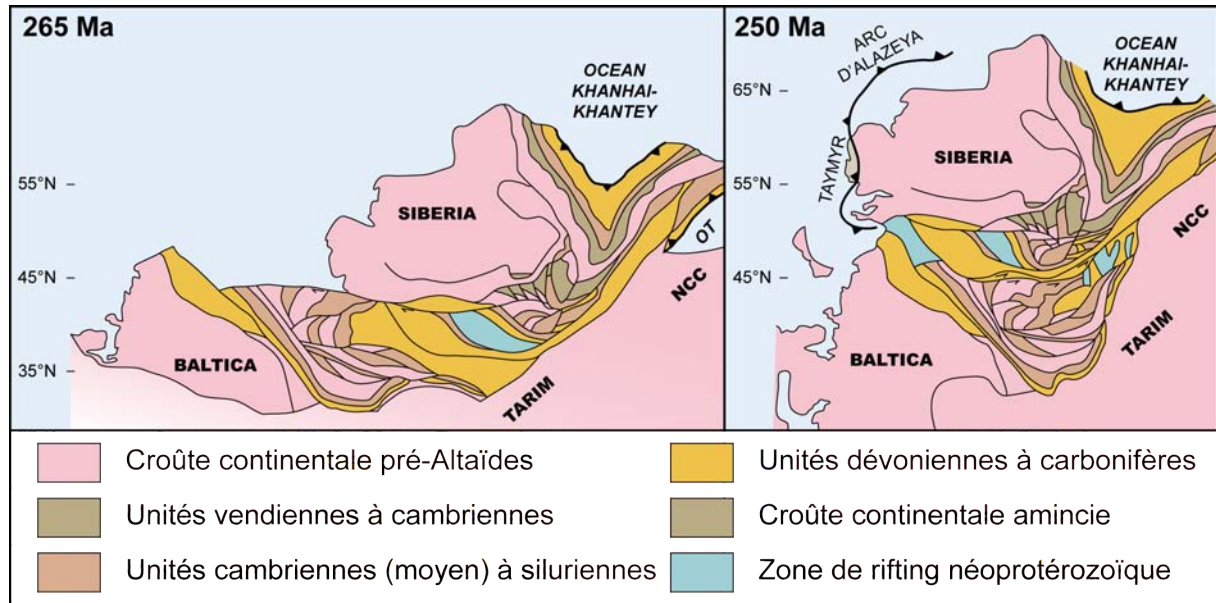


Figure 2.C.3 Modèle de reconstitution géodynamique des Altaïdes (Sengör et al., 1993).

· Dès la fin du Vendien, l'océan Turkestan entre en subduction sous la marge continentale. Le mouvement relatif entre les deux cratons, associé à la dérive de l'arc de Kipchak entraîne une migration de la zone de subduction vers l'océan et le développement de l'océan Khanty-Mansi à partir du Cambrien (Fig. 2.C.3). La dérive de l'arc de Kipchak est géographiquement hétérogène, car ce dernier reste partiellement attaché au craton dans la zone actuelle de la Mongolie. Cette hétérogénéité entraîne une courbure progressive de l'arc. La subduction Cambro-Silurienne est caractérisée par une accretion continue.

· A partir du Dévonien inférieur, la collision de l'arc de Kipchak avec un fragment de l'Océan Ouralien entraîne une accommodation de la courbure de l'arc par des décrochements (Fig. 2.C.3). Ces derniers sont à l'origine d'une imbrication latérale des unités du complexe d'accrétion. Cependant, la subduction de l'Océan Turkestan continue entraînant la formation d'un nouveau front d'arc magmatique sécant sur les complexes paléozoïque inférieur. Au cours du Dévonien, la courbure de la virgation kazakh augmente et ce domaine est désolidarisé de la partie méridionale (actuel Tianshan) par des décrochements sénestres.

· Au cours du Carbonifère, le rapprochement des cratons Baltica et Siberia évolue en transpression généralisée dans les Altaïdes (Fig. 2.C.3). En conséquence, le domaine de la virgation kazakh se retrouve enserré, ce qui conduit à l'imbrication de ses différents segments. A cette époque la subduction de l'océan Turkestan est toujours active, avec une zone de subduction unique reliant l'Oural et le Tianshan et une zone de subduction au niveau de la virgation kazakh.



· A la fin du Carbonifère, la collision oblique entre les cartons Baltica et Siberia entraîne une disparition de l'océan Khanty-Mansy un mouvement transcurrent dextre des unités par rapport à la Sibérie (*Fig. 2.C.3*). L'augmentation de la courbure de la virgation kazakh se poursuit jusqu'à la fermeture complète du domaine océanique. La subduction de l'Océan Turkestan continue en bordure du collage, jusqu'à la collision permienne avec le Tarim et la Chine du Nord.

· Au cours du Permien, l'inversion de la cinématique des décrochements le long de failles comme l'Irtysh entraîne la juxtaposition des Altaïdes Orientales et Occidentales. Le régime général transtensif est aussi à l'origine d'un étirement crustal, localisé dans les futurs bassins mésozoïques d'Alakol et du Junggar (*Fig. 2.C.3*).

## C.2 Les adaptations du modèle de Kipchak

**Sengör and Natal'in (1996a)** modifièrent leur modèle initial en l'étendant à la partie orientale des Altaïdes. L'arc de Kipchak qui à l'origine ne présentait qu'un substratum uniquement continental a été transformé localement en un arc intra-océanique afin de rendre compte de l'absence de substratum précambrien dans la région de l'Altaï (*Fig. 2.C.2*). De plus, la période ordovicienne a été détaillée, ce qui permet de contraindre les rotations relatives entre cratons sibérien et européen à la fin de l'Ordovicien, car les limites tectoniques entre les différentes unités sont scellées par le magmatisme daté entre 450 et 430 Ma. Une méthodologie similaire au modèle Kipchak a été employée par **Yakubchuk et al. (2005)** pour caractériser l'évolution du supercollage d'Asie Centrale. Cependant la structure générale obtenue et le modèle d'évolution proposé sont légèrement différents. En effet, ces auteurs suggèrent que l'ensemble des roches néoprotérozoïques à paléozoïques des Altaïdes résulte de trois systèmes d'arc-complexe d'accrétion subparallèles.

Dans les modèles proposés ultérieurement, **Yakubchuk et al. (2008)** suggèrent une nouvelle approche pour caractériser l'évolution des Altaïdes. Cette méthode est basée sur le constat de la croissance crustale des marges actives d'Asie Centrale au Paléozoïque (**Sengör et al., 1993**). En effet, au fur et à mesure du développement de la subduction, les matériaux sont accrétés ce qui entraîne une migration de l'arc vers l'océan. Le retrait de la plaque plongeante est à l'origine d'une extension en domaine arrière-arc. **Yakubchuk et al. (2008)** proposent donc de retracer les systèmes convergents en regardant non seulement le front magmatique, mais aussi les éventuels bassins arrière-arc. Cette approche est notamment nécessaire pour discriminer les complexes d'accrétion turbiditiques formés en avant de l'arc

de ceux formés dans la zone arrière-arc (**Cawood et al., 2009**). Des unités lithotectoniques simple (« *terrane* ») ou composites (« *superterrane* ») dans le sens de **Coney et al. (1980)** et **Howell (1989)** sont ainsi distinguées. Contrairement au modèle de **Sengör et al. (1993)**, des sutures limitant des blocs continentaux sont ainsi mises en évidence. La reconstruction obtenue est assez proche de celle proposée par **Yakubchuk et al. (2005)**, avec trois « *superterrane*s » (arc + complexe d'accrétion) néoprotérozoïques à paléozoïque supérieur. Comme dans le modèle de **Sengör et al. (1993)** la formation de virgation et le rôle des décrochements sont largement pris en considération. Les unités accrétées ont ensuite été transportées vers l'ouest (coordonnées actuelles) par un ensemble de décrochements senestres (faille de l'Irtysh, ligne tectonique de Nikolaïev). Cette translation est le fruit de la rotation horaire de la Sibérie combinée au mouvement oblique vers l'est (coordonnées actuelles) du bloc d'Alay, du bloc du Tarim et du craton de la Chine du Nord.

### C.3 Les modèles d'accrétions multiples (*archipelago model*)

Ces modèles considèrent les Altaïdes comme le résultat de l'amalgame d'unités lithotectoniques indépendantes. Ces « *terrane*s » se sont développés au sein d'un unique océan (Océan Paléoasiatique) entre le Néoprotérozoïque et le Mésozoïque (**Coleman, 1989** ; **Mossakovsky et al., 1993**). Les « *terrane*s » accrétés aux cratons Baltica et Siberia sont principalement des arcs insulaires intra-océaniques complexes (*Fig. 2.C.4* ; **Xiao et al., 2004** ; **2008** ; **2009a** ; **2009b** ; **2010** ; **Windley et al., 2007**) et des microcontinents (**Mossakovsky et al., 1993** ; **Berzin & Dobretsov, 1994** ; **Buslov et al., 2001**). Ces « *terrane*s » sont séparés par de multiples zones de subduction. L'amalgame de certains de ces « *terrane*s » avant la collision finale à la fin du Carbonifère entraîne la formation de « *superterrane*s ». La géométrie générale de ces multiples zones de subduction (*Fig. 2.C.4*) peut être regardée comme un analogue de l'actuel Ouest Pacifique où de nombreux bassins marginaux, séparant des arcs insulaires ou des blocs continentaux se sont développés entre la marge asiatique et l'océan Pacifique (**Jolivet et al., 1989**).

Les blocs continentaux accrétés sont principalement d'origine est-Gondwanienne (**Mossakovsky et al., 1993**) et caractérisés par un substratum précambrien (**Kasimov, 1995**). Des collisions continentales précoces sont aussi documentées et à l'origine de la formation de sutures (**Yakubchuk, 1990**). Si des systèmes classiques d'arc ont pu se développer en domaine intra-océanique (type Mariannes), en bordure de marge continentale (type Japon) sur une marge continentale (type Cordillères), les arcs insulaires du domaine océanique paléoasiatique sont généralement complexes (**Xiao et al., 2004**). Ils peuvent être caractérisés

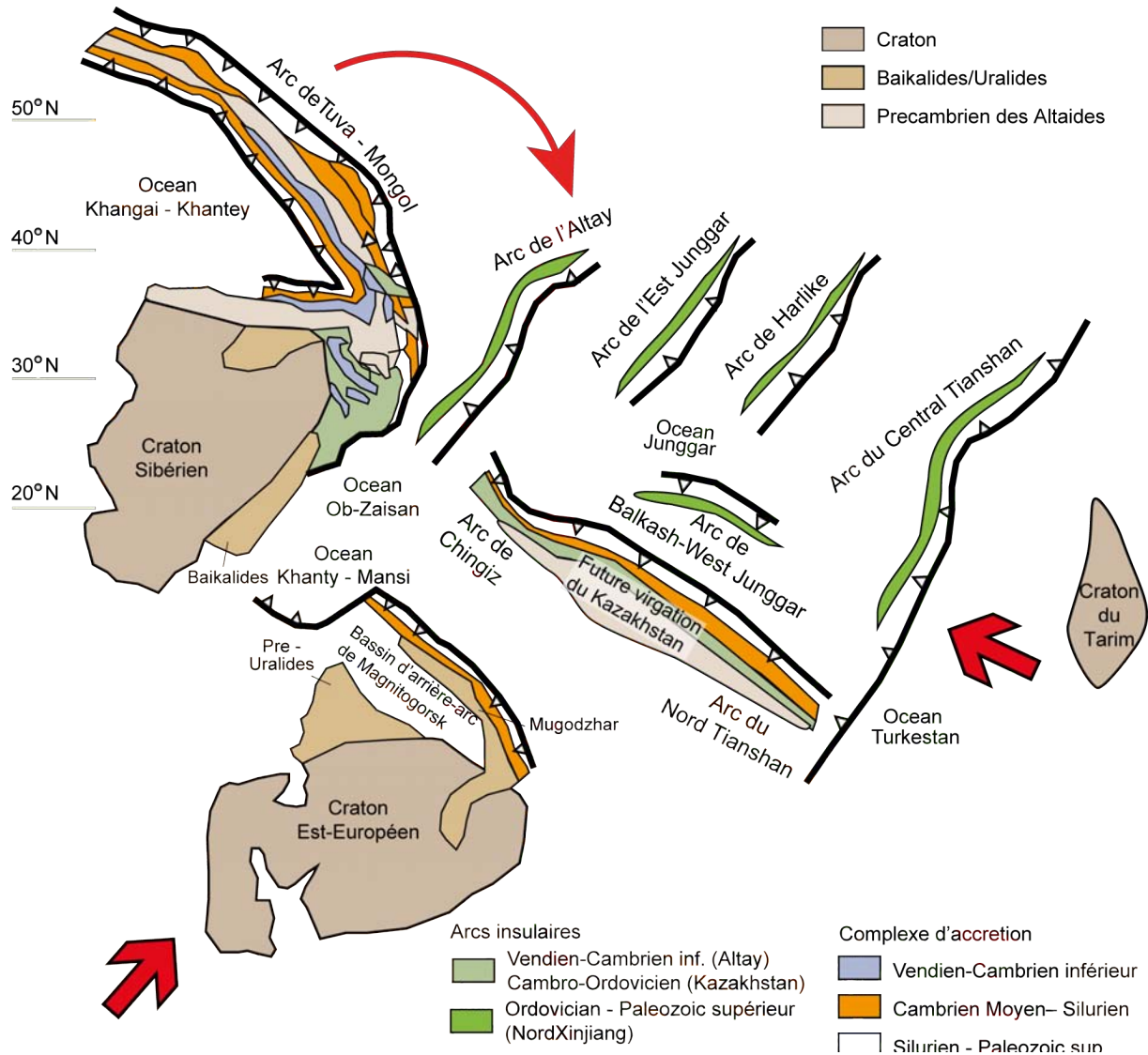


Figure 2.C.4 Reconstruction des archipels des Altaïdes Occidentales au Dévonien (modifié d'après **Xiao et al., 2010**). Dans ce modèle, l'existence d'arcs insulaires plus ou moins complexes est mise en avant. Les mouvements contrastés du Tarim, de la Siberia et de la Baltica entraînent la disparition des domaines océaniques et le collage des arcs insulaires.

par plusieurs stades d'évolution de bassin avant- et arrière-arc (**Xiao et al. 2010**) ; ils correspondent alors à la combinaison spatiale et temporelle des trois types classiques (type Alaskéen).

#### C.4 L'hypothèse du microcontinent Kazakh

Les données paléomagnétiques, sédimentologiques et structurales ont conduit certains auteurs à proposer l'existence d'un microcontinent Kazakh à la fin du Paléozoïque inférieur (**Filippova et al., 2001 ; Kheraskova et al., 2003**). En effet, des déformations dites « calédoniennes », scellés par la molasse silurienne et « hercyniennes », scellées par la molasse permienne sont reconnues au Kazakhstan (*Fig. 2.A.2 ; Argand, 1924*). Ce microcontinent composite résulte de l'amalgame à la fin de l'Ordovicien de blocs

continentaux d'origine est-gondwanienne et d'arc insulaire (Fig. 2.C.5 ; Kheraskova et al., 2003) après la fermeture de sous-domaines de l'Océan Paléo-asiatique.

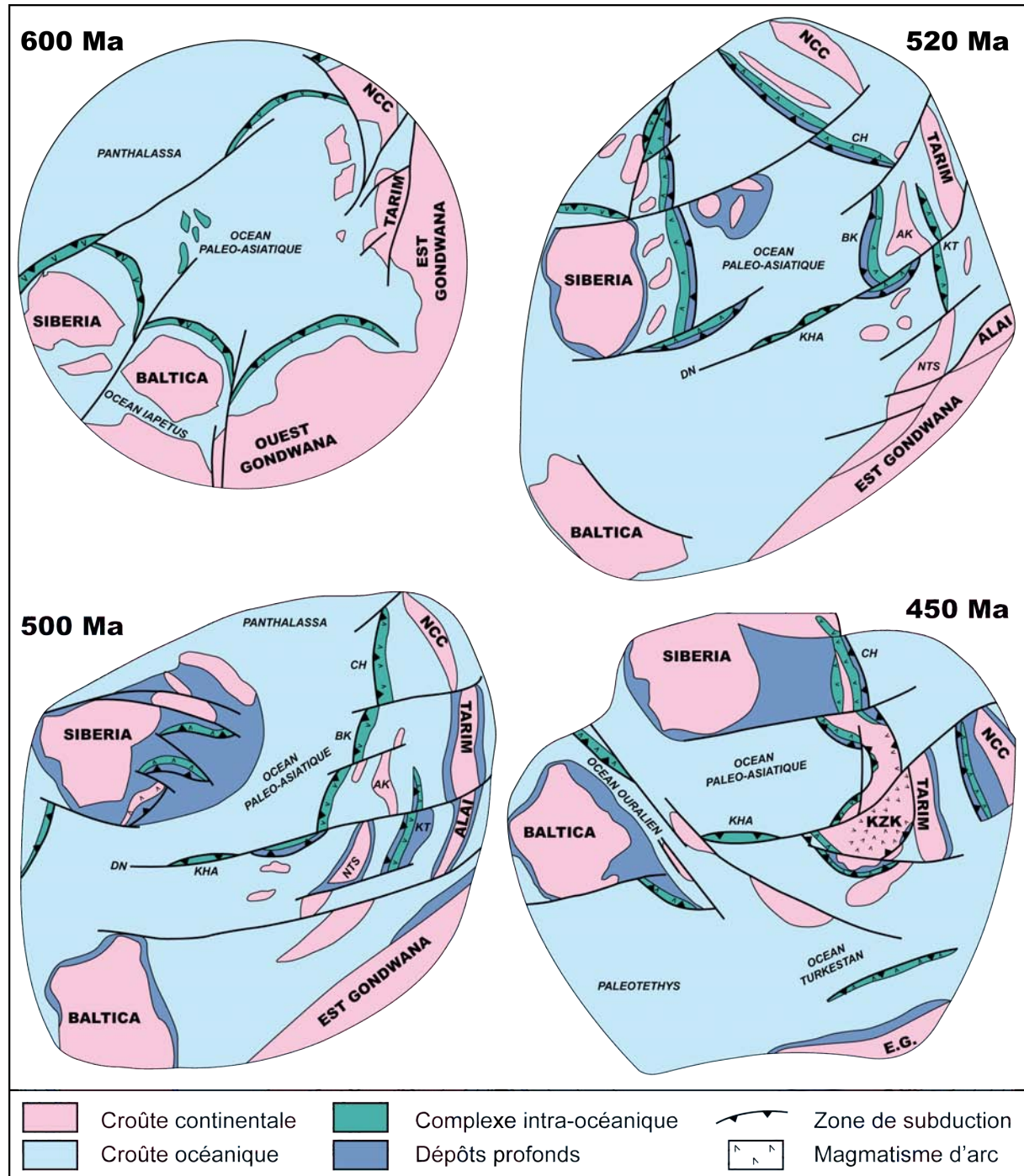


Figure 2.C.5 Cartes palinspatiques de l'Asie Centrale au Vendien, au Cambrien inférieur, à l'Ordovicien inférieur et à l'Ordovicien supérieur (modifié d'après Kheraskova et al., 2003). La collision de plusieurs systèmes insulaires au sein de l'Océan Paléo-asiatique est à l'origine de l'émergence du microcontinent Kazakhstan à l'Ordovicien supérieur.

Dans le modèle proposé (Kheraskova et al., 2003), la dislocation du supercontinent Rodinia entre la fin du Riphéen et le début du Vendien conduit à l'individualisation de microblocs continentaux qui vont dériver vers le nord au fur et à mesure de l'ouverture de



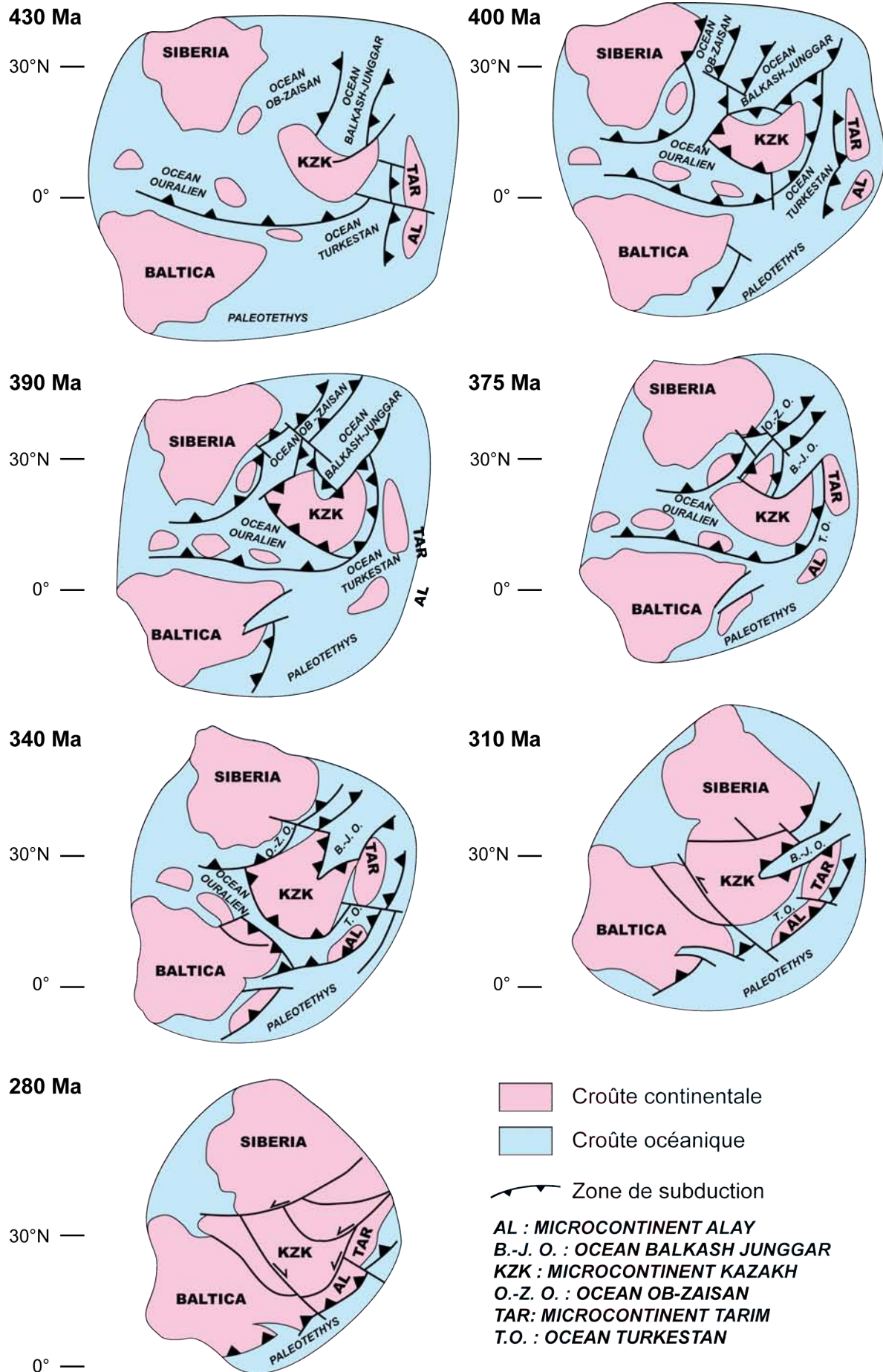


Figure 2.C.6 Schéma illustrant l'évolution géodynamique des Altaïdes Occidentales depuis le Silurien inférieur jusqu'au Permien (modifié d'après **Filippova et al., 2001**). L'amalgamation finale de l'Asie Centrale est le résultat de collisions diachrones entre le microcontinent Kazakhstan et les cratons environnants (Tarim, Alay, Baltica, Siberia).

l'Océan paléoasiatique (*Fig. 2.C.5*). Le rifting évolue rapidement vers un stade d'océanisation cambrien et la formation de croûte océanique entre les différents blocs. Parallèlement, des arcs insulaires se développent au sein de l'Océan Paléo-asiatique, en bordure de la marge sibérienne. Au cours de l'Ordovicien, d'autres systèmes d'arcs insulaires se développent en bordure des blocs précambriens du Kazakhstan. L'accrétion progressive de ces arcs à la fin de l'Ordovicien et la collision avec les blocs Tarim et Qaidam est à l'origine de l'individualisation du microcontinent composite kazakh (*Fig. 2.C.5*).

L'évolution au Paléozoïque supérieur (**Filippova et al., 2001**) est marquée par la disparition des océans en périphérie de ce microcontinent : Océan Ob-Zaisan entre Kazakhstan et Sibérie, Océan Turkestan entre Kazakhstan et Tarim-Alay (détaché pendant le Silurien) et Ouralien entre Kazakhstan et Baltica (*Fig. 2.C.6*). De plus, il existe aussi un golfe océanique au sein du microcontinent kazakh : l'Océan Junggar-Balkash. Dans ce modèle, l'actuelle forme de fer à cheval de la marge continentale kazakh existe dès le Silurien, et le processus de virgation est peu considéré (*Fig. 2.C.6*). Les collisions permienne entre les blocs sont décrites comme obliques et à l'origine des décrochements dextres de l'Oural et senestres des Altaïdes Occidentales.

## D Implications pour la croissance de la croûte continentale en Asie Centrale

L'accrétion continue de matériaux d'origine diverse le long de l'arc de Kipchak (Sengör et al., 1993) suggère que la croissance de la croûte terrestre a été significative dans les Altaïdes au cours du Paléozoïque. En se basant sur les estimations du taux de recyclage des matériaux continentaux dans les zones de subduction (Howell and Murray, 1986), Sengör et al. (1993) suggèrent que 45% de la surface actuelle du collage (5.3 millions de km<sup>2</sup>) est d'origine juvénile, soit 2.5 millions de km<sup>2</sup>. Le taux de croissance crustale d'environ

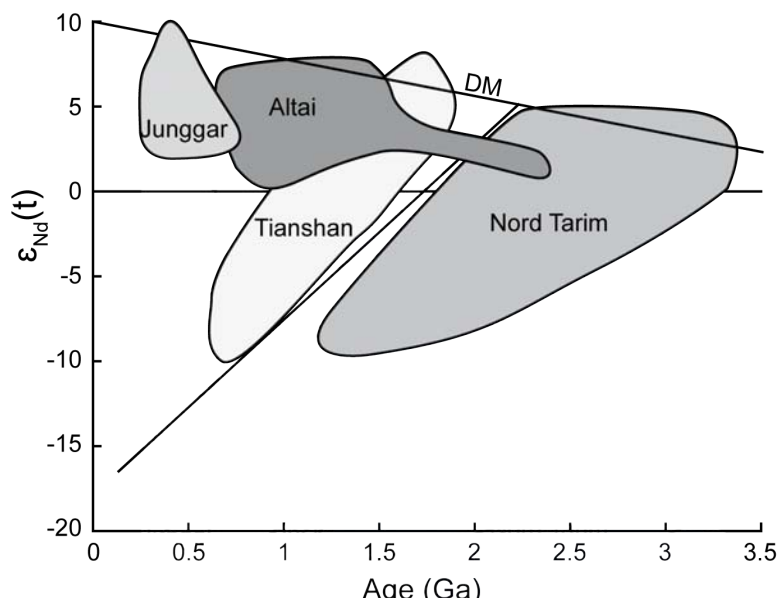


Figure 2.D.1 Diagramme de la valeur  $\epsilon_{Nd}(t)$  en fonction de l'âge de formation de la roche (Hu et al., 2000). La répartition des données obtenues sur une large collection de roches métamorphiques et sédimentaires montre la variabilité du recyclage de la croûte précambrienne dans les unités du Nord-Ouest de la Chine.

0.205 km<sup>3</sup>/an dans les Altaïdes indique que près de la moitié de la nouvelle croûte continentale terrestre est formée au cours du Paléozoïque par le collage d'Asie Centrale (Sengör et al., 1993). L'accrétion de matériaux précambriens est cependant démontrée, non seulement par la présence de roches précambriennes, mais aussi par

la variabilité des âges modèles Nd des roches sédimentaires et métamorphiques (Fig. 2.D.1 ; Hu et al., 2000).

Le rôle du magmatisme permien post-accrétion (Coleman, 1989) a aussi été inclus dans les calculs de croissance crustale (Sengör & Natal'in, 1996a), mais ces auteurs le considèrent comme une contribution mineure liée à l'extension généralisée de la fin du Paléozoïque. Pourtant, de nombreux granites sont observés dans le nord de la Mongolie (Kovalenko et al., 2004), dans l'Altaï (Chen & Jahn, 2002), dans le nord-ouest de la Chine (Han et al., 1997 ; Chen & Jahn, 2004) et au Kazakhstan (Heinhorst et al., 2000 ; Konopelko, 2008 ; 2009). Les données isotopiques Sr-Nd de ces granitoïdes indiquent une origine juvénile (Fig. 2.D.2 ; Jahn et al., 2000a ; 2000b ; Wu et al., 2000 ; Jahn, 2004), avec un recyclage mineur de la vieille croûte gondwanienne (Kröner et al., 2007). L'étude de ces plutons montre aussi un recyclage des arcs accrétés, des produits d'érosion de ces arcs ou encore des mélanges ophiolitiques tout au long du Paléozoïque (Kovalenko et al., 2004).



La conversion de cette croûte juvénile en granitoïde correspond à une différenciation intracrustale, qui nécessite un apport conséquent de chaleur. Les caractéristiques géochimiques des granites de type A indiquent une contamination des magmas basiques d'origine mantellique par la croûte (Chen & Arakawa, 2005). Ces intrusions témoignent d'une source de chaleur mantellique à l'origine de la fusion partielle de la base de croûte.

Plusieurs mécanismes sont évoqués pour expliquer cette remontée d'asthénosphère : rupture des panneaux plongeants et délamination lithosphérique (Wu et al., 2002), panache mantellique (Yarmoluk et al., 2001). Alternativement, un modèle de subduction de ride, analogue à celui proposé par Maruyama (1997) pour le Japon, est avancé pour expliquer cet

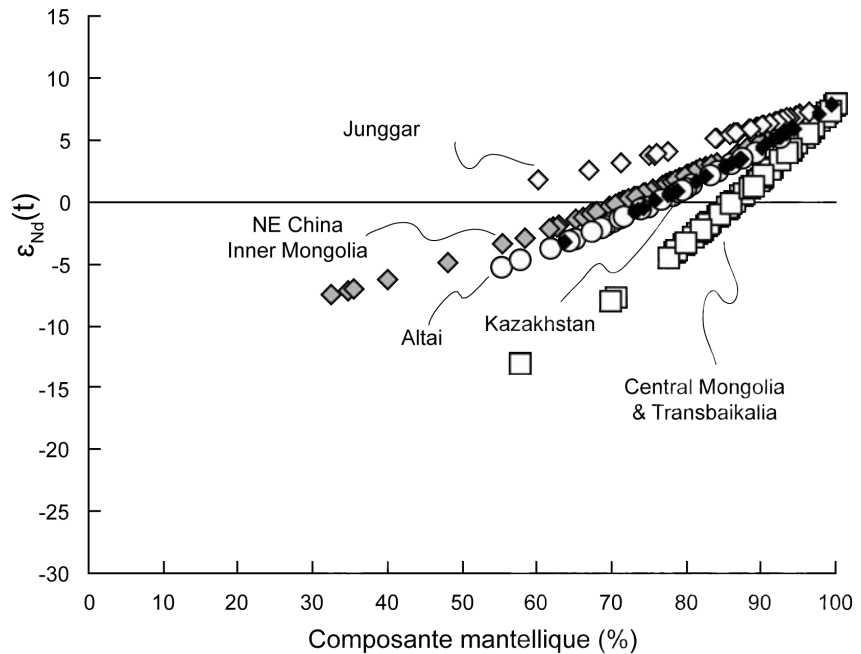


Figure 2.D.2 Diagramme de la valeur  $\epsilon_{Nd}(t)$  en fonction de composante mantellique, illustrant l'importance relative des apports de matériel mantellique lors de la formation de la croûte juvénile d'Asie Centrale (modifié d'après Jahn, 2004). La composante mantellique est calculée à partir des compositions isotopiques et élémentaires en néodyme de l'échantillon, de la croûte et du manteau (voir Jahn, 2004 pour le détail des calculs).

apport de chaleur (Windley et al., 2007 ; Xiao et al., 2010). Les preuves en faveur de ce phénomène sont cependant rares et ponctuelles: 1) coexistence de terrains de haute pression-basse température en Mongolie et dans le Tianshan et 2) adakites et boninites intrusives dans le prisme d'accrétion de l'Ouest Junggar (Geng et al., 2009 ; Tang et al., 2010 ; Zhang et al., 2011a).

La croissance de la croûte continentale en Asie Centrale résulte donc de deux processus : 1) l'accrétion horizontale et/ou latérale de matériaux, associée à la production de magmatisme d'arc, et 2) la croissance verticale par addition de matériaux d'origine mantellique en contexte post-orogénique. Ce dernier mécanisme, longtemps ignoré dans les premiers modèles représente cependant une part importante de la croissance de la croûte continentale dans les Altaïdes.

## E Limites des modèles existants

Malgré son apparente simplicité, le modèle de l'arc de Kipchak (**Sengör et al., 1993**) reste très spéculatif, car il donne une vision à grande échelle des unités géologiques des Altaïdes sans forcément considérer l'histoire intrinsèque de ces unités. De plus, de nombreux points critiques de ce modèle ont souvent été débattus (**Windley et al., 2007** ; **Xiao et al., 2010**). L'absence de substratum précambrien dans certains domaines des Altaïdes a conduit **Sengör et al., (1993)** à modifier l'architecture de l'arc de Kipchak. Dans la version mise à jour du modèle, **Sengör & Natal'in (1996)** proposent que cet arc est latéralement hétérogène, avec une marge plutôt continentale dans la partie kazakh et un arc de type insulaire dans la partie Altaï. Cependant, les récents travaux dans les Altaïdes Occidentales ont montré que cette distinction n'était pas si simple et que les arcs insulaires et continentaux coexistaient dans les deux régions (**Buslov et al., 2001** ; **Degtyarev, 2011**).

La juxtaposition des cratons Siberia et Baltica au début du Vendien est aussi largement remise en cause (e.g. **Windley et al., 2007**) par les reconstructions paléomagnétiques (**Meert & Lieberman, 2004** ; **Cocks & Torsvik, 2005**) qui indiquent la présence d'un domaine océanique (Mer d'Aegir) entre les deux masses continentales. L'existence d'un océan est aussi suggérée par des ophiolites néoprotérozoïques au Kazakhstan et dans l'Altaï (**Bykadorov et al., 2003**), mais cette hypothèse n'est pas confirmée par les données géochronologiques récentes (**Degtyarev et al., 2010** ; **Kröner et al., 2011**).

Une autre critique du modèle de l'arc de Kipchak concerne l'origine des blocs précambriens. Puisque ces derniers présentent des caractéristiques stratigraphiques communes avec les autres blocs est-gondwaniens (**Eganov & Sovetov, 1979**), une origine exotique à la Siberia ou la Baltica est nécessaire. De plus, les données paléomagnétiques indiquent une dérive vers le nord depuis l'hémisphère sud de ces blocs (**Bazhenov et al., 2003** ; **Collins et al., 2003** ; **Alexyutin et al., 2005**) ce qui suggère leur accrétion dans le collage. Les données géochimiques et géochronologiques obtenues dans les terrains sédimentaires et métamorphiques du nord de la Chine vont aussi dans ce sens (**Hu et al., 2000**). Dans un modèle dérivé, **Yakubchuk (2008)** propose des paires d'arc et de bassins arrière-arc, mais la caractérisation de ces domaines d'arrière-arc n'est pas vraiment claire et les évidences géochimiques et sédimentologiques sont encore assez rares (**Seltnann et al., 2010**).

Le diachronisme régional des complexes d'accrétion et du magmatisme d'arc semble en faveur d'un modèle d'accrétions multiples au cours du paléozoïque. La présence de sutures

ophiolitiques au Kazakhstan (Mikolaichuk et al., 1997 ; Alexeiev et al., 2010; Kröner et al., 2011) et dans le Tianshan (Alexeiev et al., 2009 ; Hegner et al., 2010 ; Charvet et al., 2007) va aussi dans ce sens. Néanmoins, les données paléomagnétiques obtenues au Kazakhstan ont permis d'établir l'existence d'une structure continue à grande échelle : la virgation kazakh (Fig. 2.E.1 ; Grishin et al., 1998 ; Levashova et al., 2003 ; 2007 ; 2009 ; Abrajevitch et al., 2007 ; 2008). La cinématique de cette virgation est relativement bien contrainte avec à

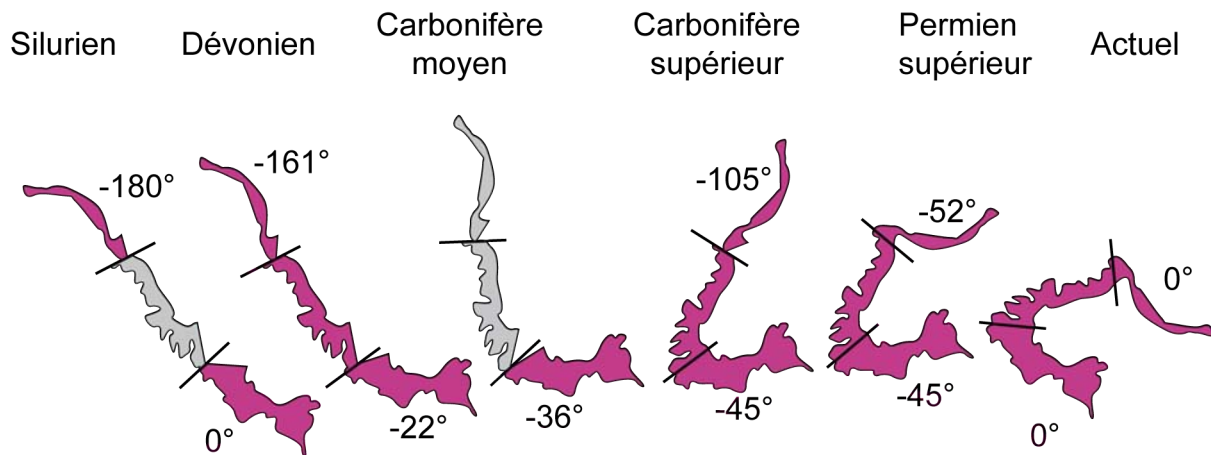


Figure 2.E.1 Evolution cinématique de la virgation du Kazakhstan (van der Voo et al., 2008). Ce modèle est basé sur les données paléomagnétiques obtenues dans les trois segments de l'orocline (Bazhenov et al., 2003 ; Collins et al., 2003 ; Levashova et al., 2003a ; 2003b ; 2007 ; van der Voo et al., 2006 ; Abrajevitch et al., 2007 ; 2008). En violet, la position des segments calculée et en gris la position inférée.

l'origine une structure linéaire pré-silurienne, puis une individualisation en trois segments qui vont subir une rotation relative selon un axe vertical. Ces travaux paléomagnétiques (Abrajevitch et al., 2008) ont aussi montré que seuls 50% de la courbure totale était dus à la formation de la virgation lors de la résorption de l'Océan Balkash-Junggar sous la marge kazakh. Les 50 % restants sont dus aux décrochements post-orogéniques (Levashova et al., 2003 ; van der Voo et al., 2006 ; Wang et al., 2007 ; Abrajevitch et al., 2008) qui affectent les segments sud et nord-est pendant le Permien. Si la présence de cette virgation remet partiellement en cause certains modèles de type archipel (Filippova et al., 2001 ; Kheraskova et al., 2003), la cinématique proposée est assez différente de celle du modèle de l'arc de Kipchak (Sengör et al., 2003 ; Sengör & Natal'in, 2006). De même, une seule virgation a pu être mise en évidence au Kazakhstan, ce qui n'est pas en faveur de l'hypothèse des paires d'arcs bassin d'arrière-arc proposée par Yabukchuk (2008).

Une des limites des modèles d'accrétions multiples (Filippova et al., 2001 ; Kheraskova et al., 2003 ; Xiao et al., 2010) concerne la polarité des subductions. Si dans certains cas, l'agencement du complexe d'accrétion, des mélanges ophiolitiques et de l'arc magmatique permet de contraindre aisément la vergence de la subduction (Alexeiev et al.,

2010 ; Kröner et al., 2011), dans de nombreux cas, la géométrie de la paléo-zone de subduction est ambiguë car les interactions entre la plaque plongeante et la plaque supérieure ont entraîné une migration du front de l'arc magmatique et du complexe d'accrétion. Dans la région de l'Irtysh-Zaisan, des subductions vers le nord et vers le sud alternativement été proposées (Filippova et al., 2001 ; Buslov et al., 2001), la déformation décrochante permienne masquant souvent la structure primaire de la chaîne (Laurent-Charvet et al., 2003 ; Buslov et al., 2004). Dans le Tianshan, la polarité de la subduction de l'océan Kirghiz-Terskey est largement débattue (Mikolaichuk et al., 1997 ; Degtyarev, 2011). Dans le Tianshan chinois, une subduction vers le nord a longtemps été proposée (Windley et al., 1990 ; Gao et al., 1998 ; Xiao et al., 2008), sur des arguments essentiellement géométriques. Cependant, les études structurales récentes dans l'ouest (Lin et al., 2008 ; Wang et al., 2010 ; 2011) et l'est (Laurent-Charvet, 2001) du Tianshan chinois semblent indiquer une subduction sous le Tarim. Cette hypothèse vaut également pour le Kirghizstan, car il n'existe aucune évidence d'arc magmatique (Charvet et al., 2011) au nord de la suture d'Atbashi (Alexeiev et al., 2009). A l'ouest de la faille de Talas-Fergana, la polarité de la subduction est cependant sans ambiguïté vers le nord (Burtman, 1975 ; Zonenshain et al., 1990).

L'âge de la collision finale entre le bloc du Tarim et le Tianshan est aussi matière à débat. Pendant longtemps, l'assemblage final des Altaïdes a été situé à la fin du Carbonifère voire au début du Permien (Coleman, 1989). Les travaux dans le Tianshan ont permis de mettre en évidence une discordance majeure dans le Carbonifère inférieur (Carroll et al., 1995), suggérant une collision assez précoce (Charvet et al., 2007). Cependant sur la base de radiolaires permien (Li et al., 2005) et d'éclogites triasiques (Zhang et al., 2007), la collision finale a été réinterprétée d'âge triasique (Xiao et al., 2008 ; 2010). Ces auteurs considèrent que l'amalgamation du Tarim dès le Carbonifère aurait empêché les mouvements tardifs permien, faute d'espace disponible. Cependant, les arguments proposés sont assez ambigus (Charvet et al., 2011). La discordance entre le Permien continental et le Trias continental, considérée comme la preuve de la collision permo-triasique (Xiao et al., 2008) correspond en fait à une déformation intra-continentale de la chaîne en réponse à une collision continentale dans le Kunlun (Hendrix et al., 1992). Enfin, la réactivation en décrochement au Permien des principales sutures ophiolitiques (Buslov et al., 2001 ; Wang et al., 2006 ; 2010) indique que le collage tectonique est bien antérieur à l'épisode décrochant permien.

## **F Problématique**

L'architecture et les modalités d'évolution des chaînes d'accrétion des Altaïdes Occidentales sont des questions scientifiques majeures. Certains auteurs proposent une analogie avec le Japon (Sengör & Natal'in, 1996 ; Windley et al., 2007 ; Xiao et al., 2010). Cependant, comme nous l'avons présenté dans le premier chapitre, l'évolution du Japon est largement débattue (Charvet et al., 2011) et de nombreux éléments indiquent la coexistence de caractères de chaîne de collision et de chaîne d'accrétion. De plus, les intrusions magmatiques de ces deux régions présentent des caractéristiques assez différentes, ce qui suggère une variabilité de la nature de la croûte sous jacente. Dans les Altaïdes, les modèles existants sont principalement basés sur les données géochronologiques et géochimiques. Comme les données structurales sont assez rares, excepté dans le Tianshan chinois et kirghiz, ou localisées le long des accidents tectoniques majeurs, il est difficile de tester les scénarios tectoniques à grande échelle (virgation, translation des blocs).

*Le premier objectif de ce travail est de caractériser l'architecture de ces chaînes d'accrétion, afin d'évaluer le rôle des structures tectoniques (virgation, décrochements) contemporaines de leur formation.*

Les travaux géochimiques et géochronologiques dans les nombreux plutons post-accrétion ont permis de mettre en valeur la croissance verticale de la croûte continentale durant le Permien (Jahn et al., 2004). L'accrétion de matériaux dans les zones de subduction paléozoïque et le magmatisme d'arc ont aussi largement contribué à la croissance de la croûte continentale (Sengör et al., 1993), mais peu de contraintes chronologiques sur les étapes de cette croissance sont actuellement disponibles. Les chaînes d'accrétion modernes péripacifiques attestent que la croissance continentale est rarement un processus continu au cours de la subduction (e.g. Condie et al., 2007 ; Cawood et al., 2009), puisque les interactions entre la plaque supérieure et la plaque inférieure contrôlent l'activité de l'arc, le développement de bassins en périphérie de l'arc et le régime du chenal de subduction (ablation versus accrétion).

*Le second objectif de ce travail est d'établir les étapes de la croissance de la croûte continentale des Altaïdes Occidentales au cours des multiples subductions du Paléozoïque.*

De nombreux éléments montrent que le modèle Kipchak ne permet pas d'expliquer la relative variabilité des Altaïdes Occidentales. L'hypothèse d'accrétions et/ou de collisions

multiples est généralement acceptée. Cependant, il existe un problème d'harmonie régionale entre les différents modèles proposés.

- Au Kazakhstan, les études géochronologiques et géochimiques suggèrent une évolution polycyclique avec un stade « calédonien » correspondant à la formation du microcontinent kazakh et un stade « hercynien » caractérisé par la résorption des domaines océaniques périphériques. La collision de blocs continentaux est généralement proposée.

- Dans le Tianshan, le schéma de collisions multiples proposé (Charvet et al., 2011) est assez compatible avec le modèle kazakh malgré des différences concernant la chronologie et la polarité de la subduction de l'Océan Turkestan.

- Dans l'Altaï et le Junggar Oriental, une accretion continue d'arcs insulaires au cours du Paléozoïque a été proposée (Xiao et al., 2004 ; 2009), en mettant en valeur la possibilité de subduction de rides océaniques (Windley et al., 2007 ; Xiao et al., 2010). Ces auteurs étendent ce modèles au Junggar Occidentale et au Tianshan (Xiao et al., 2008) et proposent arbitrairement une indépendance des systèmes orogéniques Kazakh et Chinois (Xiao et al., 2009 ; 2010).

La grande variabilité des modèles proposés reflète non seulement le caractère éparé des données, mais aussi l'absence de corrélations régionales.

*Le troisième objectif de la thèse est d'explorer les relations et les éventuelles corrélations entre les différentes régions des Altaïdes Occidentales afin de proposer un modèle géodynamique régional et intégré.*

Comme nous l'avons vu, les Altaïdes Occidentales représentent un vaste domaine et ne peuvent faire l'objet d'une seule étude. Pour cette raison, nous allons nous concentrer sur un segment de ce collage tectonique : le Junggar Occidental. Cette région, à l'extrémité nord-ouest de la Chine, est au carrefour des trois ensembles majeurs des Altaïdes (Kazakhstan, Altaï et Tianshan). Elle représente donc un laboratoire naturel pour étudier la formation du collage d'Asie Centrale et caractériser les mécanismes de la croissance de la croûte continentale. Les prochains chapitres seront focalisés sur le Junggar Occidental, tout en essayant de replacer, à l'échelle des Altaïdes Occidentales, les différents processus et épisodes tectoniques évoqués.





***CHAPITRE III : OBJET ET METHODES : LE JUNGGAR OCCIDENTAL,  
NECESSITE D'UNE APPROCHE PLURIDISCIPLINAIRE***

---



Les mélanges ophiolitiques de Tangbale et Dalabute



## A Le Junggar Occidental

Le Junggar Occidental est un massif montagneux situé à l'extrémité nord-ouest de la Chine. Il marque la limite avec le Kazakhstan. Ce massif est bordé à l'est par le bassin du Junggar Occidental, au nord par le bassin de l'Irtysch-Zaisan et à l'ouest par le bassin d'Alakol. Le Junggar est classiquement séparé par la vallée de Hueshentaolege et le bassin de Tacheng qui délimitent un domaine nord et un domaine sud (*Fig. 3.A.1* ; **Feng et al., 1989**). Le domaine nord est marqué par une chaîne centrale d'orientation E-W, avec à l'est les Monts Sawuer et à l'ouest les Monts Tarbagatay qui se poursuivent au Kazakhstan. Cette chaîne qui peut atteindre plus de 3800 mètres d'altitude est bordée par deux chaînons subparallèles, Buerj'in au nord et, d'ouest en est, Wuerkashier-Xiemisitai-Saier-Sharburt au sud. La région au sud de la vallée de Hueshentaolege est marquée par une structuration NE-SW, essentiellement due à la réactivation récente des failles de Barliek, Toli et Dalabute. Trois domaines montagneux sont généralement distingués : les monts Barliek à la frontière kazakh, les monts de Mayila, dans la partie centrale et les monts Hatu en bordure du bassin du Junggar. Malgré les importantes différences d'altitude entre les régions montagneuses et les bassins sédimentaires récents, l'allure générale du relief contraste fortement avec les paysages accidentés et les vallées incisées du Tianshan. En effet, le Junggar Occidental, se caractérise plutôt par des plateaux surélevés sans contreforts majeurs et une pente relativement douce jusqu'au bassin.

### A.1 Aperçu géologique

#### A.1.i Présentation des formations

Une des caractéristiques majeures du Junggar Occidental est l'absence de roches précambriennes (*Fig. 3.A.1* ; **Feng et al., 1989** ; **BGRMXUAR, 1993**). Cependant, dans la région de Tangbale, des métasédiments réputés ordoviciens ont fourni un âge modèle Sm-Nd mésoprotérozoïque, ce qui suggère que certaines unités du Junggar Occidental ont recueilli des produits d'érosion précambriens (**Hu et al., 2000**).

Trois zones exposent des formations d'âge paléozoïque inférieur (*Fig. 3.A.1*). Ces domaines seront détaillés dans le chapitre 5 et seulement un aperçu est présenté ici.

La région de Tangbale, limitée par la faille de Dalabute au NW et les dépôts mésozoïques au SE est caractérisée par un mélange (mélange de Tangbale) à matrice serpentineuse contenant des blocs de péridotite, de gabbro, de basalte et de chert (*Fig. 3.A.1* ;



Figure 3.A.1 Carte géologique simplifiée du Junggar Occidental (modifié d'après **Feng et al., 1989**; **BGRMXUAR, 1993**; **Buckman & Aitchison, 2004**). L'encart montre la localisation des ensembles géographiques discutés dans le texte. Les âges des intrusions magmatiques sont extraits de **Chen et al. (2006)**, **Han et al. (2006)**, **Su et al. (2006a)**, **Zhou et al. (2008b)**, **Geng et al. (2009)** et **Chen et al. (2010a)**. Les numéros se réfèrent aux mélanges ophiolitiques. 1 : Tangbale, 2 : Mayila, 3 : Honguleleng, 4 : Hobuksar, 5 : Tacheng, 6 : Barliek, 7 : Bayanhe, 8 : Dalabute, 9 : Karamay, 10 : Kokeshentan, 11 : Kujibai.

large variabilité géochimique suggérant des contextes de mise en place en domaine océanique, d'arc, d'avant-arc ou intraocéanique (**Zhang et al., 1993** ; **Wang et al., 2003** ; **Buckman & Aitchison, 2004**). Les blocs du mélange (gabbro, plagiogranite, chert, schistes bleus) ont fourni des âges cambro-ordoviciens (**Wang, 1982** ; **Kwon et al., 1989** ; **Zhang et al., 1993** ; **Zhang, 1997** ; **Buckman & Aitchison, 2001** ; **Jian et al., 2005**), mais la matrice n'est pas datée. Le mélange est recouvert par des turbidites siluriennes de la formation de Qiargaye (*Fig. 3.A.2* ; **Mu et al., 1986** ; **Feng et al., 1989**). Au sud, le mélange de Tangbale est en contact avec la série métasédimentaire de Laba. Cette formation est arbitrairement attribuée à l'Ordovicien moyen (*Fig. 3.A.2* ; **Feng et al., 1989** ; **Zhang et al., 1993**), du fait de son caractère métamorphique.

La région de Mayila est bordée au sud-ouest par le réseau de failles NW-SE d'Alashankou. Comme à Tangbale, un mélange serpentiniteux est observé (*Fig. 3.A.1* ; **Zhang et al., 1993**). Il contient des blocs de péridotite, de chert, de basalte, de gabbro et de calcaire. Les rares données géochimiques obtenues sur les roches basiques indiquent des environnements de mise en place en domaine océanique, d'arc ou d'arrière arc (**Xiao et al., 1991** ; **Zhang et al., 1995** ; **Wang et al., 2003**). Les blocs (chert, pyroxénites) ont fourni un âge silurien (**Li, 1994** ; **Jian et al., 2005**). Le mélange est associé à la formation de Mayila, qui comprend des turbidites volcanoclastiques et des calcaires du Silurien inférieur à moyen (*Fig. 3.A.2* ; **Mu et al., 1986** ; **Feng et al., 1989** ; **BGRMXUAR, 1993**).

La région de Sharburt présente aussi un mélange serpentiniteux qui semble se poursuivre à l'ouest (mélanges de Hobuksar, Kujibai et Tacheng) (*Fig. 3.A.1*), si bien que cette unité d'âge Paléozoïque inférieur pourrait se corrélérer à l'unité de Chingiz-Tarbagatay (**Chen et al., 2010a**), qui constitue la partie supérieure de l'unité de Bozshekul-Chingiz (**Degtyarev, 2011**). Comme à Mayila et Tangbale, les mélanges contiennent des blocs de péridotite, gabbro et basalte (**Zhang et al., 1993** ; **Jin et al., 1999**). Sur la base des caractéristiques géochimiques des roches mafiques, des environnements océaniques et de bassins d'arrière-arc ont été alternativement proposés (**Zhang et al., 1993** ; **Huang et al., 1995**). Bien qu'un âge Sm-Nd néoprotérozoïque ait été obtenu (**Jin et al., 1999**), les blocs de gabbros ont fourni des âges cambro-ordoviciens (**Jian et al., 2005** ; **Zhu & Xu, 2006**) et ordovicien terminal (**Zhang et**

**al., 1993 ; Jin et al., 1999**). Le mélange contient également des volcanites rattachées à la formation ordovicienne moyen de Bulukeqi (*Fig. 3.A.2 ; BGRMXUAR, 1993*). L'Ordovicien moyen affleure aussi sous forme de séries sédimentaires (formation de Kekesayi) dans les monts Tarbagatay (*Fig. 3.A.1 ; BGRMXUAR, 1993*). Dans les monts Saier, l'Ordovicien terminal est constitué par des volcanites, des calcaires et des conglomérats qui remobilisent des éléments du mélange (**Feng et al., 1989 ; BGRMXUAR, 1993**). Les séries siluriennes reposent en concordance sur l'Ordovicien supérieur et se caractérisent par une base d'argilites à graptolites (formation de Bulong), une série intermédiaire d'andésite, de calcaire et de grauwackes (formation de Sharburt) et un sommet composé de turbidites fines volcanoclastiques (formation de Kekexiongkuduke) (*Fig. 3.A.2 ; Mu et al., 1986 ; Feng et al., 1989 ; BGRMXUAR, 1993*). L'extension de l'unité paléozoïque est vraisemblablement plus importante car l'ensemble volcanique des Monts Xiemisiatai, originalement attribué au Dévonien, est recoupé par des granites siluro-dévonien (*Fig. 3.A.1 ; Chen et al., 2010a*).

Il existe une importante diversité des formations d'âge paléozoïque. Nous donnons ici une présentation sommaire de ces terrains mais une description plus précise (concernant principalement le domaine sud) sera faite dans les chapitres 6 et 7. Comme pour le paléozoïque inférieur, une distinction des formations est généralement faite entre la partie nord et la partie sud.

La partie nord est caractérisée par trois chaînons parallèles (Buerj'in, Tarbagatay-Sawuer, Wuerkashier-Xiemisiatai-Saier-Sharburt). Dans la zone la plus septentrionale, le mélange ophiolitique de Kokeshentan (*Fig. 3.A.1*) expose des blocs de chert, basalte, gabbro et péridotites (**Zhang et al., 1996**). Ces péridotites sont caractéristiques d'un manteau légèrement appauvri (**Niu et al., 2006**). Aucune contrainte géochronologique n'est disponible, mais le mélange de Kokeshentan est classiquement corrélé au mélange carbonifère de Kuerti (**Xiao et al., 2004 ; Wu et al., 2006a**). Le mélange est associé aux turbidites dévoniennes de la formation de Yundukula (*Fig. 3.A.2 ; BGRMXUAR, 1993*). Dans la région de Tarbagatay-Sawuer, le Dévonien inférieur est seulement représenté par les séries détritiques de la formation de Mangkelu. La sédimentation reprend au Dévonien moyen, mais ces séries sont principalement marquées par la mise en place de roches volcaniques et de dépôts volcanosédimentaires dans les formations de Sawuer et de Tarbagatay (**Shen et al., 2008 ; Wang et al., 2009c**). Ce type de sédimentation continue au Carbonifère inférieur avec le dépôt de la formation de Heishantou (**BGRMXUAR, 1993**). Dans le chaînon de Wuerkashier-Xiemisiatai-Saier-Sharburt, la formation de Hobuksar, concordante sur le Silurien



est marquée par une arrivée progressive de débris volcaniques et une diminution de la

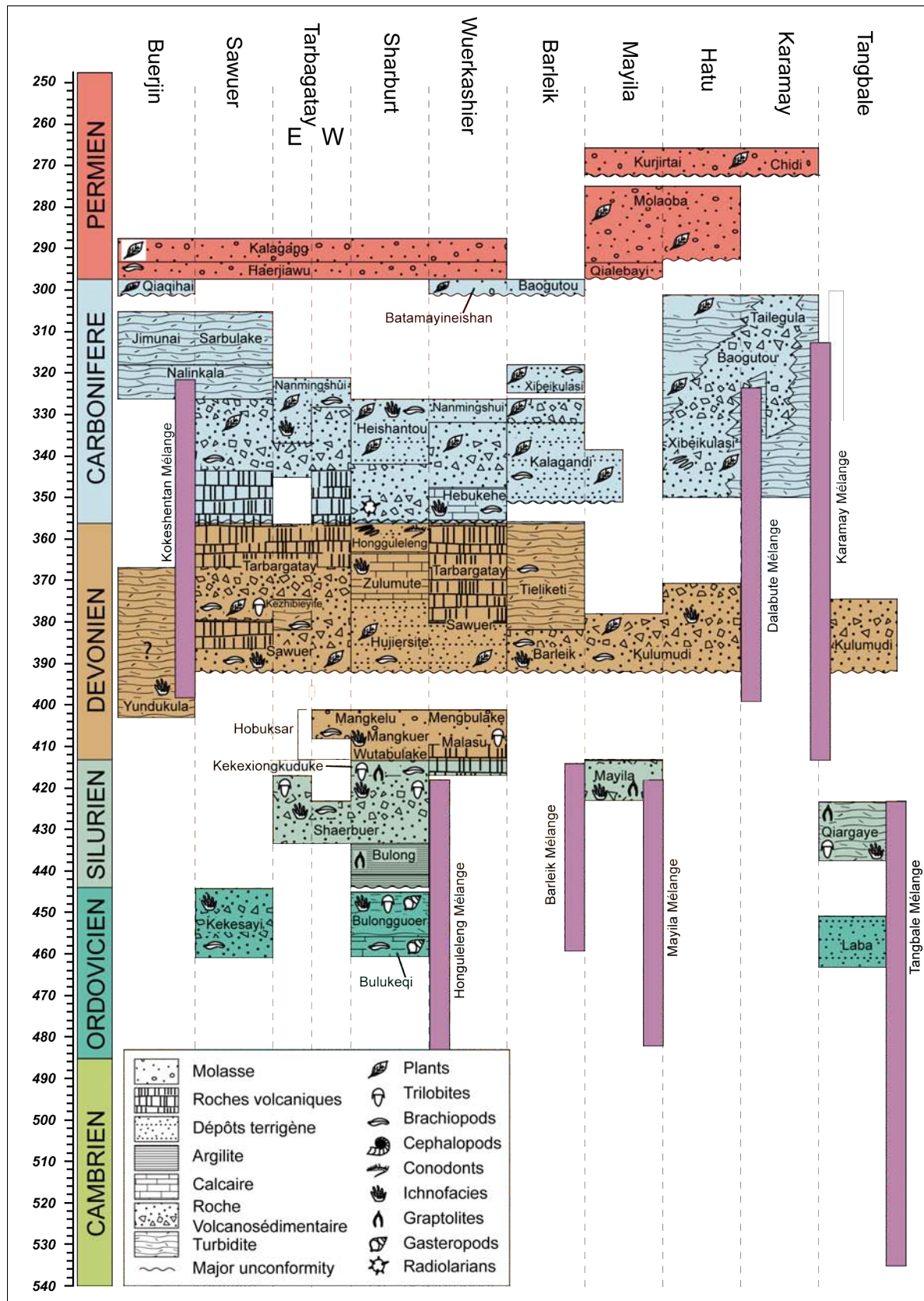


Figure 3.A.2 Tableau synthétique des formations géologiques du Junggar Occidental (compilé à partir des données de Feng et al., 1989; BGRMXUAR, 1993).



profondeur de dépôts au cours du Dévonien inférieur (**Wei et al., 2009**). La série montre des variations latérales de faciès avec des intercalations de niveaux volcaniques dans les formations de Malasu et Mengbulak (*Fig. 3.A.2* ; **BGRMXUAR, 1993**). Une lacune sédimentaire de l'Eifelien et une discordance majeure à la base du Givétien est observée dans tout le chaînon (*Fig. 3.A.2* ; **Soto & Lin, 2000** ; **Wei et al., 2009**). La sédimentation reprend au Givétien avec des dépôts volcanosédimentaires associés à des volcanites à l'ouest et une sédimentation détritique puis carbonatée, à l'est (**Xia, 1996** ; **Waters et al., 2003** ; **Xu & Wang, 2008**). Les séries sédimentaires du Carbonifère inférieur sont similaires à celles du chaînon central avec majoritairement des dépôts volcanosédimentaires et de rares niveaux calcaires dans la formation de Hebukehe (*Fig. 3.A.2* ; **BGRMXUAR, 1993**). Dans le domaine nord du Junggar Occidental, les sédiments du Carbonifère supérieur sont dominés par des turbidites des formations de Jimunai, Nalikala et Sarbulake (**BGRMXUAR, 1993**). Après une lacune sédimentaire intra-Carbonifère supérieur, une sédimentation détritique fine et grossière se développe dès le Carbonifère terminal (formations de Qiaqihai et Batamayineishan) et se poursuit durant le Permien (Formations de Haerjiawu et Kalagang) (*Fig. 3.A.2* ; **BGRMXUAR, 1993**) ; cette molasse est associée à la mise en place de volcanites (**Tan et al., 2006**). L'origine des mélanges ophiolitiques de Barliek et de Bayanhe (*Fig. 3.A.1*) est assez incertaine et il n'existe actuellement aucune contrainte géochronologique et géochimique qui permettrait de les caractériser ou de les corrélérer avec les autres mélanges.

La partie sud du Junggar Occidental est caractérisée par l'absence de roches d'âge dévonien inférieur, à l'exception de l'extrémité nord de la région de Hatu où les dépôts volcano-sédimentaires sont similaires à ceux de la région de Wuerkashier (*Fig. 3.A.1* ; **BGRMXUAR, 1993**). Comme dans le domaine septentrional, la sédimentation reprend au cours du Dévonien moyen, avec le dépôt d'une série détritico-volcanoclastique (formation de Kulumudi), parfois associé à des épanchements volcaniques (Formation de Barliek). Les dépôts du Dévonien Supérieur sont assez rares, à l'exception de la formation de Tieliketi composée d'un conglomérat de base et de turbidites grossières (*Fig. 3.A.2* ; **Feng et al., 1989** ; **BGRMXUAR, 1993**). Ces turbidites évoluent vers des faciès plus carbonatés au Dévonien terminal-Carbonifère inférieur. Dans les régions de Barliek et de Mayila, les séries du Carbonifère sont principalement marquées par des séquences de dépôts volcanoclastiques entrecoupées de lacunes sédimentaires et de légères discordances (**Feng et al., 1989** ; **BGRMXUAR, 1993**). A l'est de la faille de Toli, le Dévonien est assez mal connu mais les séries carbonifères sont bien exprimées (formations de Xibeikulasi, Baogutou et Tailegula).

Elles sont composées de turbidites fines (Feng et al., 1989 ; Li & Jin, 1989 ; Wu & Pan, 1991 ; Guo et al., 2002) associées à des séquences grossières de grauwackes (Fig. 3.A.2 ; Wu & Pan, 1991 ; Guo et al., 2002). Des intercalations de tufs ont été datées du Carbonifère inférieur et supérieur (Guo et al., 2010 ; Zhang et al., 2011a). Les séries sédimentaires sont associées à deux bandes de mélange ophiolitique. Le mélange de Dalabute (aussi appelé Darbut) affleure le long de la faille éponyme (Fig. 3.A.1) et se caractérise par des blocs de basalte, chert, gabbro et péridotite au sein d'une matrice de serpentinite (Feng et al., 1989). Les roches mafiques présentent des caractéristiques de MORB, OIB, de E-MORB et de BABB (Zhang et al., 1993 ; Wang et al., 2003 ; Lei et al., 2008 ; Gu et al., 2009 ; Liu et al., 2009 ; Yang et al., 2011). Si des âges ordoviciens (He & Zhao, 2011) et carbonifères (Liu et al., 2009) ont été avancés, les blocs de chert à radiolaires et de gabbro ont fourni un âge Dévonien moyen, généralement admis (Feng et al., 1989 ; Zhang et al., 1993 ; Gu et al., 2009 ; Yang et al., 2011). Le mélange de Karamay (aussi appelé Baijantan ou Baikouquan) est situé sur la bordure est du massif du Junggar Occidental (Fig. 3.A.1). Il consiste en un mélange serpentiniteux à bloc de chert, péridotite, basalte et gabbro (Zhang et al., 2011a) et des reliques de haute pression (Zhu & Xu, 2007 ; Zhu et al., 2008). Les roches mafiques montrent des affinités océaniques et intraocéaniques (Zhu et al., 2007 ; Zhang et al., 2011b). L'âge du mélange est assez mal contraint, des âges ordovicien et carbonifère ont été alternativement proposés (Xu et al., 2006a ; He et al., 2007 ; Zhu et al., 2007). L'ensemble du domaine sud est recouvert par une molasse permienne associée à des volcanites alcalines (Fig. 3.A.2 ; Feng et al., 1989 ; BGRMXUAR, 1993 ; Buckman & Aitchison, 2004).

#### *A.1.ii Structuration du Junggar Occidental*

La structure actuelle du Junggar Occidental résulte principalement de la tectonique permienne et de la réactivation cénozoïque des accidents paléozoïques. Bien que le relief puisse atteindre plus de 3000 mètres, l'expression de la tectonique récente est limitée contrairement au piedmont du Tianshan (Avouac et al., 1993). Actuellement, le régime de déformation est plutôt compressif et se caractérise par un léger chevauchement du socle paléozoïque sur sa couverture mésozoïque et par le développement du chevauchement profond de Ke-Wu dans la partie occidentale du bassin du Junggar (Lawrence, 1990). La réactivation fragile des structures paléozoïques est difficile à mettre en évidence, car elle se surimpose à une déformation fragile permienne et les déplacements sont très limités.

Les accidents permien principaux sont la faille d'Alashankou au sud-ouest, les failles de Toli, Barliek et Dalabute et la faille de l'Irtysh au nord-est (Fig. 3.A.1). Ces failles sont

essentiellement décrochantes (Allen et al., 1995 ; Allen & Vincent, 1997 ; Laurent-Charvet et al., 2002). Elles contrôlent la mise en place de bassins sédimentaires syn-tectoniques permien (Allen et al., 1995). La déformation pré-permienne est assez mal connue et reste limitée à quelques rares études locales à proximité des mélanges ophiolitiques.

Dans la région de Tangbale, Feng et al. (1989) proposent que le mélange de Tangbale, affecté par une foliation N70°E à fort pendage vers le nord (Zhang et al., 1993), soit sous les turbidites de la formation de Qiargaye. Ce contact à pendage moyen vers le NW est interprété comme un chevauchement (Buckman & Aitchison, 2004).

Le mélange de Mayila est caractérisé par une foliation subverticale orientée NE-SW dans la partie nord et E-W dans la partie sud (Zhang et al., 1993). Ce changement de direction est vraisemblablement causé par une tectonique transpressive tardive à l'origine d'un plissement complexe des terrains. La structure initiale est marquée par le chevauchement des turbidites dévoniennes sur le mélange ophiolitique, bien qu'une discordance soit parfois suggérée (Zhang et al., 1993).

Dans la région de Dalabute, le mélange ophiolitique est considéré comme une nappe à vergence SE (Feng et al., 1989). Si le mélange est principalement dans sa position d'enracinement, il existe des klippes de mélange sur les turbidites carbonifères (Feng et al., 1989).

L'étude détaillée de la coupe de Yayagou, à travers le mélange de Karamay et les turbidites adjacentes a montré une structure plissée marquée par de nombreux accidents subverticaux interprétés comme des chevauchements (Zhang et al., 2011a). Ces auteurs proposent une vergence NW des plis et des chevauchements, bien que leur étude de détail montre une importante complexité de la structure.

Enfin la région de Buerj'in est largement marquée par une verticalisation des structures et le développement d'une schistosité NW-SE liée à l'accident sénestre de l'Irtys (Laurent-Charvet et al., 2002). Néanmoins, l'observation de critères cinématiques dextres dans les calcaires Paléozoïques de la zone de l'Irtys (Xiao et al., 2009a) semble indiquer un jeu polyphasé de la faille (Laurent-Charvet et al., 2003).

### A.1.iii Magmatisme

Comme dans le reste de l'Asie Centrale, plusieurs épisodes magmatiques ont été enregistrés dans le Junggar Occidental. Nous présentons ici seulement les intrusions magmatiques, car les roches volcaniques ont déjà été détaillées au sein des formations géologiques. De même, les roches magmatiques présentes sous forme de blocs au sein des mélanges ne seront pas détaillées.

Les intrusions d'âge Paléozoïque inférieur sont assez rares dans le Junggar Occidental et seuls quelques plutons de diorite ont été décrits dans la région de Mayila et de Tangbale (**Buckman & Aitchison, 2004**). Le complexe de Suyuenka (*Fig. 3.A.1*), d'âge inconnu recoupe le mélange de Tangbale ; mais, il est recouvert par les turbidites Siluriennes de la formation de Qiargaye, ce qui lui confère un âge probable ordovicien à silurien. La chimie de ces diorites est clairement calco-alkaline.

La limite entre le Silurien et le Dévonien est caractérisée par la mise en place de diorite et de granites à mégacristsaux de feldspath potassique dans le chañon de Xiemisitai (*Fig. 3.A.1* ; **Chen et al., 2010a**). Bien que la chimie de ces roches ne soit pas disponible, la présence de granitoïdes à pyroxènes et amphiboles sodiques indique un caractère relativement alcalin de la roche.

Il existe très peu d'intrusions magmatiques dévoniennes, à l'exception de la granodiorite de type I de Bieluakaxi (*Fig. 3.A.1* ; **Jin & Xu, 1997**).

La Carbonifère inférieur est marqué par la mise en place de nombreux granitoïdes principalement dans les monts Tarbagatay et Sawuer (*Fig. 3.A.1* ; **Han et al., 2006** ; **Zhou et al., 2008b** ; **Chen et al., 2010a**). Ces granites montre une signature géochimique calco-alkaline (**Chen et al., 2010b**) et ont été interprétés comme des granites de type I. Ce magmatisme se poursuit jusqu'au Carbonifère supérieur avec la mise en place de granodiorites dans la région de Barliek (*Fig. 3.A.1* ; **Chen et al., 2006**).

La période s'étalant du Carbonifère terminal au Permien supérieur est marquée par la mise en place de nombreux plutons et dykes dans l'ensemble du Junggar Occidental. Les intrusions les plus remarquables sont les plutons granitiques de forme circulaire (Miaoergou, Akbastan, Hongshan, etc.) (*Fig. 3.A.1*). Ces granites à feldspaths alcalins sont datés entre 300 Ma et 290 Ma et présentent une chimie alcaline (**Kwon et al., 1989** ; **Han et al., 1997** ; **1999** ; **2006** ; **Chen & Jahn, 2004** ; **Chen & Arakawa, 2005** ; **Su et al., 2006a** ; **Zhou et al., 2008b** ; **Geng et al., 2009** ; **Chen et al., 2010a** ; **2010b**). La majeure partie de ces plutons a

été interprétée comme des granites de type A, mais certains sont considérés de type I (**Chen & Jahn, 2004**). Ces intrusions sont accompagnées par des charnockites (**Zhang et al., 2004** ; **Geng et al., 2009**) et par un réseau irrégulier de dykes mafiques (basaltes, diabase, dolérite) daté entre 300 et 260 Ma (**Qi, 1993** ; **Li et al., 2004a** ; **Xu et al., 2008b** ; **Zhou et al., 2008a**).

Les récents travaux dans la partie sud-est du Junggar Occidental ont permis de mettre en évidence des intrusions à affinités adakitiques (**Geng et al., 2009** ; **2011** ; **Tang et al., 2010** ; **Zhang et al., 2011b**). La période de mise en place de ces adakites et ces diorites magnésiennes s'étend entre 320 Ma et 300 Ma (**Geng et al., 2009** ; **Tang et al., 2010** ; **Yin et al., 2010**).

## A.2 Modèles existants

### A.2.i Modèle de type arc de Kipchak

Jusqu'à récemment, aucun modèle géodynamique ou tectonique n'était proposé pour le Junggar Occidental. L'évolution de la chaîne était considérée comme le résultat d'une accréation continue au Paléozoïque (à l'origine des différents complexes d'accréation) et d'une collision fini-Paléozoïque (**Coleman, 1989** ; **Feng et al., 1989** ; **Zhang et al., 1993**).

Sur la base de nouvelles données géochimiques obtenues dans les blocs de roches magmatiques des mélanges ophiolitiques des différents complexes d'accréation, **Wang et al. (2003)** proposent d'intégrer l'évolution du Junggar Occidental (et aussi du Junggar Oriental) dans le modèle de l'arc de Kipchak (**Sengör et al., 1993** ; **Sengör & Natal'in, 1996a**). Les zones de Mayila, Tangbale et Hongguleleng représentent un unique complexe d'accréation bordant l'arc de Kipchak (partie intra-océanique de l'arc dans la version mise à jour par **Sengör & Natal'in, 1996a**). Ce prisme va se développer durant tout le Paléozoïque inférieur et sera marqué par une migration de l'arc vers l'océan (*Fig. 3.A.3*). Au fur et à mesure que le prisme se développe (complexe Dévonien de Darbut), l'arc magmatique (arc de Sharburt) migre sur les anciennes parties du prisme.

A partir de la fin du Dévonien, une virgation marquée par une marge concave vers l'océan se développe (*Fig. 3.A.3*). La marge comprend non seulement le Junggar Occidental, mais aussi, l'arc de Bogda dans le Tianshan et le complexe de Kekesentao (Kokeshentan). La courbure du système est accommodée par des décrochements sénestres qui permettent un déplacement latéral des unités. Cette période est aussi marquée par l'accréation d'une unité exotique : l'arc de Sawuer (*Fig. 3.A.3*).

La subduction se poursuit jusqu'au milieu du Carbonifère et la disparition des domaines océaniques sauf peut-être dans l'actuel bassin du Junggar où un fragment de croûte océanique resterait préservé (Carroll et al., 1990). La collision fini-Paléozoïque est

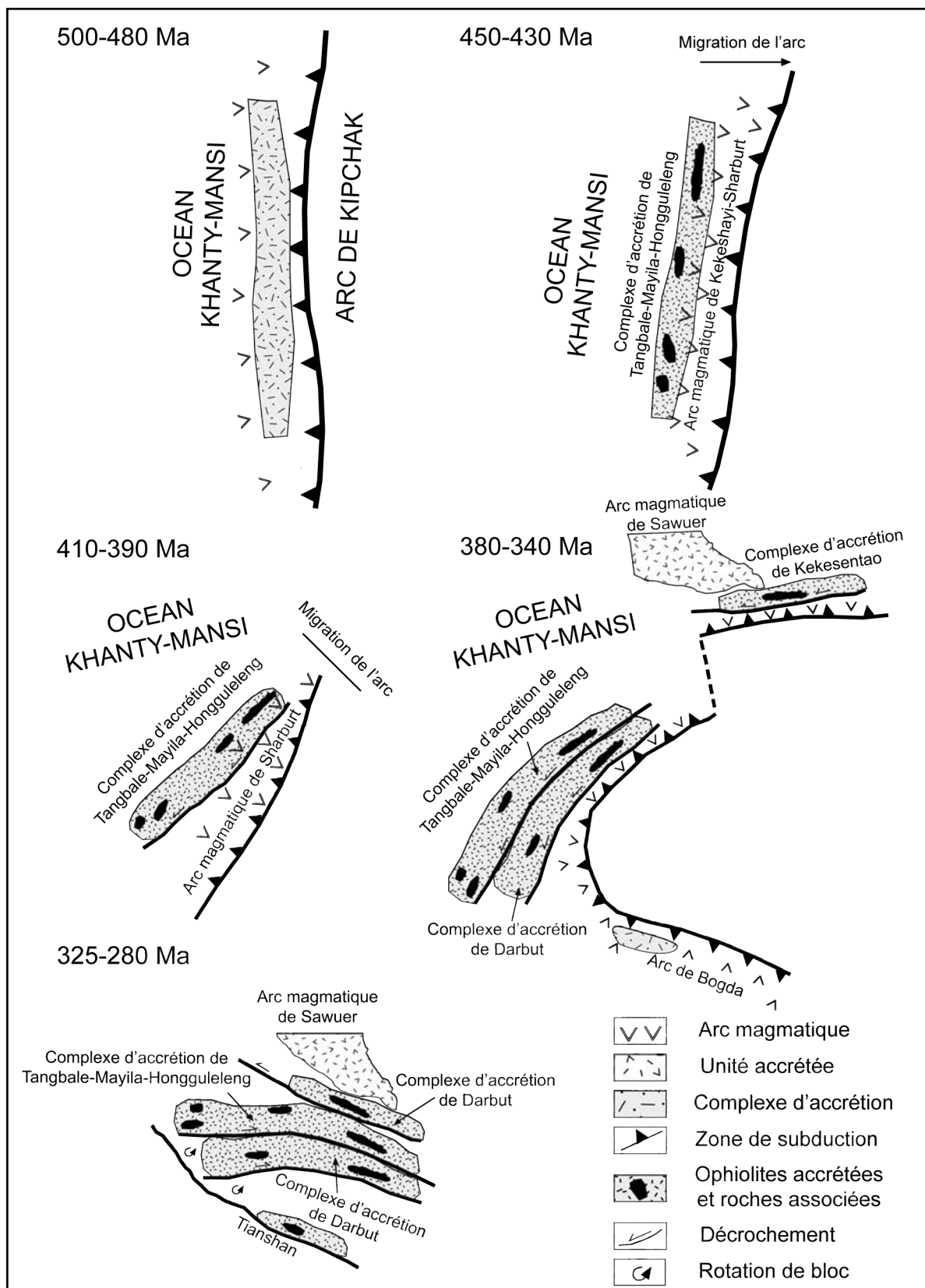


Figure 3.A.3 Modèle géodynamique du Junggar Occidental (modifié d'après **Wang et al., 2003**). Ce scénario qui s'inspire largement du modèle Kipchak (**Sengör et al., 1993**) est caractérisé par une subduction/accrétion tout au long du Paléozoïque. Le développement d'une virgation, puis un régime transcurrent général à l'origine de rotations de blocs sont suggérés pour expliquer la géométrie actuelle des complexes d'accrétion du Junggar Occidental.

caractérisée par un régime tectonique à forte composante décrochante, marqué par des cisaillements senestres en bordure de l'Altaï et du Tianshan (*Fig. 3.A.3*). La zone située entre ces deux décrochements est caractérisée par des rotations antihoraires des unités du Junggar Occidental par rapport au Tarim et à la Sibérie, largement accommodées par la réactivation dextres des limites d'unités (**Allen et al., 1995**).

#### A.2.ii Les modèles d'accrétions multiples

L'absence assez systématique de relations stratigraphiques entre les séries de turbidites, les séries volcanoclastiques à volcaniques et les mélanges ophiolitiques conduit **Buckman and Aitchison (2004)** à adopter une approche classique pour l'étude des chaînes d'accrétion : l'analyse des *terranes* (**Coney et al., 1980 ; Jones et al., 1983 ; Howell, 1989**). Cette analyse tectono-stratigraphique ne concerne que le domaine au sud de la vallée de Hueshentaolege. Neufs *terranes* sont ainsi distingués avec du plus ancien au plus jeune (*Fig. 3.A.4*) :

- Le Tangbale *Terrane* d'âge cambrien supérieur est marqué par le mélange ophiolitique de Tangbale au sens strict, c'est à dire seulement la partie comprenant les blocs basiques et ultrabasiques.

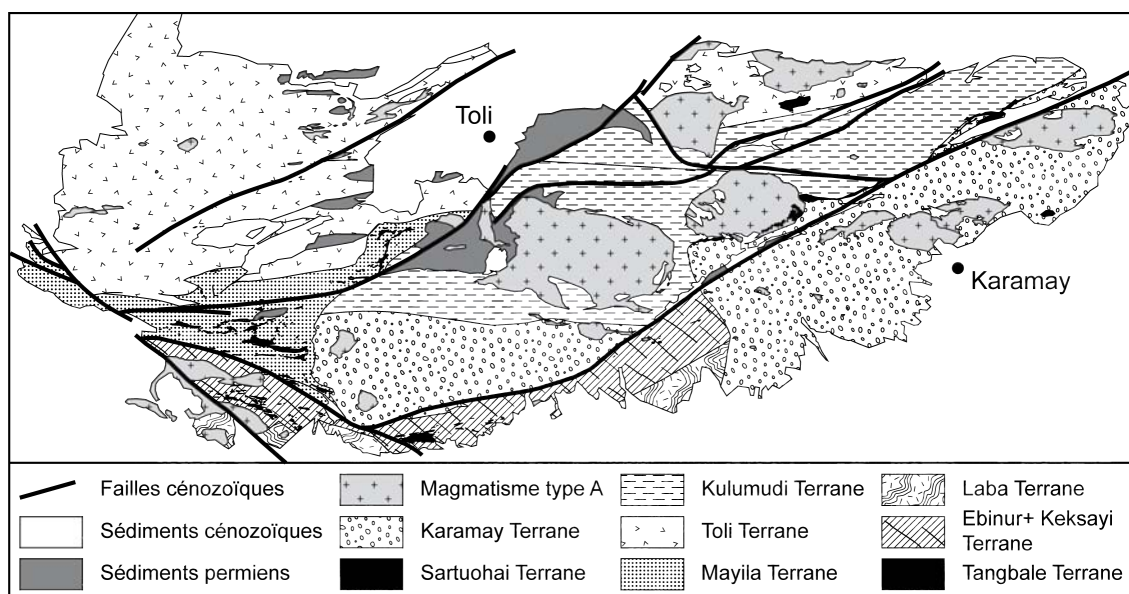


Figure 3.A.4 Carte tectonique de la partie sud du Junggar Occidental, indiquant la localisation des terranes paléozoïques (modifié d'après **Buckman & Aitchison, 2004**).



- Le *Kekesayi Terrane* d'âge Ordovicien supérieur à Silurien est composé d'une série discontinue et répétée de basaltes, cherts et tufs emballés dans une matrice de serpentinite.
- L'*Ebinur Terrane* est composite. Il comprend un substratum formé par l'amalgame des *terrane*s de Tangbale et d'Ebinur. Le complexe de Suyuenka se développe au sein de ce *terrane* qui comprend aussi les dépôts turbiditiques de la formation de Qiargaye.
- Le *Laba Terrane* est un bloc exotique composé de métasédiments réputés ordoviciens (formation de Laba).
- Le *Mayila Terrane* est un *terrane* composite silurien qui comprend le mélange de Mayila, les séries sédimentaires de la formation de Mayila et un complexe dioritique intrusif.
- Le *Toli Terrane* est composé des terrains volcanosédimentaires et volcaniques dévoniens de la région de Barliek. Il comprend aussi la partie occidentale du chaînon de Hatu et notamment la granodiorite de Bieluakaxi.
- Le *Kulumudi Terrane* est caractérisé par une série répétée de basaltes, cherts, tufs et turbidites volcanoclastiques d'âge dévonien.
- Le *Sartuohai Terrane* comprend le mélange ophiolitique de Dalabute. La mise en place de ce mélange qui contient des blocs dévoniens est située au Carbonifère.
- Le *Karamay Terrane* est dominé par des turbidites volcanoclastiques carbonifères et des niveaux de basaltes alcalins intercalés.

A partir de cette analyse, le modèle d'évolution suivant a été proposé (*Fig. 3.A.5*).

L'histoire débute au Cambrien supérieur avec le développement d'une subduction intra-océanique à partir d'une faille transformante (*Fig. 3.A.5*). La subduction vers le nord de l'Océan *Kekesayi* est à l'origine des ophiolites du *Tangbale Terrane* qui se développe en contexte supra-subduction. Au cours de l'Ordovicien, la couverture sédimentaire et la partie supérieure de la croûte océanique de l'Océan *Kekesayi* sont accrétées à la protomarge du Junggar Occidental pour former le *Kekesayi Terrane*. Vers 450-440 Ma, la marge active (*Ebinur Terrane*) est marquée par du magmatisme d'arc intra-océanique (complexe de *Suyuenka*) et un bassin d'avant-arc (formation de *Qiargaye*) (*Fig. 3.A.5*). La fermeture de l'Océan *Kekesayi* se traduit par la collision entre les *terrane*s d'Ebinur et de Laba vers 425 Ma. A la même époque, un autre bassin (Océan *Mayila*) entre en subduction sous le futur *Mayila Terrane*. La fermeture du bassin marginal de *Mayila* au début du Dévonien entraîne

l'amalgame du Mayila Terrane avec les terranes d'Ebinur et de Laba (Formation du *superterrane* Mayila-Ebinur-Laba) (Fig. 3.A.5).

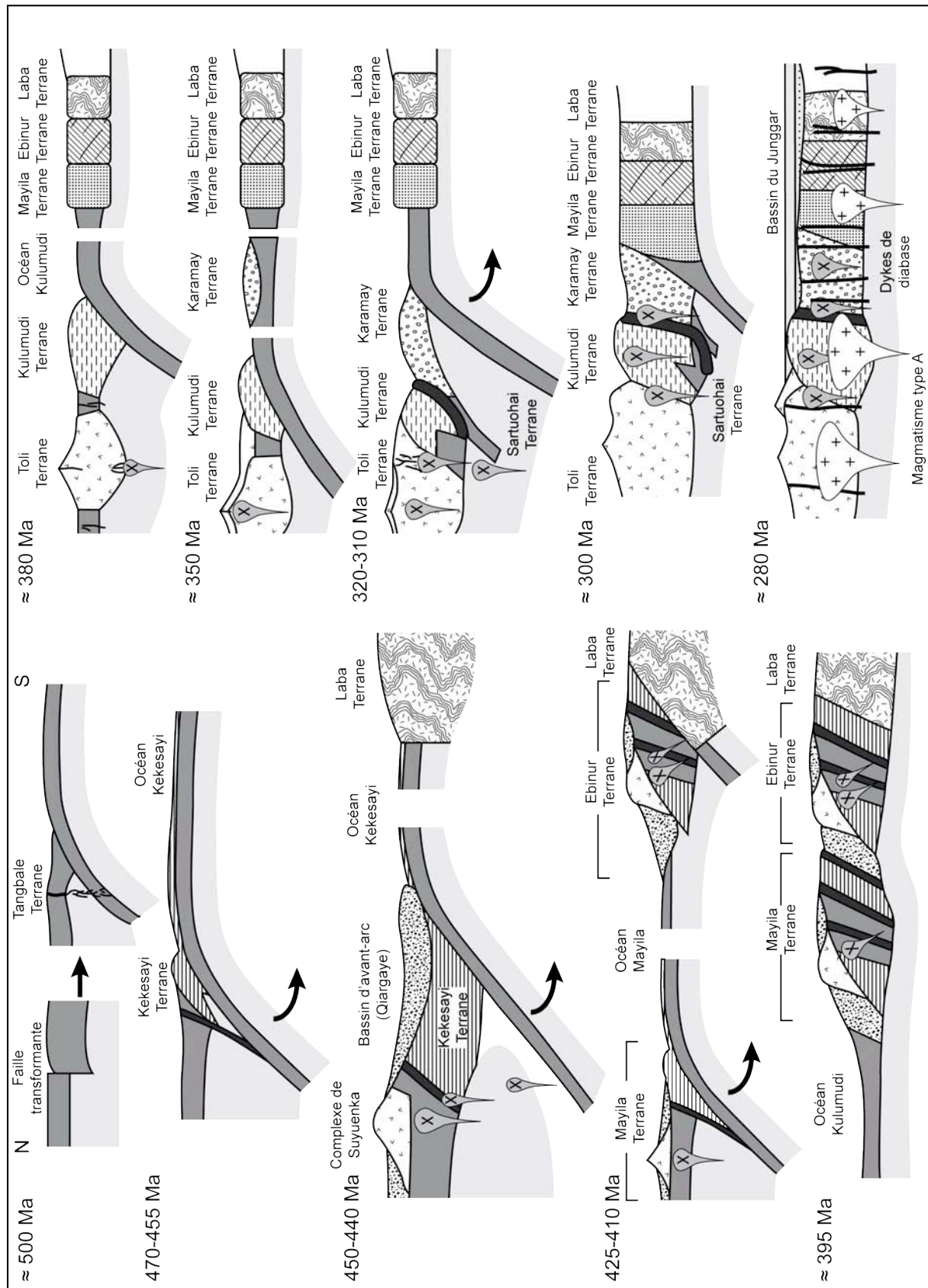


Figure 3.A.5 Modèle d'évolution géodynamique du Junggar Occidental (modifié d'après **Buckman & Aitchison, 2004**). De multiples collisions de terranes sont proposées et la croissance du Junggar Occidental résulte d'une succession d'ouverture puis fermeture de bassin d'arrière-arc.

Le *superterrane* Mayila-Ebinur-Laba constitue la marge passive méridionale de l'Océan Kulumudi. Cet océan s'est probablement développé en domaine d'arrière-arc de la subduction silurienne de l'Océan Mayila. La subduction intraocéanique de l'Océan Kulumudi débute au cours du Dévonien ; elle est caractérisée par du magmatisme d'arc dans le Toli *terrane*, une extension d'avant-arc et la mise en place des ophiolites du Sartuohai *Terrane* et l'accrétion de la couverture sédimentaire et d'une partie de la croûte océanique de l'Océan Kulumudi dans le Kulumudi *Terrane*. L'accrétion continue au Carbonifère, mais l'arrivée dans le chenal de subduction du Karamay *Terrane* (guyot carbonifère) entraîne un blocage de la subduction (*Fig. 3.A.5*). En réponse à ce régime général compressif, le bassin d'avant-arc de Sartuohai se ferme et les ophiolites sont incorporées dans un mélange à blocs. La zone de subduction de l'Océan Kulumudi migre vers le sud. La collision entre le *superterrane* Mayila-Ebinur-Laba et les *terranes* dévoniens et carbonifères intervient au Carbonifère terminal. L'association de ces *terranes* est scellée par le magmatisme alcalin permien.

Ce modèle d'accrétion multiple met en valeur l'extension en domaine avant et arrière de l'arc, à l'origine de l'ouverture de bassins marginaux. (*Fig. 3.A.2*) Cette extension est rendue possible grâce au retrait du panneau plongeant. Ce modèle implique de multiples collisions de terranes (exotiques ou intraocéaniques) qui succèdent à la subduction océanique. L'arrêt de la subduction est aussi rendu possible grâce à la subduction d'aspérités. Ce modèle d'évolution pour le Junggar Occidental est assez comparable à celui proposé par **Collins (2002)** pour expliquer la formation de la chaîne plissée de Lachlan en Australie orientale (voir chapitre 1). L'ouverture puis la fermeture de multiples bassins d'arrière-arc implique une croissance crustale importante.

Ce modèle a été repris par **Xiao et al. (2008)**, qui modifia quelques aspects, comme la direction de la subduction des océans Mayila et Kulumudi. Le Laba *terrane* a été supprimé si bien que la subduction sous l'Ebinur *terrane* continue durant tout le Paléozoïque. Enfin, la partie nord a été intégrée avec une subduction continue vers le nord de l'Océan Kulumudi durant le Paléozoïque inférieur. Cet ajout implique que l'Océan Kulumudi existe depuis le Cambrien et que sa subduction est à l'origine de l'arc de Sawuer assigné au Paléozoïque inférieur.

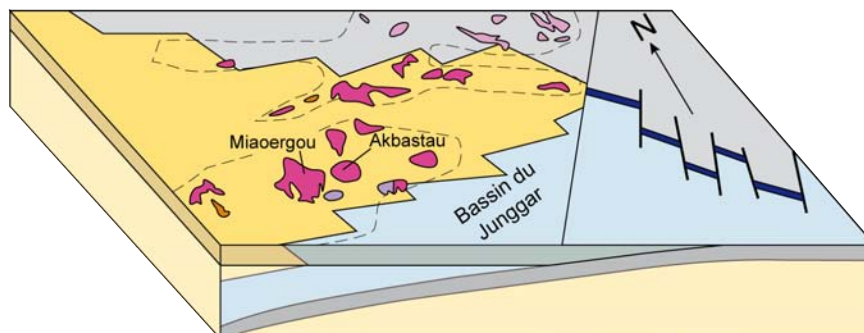
## A.2.iii Modèle de subduction de ride

Ce modèle, qui ne s'intéresse qu'à l'évolution fini-paléozoïque du domaine sud du Junggar Occidental, est essentiellement basé sur les caractéristiques du magmatisme carbonifère et permien (*Fig. 3.A.1*). Jusqu'à récemment, toutes ces intrusions étaient considérées comme post-orogéniques (**Chen & Jahn, 2004** ; **Han et al., 2006**). Les granites de type A et de type I étaient formés par différenciation d'un magma issu soit de la fusion partielle du manteau appauvri (**Han et al., 1999** ; **Zhou et al., 2008b**), soit de la fusion de la base de croûte d'âge paléozoïque inférieur (**Chen & Jahn, 2004** ; **Su et al., 2006**). Une combinaison des deux processus était aussi avancée (**Chen & Arakawa, 2005**). La découverte dans le sud-est du Junggar Occidental d'adakites et de diorites magnésiennes (**Geng et al., 2009** ; **2011** ; **Tang et al., 2010** ; **Yin et al., 2010** ; **Zhang et al., 2011b**) a conduit ces auteurs à proposer qu'une partie du magmatisme fini-paléozoïque était lié à une subduction de ride, par analogie avec les interprétations proposées pour les chaînes du Japon (**Maruyama, 1997**) ou nord-américaines (**Sisson et al., 2003**).

Le modèle avancé par **Geng et al. (2009 ; 2011)** revisite le schéma d'évolution proposé par **Xiao et al. (2008)** en incluant la subduction de la dorsale de l'océan séparant le Junggar Occidental et le bloc de Yili (*Fig. 3.A.6a*). La subduction de la ride intervient au cours du Carbonifère et se poursuit pendant le Permien. Les diorites magnésiennes (**Geng et al., 2009** ; **Yin et al., 2010**) et les adakites (**Tang et al., 2010**) sont issus de la fusion partielle de panneau plongeant, mais sont largement contaminées par l'encaissant mantellique (*Fig. 3.A.6a*). Simultanément, les charnockites (**Zhang et al., 2004**) et les granites alcalins se forment par fusion partielle de la croûte inférieure juvénile puis cristallisation fractionnée, la chaleur nécessaire étant apportée au niveau de la fenêtre asthénosphérique (*slab window*) (*Fig. 3.A.6a* ; **Thorkelson, 1996**). Ce modèle permet ainsi d'expliquer l'origine du magmatisme calco-alcalin carbonifère au sein des turbidites du bassin d'avant-arc et du prisme d'accrétion (*e.g.* pluton de Baogutou). La durée d'au moins 30 Ma de ce magmatisme « anormal » implique une obliquité de la direction de la plaque plongeante par rapport à la plaque supérieure. Comme dans le cas d'accrétion multiple (**Buckman & Aitchison, 2004**), le scénario proposé suggère une subduction vers le NW au Carbonifère (**Geng et al., 2009**), mais ces auteurs repoussent la collision finale au Permien voire au Trias comme dans le modèle de **Xiao et al. (2008)**.

Alternativement, une double subduction océanique a été proposée par **Zhang et al. (2011a ; 2011b)** pour expliquer l'évolution géodynamique fini-paléozoïque des deux cotés de

A) Modèle «fenêtre asthénosphérique»  
subduction simple vers le NW (Geng et al., 2009)



B) Modèle «fenêtre asthénosphérique»  
double subduction vers le NW et le SE (Zhang et al., 2010)

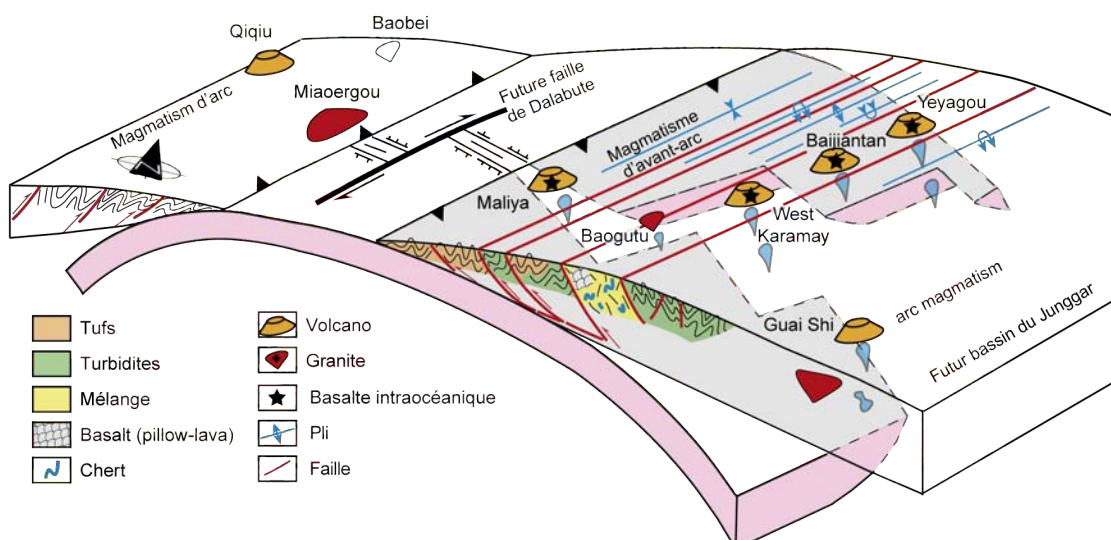


Figure 3.A.6 Modèle de subduction de ride. a : la subduction de la dorsale de l'Océan Junggar-Balkash est à l'origine du magmatisme adakite et alcalin dans le Junggar Occidental entre 320Ma et 300 Ma (Geng et al., 2009 ; 2011). b : l'Océan Dalabute est affecté par une double subduction. Dans chacun des cas, la ride océanique est impliquée et cette dernière est à l'origine du magmatisme dans la région de l'avant-arc (Zhang et al., 2011a).

la faille de Dalabute (Fig. 3.A.6b). Ce modèle reprend en partie celui proposé par Geng et al. (2009) pour expliquer la genèse du compartiment occidental, avec une subduction vers le NW du domaine océanique, actuellement représenté par les ophiolites de Dalabute. De plus, Zhang et al. (2011a) proposent une subduction vers le SE de ce même domaine océanique afin d'expliquer l'origine du domaine à l'est de la faille de Dalabute (Fig. 3.A.6b). Cette hypothèse s'appuie sur la vergence NW des chevauchements et le déversement des plis vers le NW dans la région de Karamay. En outre, les réflecteurs sismiques présentent un pendage général vers le SE (Xu et al., 2008a) en accord avec l'allure du paléo-plan de Béniouff. Dans chacune de ces subductions, la ride océanique, entraînée en profondeur, est à l'origine du

magmatisme adakitique *s.l.* en avant de l'arc. Les arcs associés à ces deux subductions sont situés dans la région de Barliek et sous l'actuel bassin du Junggar (Zheng et al., 2007). Ce modèle implique que la faille de Dalabute était initialement une faille transformante.

Enfin, le modèle proposé par Yang et al. (2011) reprend des éléments avancés dans les modèles d'accrétions/collisions multiples (Buckman & Aitchison, 2004) et de subduction de ride (Geng et al., 2009). Sur la base de nouvelles données géochimiques et géochronologiques, Yang et al. (2011) proposent une subduction dévono-carbonifère de l'Océan Junggar sous l'arc de Karamay et une ouverture en domaine d'arrière-arc du bassin de Darbut (Fig. 3.A.7). Un changement du régime de la subduction de l'Océan Junggar entraîne une compression dans la plaque supérieure et, par conséquent, une subduction du bassin d'arrière-arc de Darbut, à l'origine du magmatisme d'arc de Baobei (région de Hatu). La collision entre les arcs de Karamay et de Baobei a lieu au Carbonifère terminal (Fig.

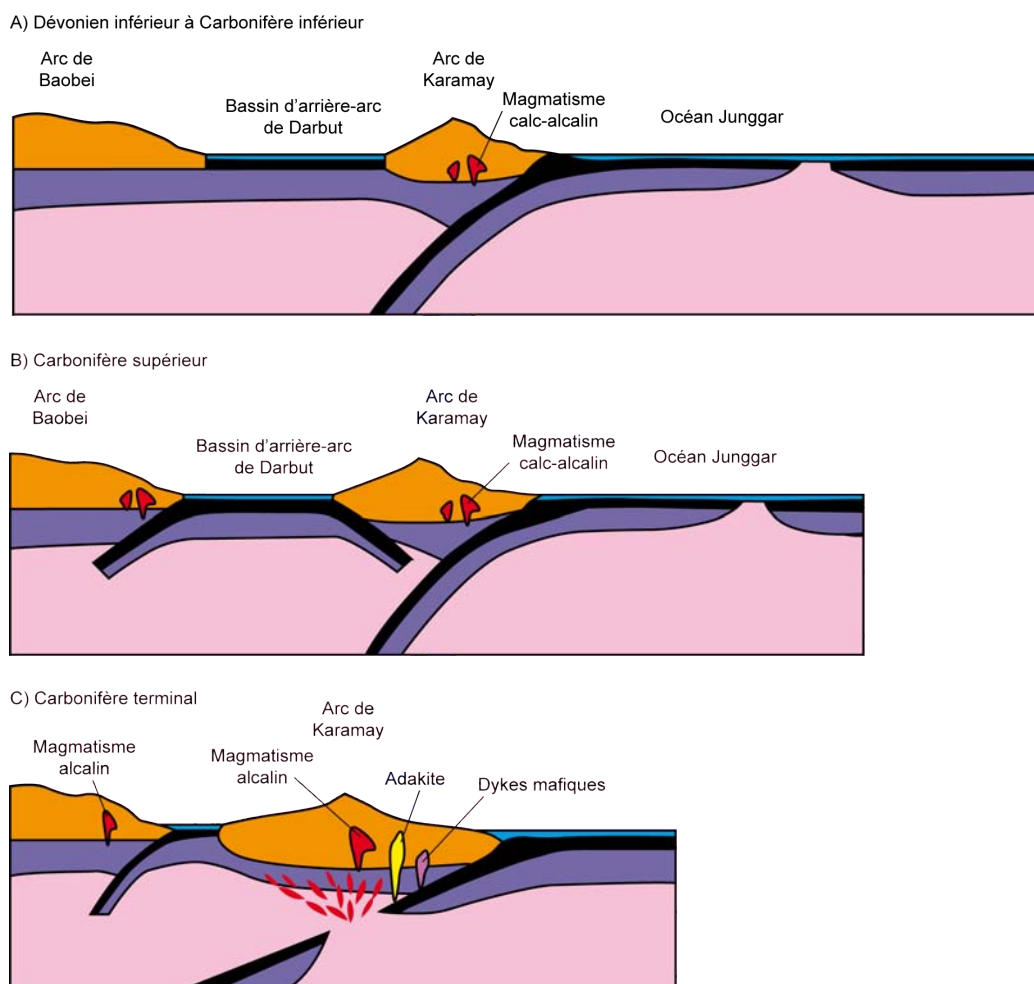


Figure 3.A.7 Modèle d'évolution de la partie sud-est du Junggar Occidental (Yang et al., 2011). Ce scénario suggère que le bassin de Darbut s'est développé en domaine d'arrière-arc entre le Dévonien (a) et le Carbonifère supérieur (b). La subduction de la ride est aussi proposée pour rendre compte des caractéristiques géochimiques du magmatisme de la fin du Carbonifère (c).

3.A.7) ; elle est contemporaine de la subduction de la ride de l'Océan Junggar, à l'origine du magmatisme adakitique et alcalin dans la plaque supérieure (**Geng et al., 2009**).

### A.3 Limites des modèles existants

Un des problèmes posé par les modèles avancés par **Wang et al. (2003)** et **Buckman & Aitchison (2004)** est la géométrie des unités et notamment la position relative des complexes d'accrétion par rapport aux arcs volcaniques. Dans le scénario type arc de Kipchak (**Wang et al., 2003**), l'arc insulaire de Sawuer est situé au nord du mélange de Kokeshentan, ce qui n'est pas en accord avec la géométrie actuelle (*Fig. 3.A.3*). De manière identique, le scénario proposé par **Buckman & Aitchison (2004)** suggère que l'Océan Kulumudi à l'origine du complexe d'accrétion dévono-carbonifère était situé au nord des *terrane*s de Mayila, Ebinur et Laba (*Fig. 3.A.5*). Pourtant, dans la partie occidentale, il n'existe aucune preuve d'un complexe d'accrétion carbonifère entre le Toli *terrane* et le Mayila *terrane* (*Fig. 3.A.1*). Bien que la région ait largement subi la tectonique permienne, cette dernière ne peut être à l'origine de ces incompatibilités géométriques.

Dans le modèle proposé par **Wang et al. (2003)**, une zone de subduction unique et continue est à l'origine des différents complexes d'accrétion paléozoïque (*Fig. 3.A.3*). Les unités de Honguleleng, Mayila et Tangbale sont considérés comme les éléments d'un même prisme d'accrétion. Pourtant, il existe un diachronisme assez net entre ces complexes, puisque, par exemple, le mélange de Honguleleng est remobilisé dans les conglomérats de l'Ordovicien terminal, alors que le mélange de Mayila contient des blocs d'âge silurien (*Fig. 3.A.2*). De plus, la subduction continue le long de la marge s'accompagne d'une migration de l'arc vers l'océan et d'un processus d'accrétion permanent. Or l'étude des marges actives anciennes et actuelles a montré que l'accrétion dans le prisme est minoritaire par rapport à l'ablation du prisme (**Scholl & von Huene, 2009**). Si une zone de subduction avait perduré tout au long du Paléozoïque, des épisodes d'érosion tectonique devraient être enregistrés, bien qu'il soit difficile de prouver cette ablation. Enfin, le magmatisme d'arc est assez discontinu dans le temps et l'espace, avec des interruptions au cours du Silurien et du Dévonien, ce qui suggère un modèle d'accrétions multiples.

La direction des différentes subductions est largement débattue. Si de nombreux modèles s'accordent pour des subductions vers le NW (**Wang et al., 2003** ; **Buckman & Aitchison, 2004** ; **Geng et al., 2009** ; **2011** ; **Yang et al., 2011**), **Xiao et al. (2008)** puis **Zhang et al. (2011a)** proposent une subduction vers le SE sous les *terrane*s de Mayila et



Karamay (Fig. 3.A.6b). Aucun argument n'est donné pour expliquer la direction SE de la subduction paléozoïque inférieure (Xiao et al., 2008). L'hypothèse d'une direction SE de la subduction carbonifère de l'Océan Dalabute (Zhang et al., 2011a) s'appuie sur la déformation de la série turbiditique, sur la position des intrusions magmatiques « anormales » et sur la géométrie des réflecteurs sismiques profonds. Cependant, les critères cinématiques proposés sont ambigus car : 1) deux vergences de chevauchements sont observés (NW et SE) et 2) les plis réputés déversés au NW présentent un plan axial subvertical. De plus, le pendage vers le SE des réflecteurs sismiques résulte surtout de la surcharge des sédiments du bassin du Junggar (plus de 10 km de séries sédimentaire mésozoïques à cénozoïques) sur le substratum. Enfin, la position des magmas adakitiques s.l. dans le bassin d'avant-arc peut aussi être expliquée par la direction NW (Geng et al., 2011). L'incertitude de la direction des différentes subductions révèle surtout l'absence de données sur la structure de la chaîne.

La validité des modèles est aussi remise en cause par l'absence de contraintes lithologiques et temporelles pour certaines unités. Par exemple, le Karamay *Terrane* (Fig. 3.A.4) a été considéré comme un prisme d'accrétion carbonifère (Wang et al., 2003 ; Xiao et al., 2008 ; Geng et al., 2009 ; Zhang et al., 2011a), un arc dévono-carbonifère (Yang et al., 2011) ou un guyot accrété (Buckman & Aitchison, 2004). De même, peu de données sont disponibles pour les *terrane*s de Laba et Mayila, si bien que leur origine reste incertaine. Enfin, dans le modèle proposé par Xiao et al. (2008) le mélange de Honguleleng est rattaché à une subduction cambrienne à dévonienne, à l'origine de l'arc de Sawuer plus au nord. Cependant l'unité de Sawuer est uniquement composée de roches volcaniques et volcanoclastiques datées du Dévonien moyen au Carbonifère moyen (Shen et al., 2005 ; 2008), alors que les conglomérats de l'Ordovicien supérieur scellent le mélange de Honguleleng (Fig. 3.A.2).

Néanmoins, la critique majeure des modèles existants reste le mécanisme à l'origine de l'arrêt de la subduction et la chronologie de la collision finale. Le scénario géodynamique de Wang et al. (2003) suggère qu'au Paléozoïque supérieur, il existe une virgation depuis Bogda jusque dans le Junggar oriental en passant par le Junggar Occidental (Fig. 3.A.3). La courbure de la marge associée à la subduction océanique accommode la disparition de l'océan, mais aucune précision n'est donnée sur l'évolution entre le Carbonifère moyen et le Permien supérieur. Dans le modèle proposé par Buckman & Aitchison (2004), la position méridionale des *terrane*s d'âge paléozoïque inférieur permet la collision de ces *terrane*s avec les *terrane*s d'âge paléozoïque supérieur (Fig. 3.A.5). Cette configuration n'est cependant pas

compatible avec la géométrie actuelle du système. Dans les modèles de **Geng et al., (2009)**, **Zhang et al. (2011a)** et **Yang et al. (2011)**, la subduction de ride, initiée au Carbonifère inférieur (**Geng et al., 2011**), continue pendant le Permien (*Fig. 3.A.6a*). Les scénarios proposés par **Xiao et al. (2008)** et **Geng et al., (2009)** suggèrent une collision permo-triasique entre le Junggar Occidental et le bloc de Yili, mais cette hypothèse est en total désaccord avec la présence d'une molasse permienne. De même il n'existe aucune évidence de subduction permienne, puisque les intrusions calco-alcalines les plus jeunes (adakites comprises) sont datées à 300 Ma (**Geng et al., 2009**). De plus, les travaux dans le nord Tianshan ont montré la coexistence de magmas alcalins et calco-alcalins pendant le Permien, bien qu'à cette époque la subduction soit déjà terminée (**Wang et al., 2009a**). La présence de magmas calco-alcalins dans un contexte post-collisionnel montre qu'une période de plusieurs millions d'années (entre 5 et 20) est nécessaire pour rééquilibrer géochimiquement le système ; il existe alors un léger décalage dans le temps entre le contexte géodynamique et le magmatisme engendré.

#### A.4 Objectifs de la thèse

Les limites révélées par les modèles proposés pour expliquer l'évolution géodynamique reflètent le besoin de données de diverses natures.

Pour certaines unités, des contraintes lithologiques, stratigraphiques, géochimiques et géochronologiques sont nécessaires pour *déterminer la chronologie des événements et le contexte de mise en place des roches*.

Il est aussi impératif d'établir les relations stratigraphiques et tectoniques entre ces différentes unités, afin de *caractériser l'architecture de la chaîne et son évolution au cours du temps*.

Enfin, il est nécessaires d'acquérir des données cinématiques dans les différents blocs du puzzle de l'Asie Centrale afin d'*intégrer l'évolution du Junggar Occidental l'Ouest dans le cadre des Altaïdes Occidentales*.

L'objectif de ce travail est non seulement de reconstruire l'histoire géologique du Junggar Occidental, mais aussi d'illustrer la structure et le fonctionnement d'une chaîne d'accrétion paléozoïque en mettant en avant les processus géologiques et géodynamiques responsables de sa formation. Cette étude permettra aussi d'approcher les questions fondamentales soulevées dans le chapitre 2, comme la formation du collage d'Asie Centrale ou les étapes de la croissance de la croûte continentale.

## B Approche Pluridisciplinaire

La diversité des questions posées dans le chapitre précédent montre le besoin d'acquérir des données géologiques. Ces données sont d'ordre lithologique, géochimique, stratigraphique, structural et cinématique et nécessitent donc une approche pluridisciplinaire. Ce type d'approche permettra de proposer un modèle qui intégrera des données de nature diverse contrairement aux modèles de **Wang et al., (2003)** ou **Geng et al., (2009)** qui considèrent uniquement les données géochimiques et sont parfois en désaccord avec les observations de terrain.

Durant ce travail, trois missions de terrain ont été effectuées dans le Junggar Occidental, le Tianshan et le Junggar Oriental. 621 affleurements ont été visités dans le Junggar Occidental, et environ 400 échantillons ont été prélevés et ramenés en France (*Fig. 3.B.1*). Ces travaux de terrain ont permis d'établir des coupes qui seront présentées dans les chapitres suivants et qui rendent compte de l'architecture du Junggar Occidental. Parmi les échantillons ramenés en laboratoire, une grande partie a été utilisée pour caractériser la lithologie et la cinématique de la déformation. Les autres échantillons ont été utilisés pour des études géochronologiques, géochimiques et paléomagnétiques. Dans les sections suivantes, seul l'intérêt et l'objectif des méthodes seront décrits, mais le lecteur pourra se reporter aux annexes pour la présentation détaillée de la méthodologie.

### B.1 Etude géochronologique et isotopique des zircons détritiques

Un des problèmes fondamentaux de l'Ouest Junggar est l'absence de contraintes temporelles dans certaines formations et unités. C'est le cas par exemple de la formation de Laba, attribué à l'Ordovicien simplement à cause de la paragenèse métamorphique exposée (**Zhang et al., 1993**). Il en est de même avec les mélanges ophiolitiques où seul l'âge des blocs est connu. Des échantillons d'argilites constituant parfois la matrice des mélanges ont été prélevés, mais les radiolaires présents n'étaient pas déterminables à cause de la recristallisation du quartz sous l'effet du magmatisme carbonifère à permien.

Des roches volcanoclastiques (20) ont été prélevées dans les différentes unités de l'Ouest Junggar, pour réaliser une étude géochronologique U-Pb sur les zircons détritiques. Avec cette approche, il est possible d'estimer l'âge maximum du dépôt sédimentaire et de caractériser la provenance des sédiments en discriminant les sources potentielles des zircons. Cette méthode est largement utilisée dans les chaînes précambriennes où aucune donnée paléontologique n'est disponible (e.g. **Dodson et al., 1988** ; **Barton et al., 1989** ; **Ross et al.,**

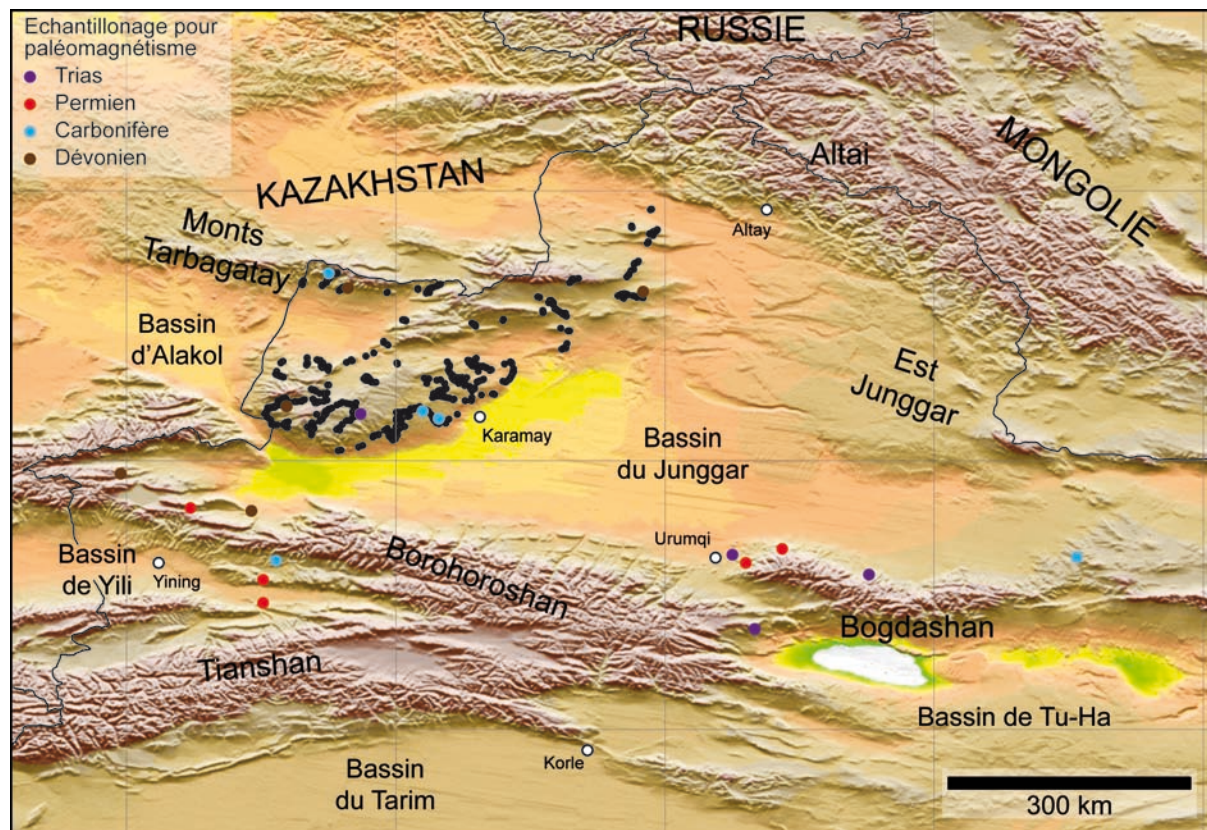


Figure 3.B.1 Carte de localisation des affleurements visités dans le Junggar Occidental (points noirs). Les localités prélevées pour l'étude paléomagnétique sont aussi reportées.

1992 ; Sircombe et al., 2001 ; Griffin et al., 2004). Dans les chaînes phanérozoïques, les données de zircons détritiques complètent les données paléontologiques, lorsque celle-ci sont disponibles ; elles permettent alors de caractériser la provenance des sédiments et de reconstituer le puzzle orogénique, notamment dans les chaînes d'accrétion (Gaudette et al., 1981 ; Cawood et al., 1999 ; Sircombe, 1999 ; Adams et al., 2007 ; Cluzel et al., 2010). L'acquisition simultanée des isotopes du lutétium et de l'hafnium permet de caractériser la nature du magma à l'origine des futurs zircons détritiques (Griffin et al., 2002 ; Hawkesworth & Kemp, 2006b). A l'aide de ces données isotopiques il est alors possible d'estimer le caractère juvénile d'une chaîne et la part du recyclage crustal (Griffin et al., 2004 ; Condie et al., 2005 ; Willner et al., 2008 ; Bahlburg et al., 2009).

Une vingtaine de roches magmatiques ont aussi été échantillonnées dans le but : 1) d'identifier des sources potentielles de zircons détritiques, 2) de caractériser les épisodes magmatiques (océanisation, fonctionnement de l'arc) et 3) d'estimer la contribution du recyclage crustal.

## B.2 Etude de géochimie élémentaire et isotopique sur roche totale

Environ une cinquantaine d'échantillons de roches magmatiques a été prélevé dans le Junggar Occidental. Il s'agit aussi bien de roches volcaniques intercalées au sein des séries sédimentaires, d'intrusions plutoniques ou de blocs dans les mélanges. L'objectif de cette étude géochimique est d'évaluer les processus pétrogénétiques et de caractériser le contexte de mise en place de la roche. Ce dernier point est essentiel pour les roches mafiques présentes sous forme de blocs dans le mélange et dont l'origine est incertaine. Il en est de même pour les intrusions magmatiques ou les épanchements volcaniques afin de distinguer les contextes géodynamiques (arc, post-collisionnel).

Les échantillons ont été broyés à l'ISTO. Les analyses élémentaires ont été réalisées au SARM de Nancy, à l'université de Nanjing et l'université de Taipei (NTU). Les isotopes du rubidium, du strontium, du samarium et du néodyme ont été déterminés à l'Academia Sinica de Taipei. Les protocoles expérimentaux et la méthodologie ne seront pas détaillés dans ce travail, mais le lecteur pourra se reporter aux références suivantes (**Rollinson, 1993 ; Carignan et al., 2001 ; Yang et al., 2005 ; Jahn et al., 2009**).

## B.3 Magnétisme des roches : minéralogie magnétique et paléomagnétisme

Afin de caractériser la cinématique des blocs d'Asie Centrale et de contraindre le scénario géodynamique, un large échantillonnage (environ 1500 carottes réparties sur 173 sites) a été réalisé dans le Junggar Occidental, Yili et le Tianshan (*Fig. 3.B.1*). Le Junggar Oriental a aussi été visité mais la déformation permienne empêche toute analyse paléomagnétique. L'objectif de ce prélèvement est de réaliser une étude paléomagnétique couvrant la période paléozoïque et s'inscrit dans un programme de recherche chinois (financé par SINOPEC) qui s'intéresse à la paléogéographie de l'Ouest de la Chine au Paléozoïque.

En plus de l'étude paléomagnétique, plusieurs méthodes de minéralogie magnétique ont été utilisées pour caractériser les porteurs de l'aimantation : aimantation rémanente isotherme, thermomagnétisme, test de Lowrie et anisotropie de susceptibilité magnétique. Les résultats obtenues ont été comparés aux données existantes aussi bien coté chinois (**Li et al., 1991 ; Chen et al., 1991 ; Sharps et al., 1992 ; Wang et al., 2007**) que coté kazakh (**Levashova et al., 2003a ; 2003b ; 2007 ; 2009 ; van der Voo, 2006 ; Abrajevitch et al., 2007 ; 2008**).

Les données présentées dans ce travail couvrent uniquement la période Carbonifère à triasique et permettent de caractériser la cinématique tardi à post-orogénique du collage des Altaïdes occidentales. Les échantillons prélevés dans les coupes carbonifères et dévoniennes sont en cours de traitement ; les résultats préliminaires indiquent la présence de plusieurs aimantations difficiles à interpréter. Aucune section d'âge paléozoïque inférieur n'a pu être prélevée dans le Junggar Occidental (comme pour le reste du Xinjiang), car les roches présentent soit : 1) un environnement de dépôt turbulent, 2) une déformation pénétrative et 3) des évidences de métamorphisme de contact tardif.

#### B.4 Présentation des articles

Les résultats de ces travaux de thèse sont présentés au sein de cinq articles répartis dans les chapitres suivants. Le **chapitre 4**, constitué d'une note courte soumise à Terra Nova traite de la croissance de la croûte continentale. Il s'appuie essentiellement sur des données géochronologiques (U-Pb) et isotopiques (Lu-Hf) obtenues sur des zircons détritiques extrait de roches représentatives des différentes unités du Junggar Occidental (*Fig. 3.B.2*). Les résultats mettent en avant l'importance du recyclage de la croûte juvénile et suggèrent une évolution polycyclique du Junggar Occidental. Le **chapitre 5** comprend un article original à soumettre à Tectonics. Ce manuscrit est centré sur l'évolution au Paléozoïque inférieur du Junggar Occidental à partir de l'étude des secteurs de Mayila, Tangbale et Honguleleng (*Fig. 3.B.2*). Il comprend des données de terrain, géochimiques, géochronologiques et isotopiques qui permettent d'établir des corrélations entre les unités du Junggar Occidental et celles du Kazakhstan. Le **chapitre 6** est composé d'un article original sous presse à Gondwana Research. Cet article porte sur l'évolution du complexe d'accrétion carbonifère du Junggar Occidental (*Fig. 3.B.2*). Les données lithologiques, structurales et géochronologiques permettent de caractériser le régime de déformation du complexe d'accrétion. L'évolution géodynamique du Junggar Occidental est replacée dans le cadre général des Altaïdes Occidentales. Cet article s'appuie également sur la reconstruction proposée dans le chapitre 7. Le **chapitre 7** est constitué de deux articles originaux. Le premier article sous presse à Journal of Asian Earth Sciences fait partie d'un volume spécial consacré à l'Asie centrale intitulé « *Continental accretion and intra-continental deformation of the Central Asian Orogenic Belt* ». Dans ce manuscrit de nouvelles données paléomagnétiques obtenues dans le Tianshan du Nord et dans le Junggar Occidental (*Fig. 3.B.2*) sont présentées et rendent compte de la cinématique des différents blocs à la fin du Paléozoïque. La seconde partie du chapitre 7 est un article original à soumettre à Earth and Planetary Science Letters. Ce manuscrit présente



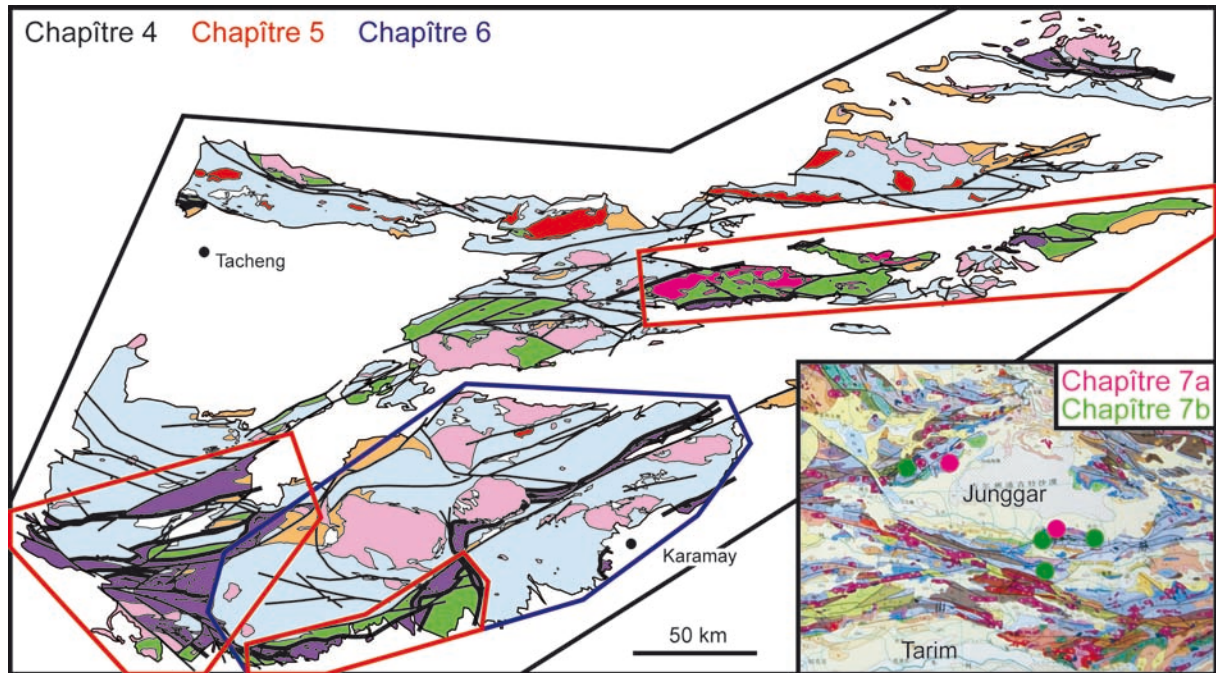


Figure 3.B.2 Localisation des zones d'études présentées dans les articles des chapitres 4 à 7 à l'échelle du Junggar Occidental et du Xinjiang du Nord (encart).

de nouvelles données paléomagnétiques permo-triasiques, provenant de roches échantillonnées dans le Tianshan et le Junggar Occidental (*Fig. 3.B.2*). Ces nouveaux résultats permettent de contraindre l'évolution post-orogénique de collage tectonique d'Asie Centrale et de caractériser l'effet de la réactivation de la chaîne au Mésozoïque.



***CHAPITRE IV : EVOLUTION GEODYNAMIQUE POLYCYCLIQUE DU  
JUNGGAR OCCIDENTAL : IMPLICATIONS POUR LA CROISSANCE DE LA  
CROUTE CONTINENTALE EN ASIE CENTRALE***

---



Bloc lenticulaire de péridotite au sein du mélange de Hobuksar



## A Introduction

Comme il a été présenté dans le chapitre 2, la croissance de la croûte continentale des Altaïdes résulte des processus de subduction (croissance horizontale) et du magmatisme tardi à post-orogénique (croissance verticale) (Jahn, 2004). S'il est largement admis que la production de croûte juvénile a été très importante au cours du Paléozoïque (Sengör et al., 1993 ; Jahn et al., 2000), la part du recyclage des éléments crustaux préexistants est encore largement débattue. Les travaux géochimiques et géochronologiques au Kazakhstan et en Mongolie ont montré, non seulement une contribution de la croûte précambrienne des Altaïdes, mais aussi un recyclage partiel de la croûte juvénile Néoproterozoïque à Paléozoïque (Heinhorst et al., 2000 ; Kovalenko et al., 2003). Ce recyclage résulte de la fusion de la base de croûte pendant la subduction, puis lors de l'épisode post-orogénique (Chen and Jahn, 2004). Cependant, la chronologie de ce recyclage, qui influence directement la croissance de la croûte continentale est assez mal connue et il existe trop peu d'information pour trancher entre des scénarii épisodiques et continus.

Dans cet article, nous proposons une étude géochronologique et isotopique de zircons détritiques extraits d'échantillons prélevés dans les différentes unités du Junggar Occidental. L'objectif de ce travail est d'étudier la provenance des zircons détritiques dans des environnements assez confinés (zone de subduction) et d'illustrer le caractère juvénile et ou contaminé du magma source et par conséquent les processus de croissance de la croûte continentale. De plus, cette étude de provenance apporte des contraintes géochronologiques pour des formations parfois mal ou non datées (e.g. la formation de Laba) grâce un âge maximal de dépôts. Les résultats obtenus mettent en lumière certaines lacunes des modèles d'accrétion continue (Wang et al., 2003) et de collages multiples (Buckman and Aitchison, 2004) et sont à la base d'un nouveau scénario géodynamique.

**B Article soumis à Terra Nova: New constraints on the pre-Permian continental crust growth of Central Asia (West Junggar, China) by U-Pb and Hf isotopic data from detrital zircon.**

Flavien Choulet<sup>1, \*</sup>, Dominique Cluzel<sup>2</sup>, Michel Faure<sup>1</sup>, Wei Lin<sup>3</sup>, Bo Wang<sup>4</sup>, Yan Chen<sup>1</sup>, Fu-Yuan Wu<sup>3</sup>, Wenbin Ji<sup>3</sup>

<sup>1</sup>: Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113 - CNRS/Université d'Orléans, 1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans cedex 2, France.

<sup>2</sup>: Pôle Pluri-disciplinaire de la Matière et de l'Environnement-EA 3325, Université de la Nouvelle-Calédonie, BP R4, 98851 Noumea cedex, New Caledonia.

<sup>3</sup>: State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, P.O. Box 9825, Beijing 100029, China.

<sup>4</sup>: Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, China

**Abstract**

In-situ U–Pb geochronology of detrital zircons from various Palaeozoic sedimentary rocks of West Junggar accretionary complexes (Central Asia) suggests two distinct episodes of arc magmatism, and an evolution in three steps: i) Ordovician-Silurian subduction generating juvenile arc crust; ii) Late Silurian subduction jamming, erosion and intraplate magmatism, iii) development of two new opposed Devonian-Carboniferous subductions recycling the Early Palaeozoic crust. Zircon Hf isotopes document three pre-Permian episodes of mantle-derived magmatic input into the crust: 1) Neoproterozoic (850-550 Ma), 2) Early Palaeozoic (530-450 Ma) and 3) Late Palaeozoic (380-320 Ma). Zircons also record the recycling of Neoproterozoic and Early Palaeozoic juvenile crusts during the Early and Late Palaeozoic. These data support a model of episodic continental crust growth in Central Asia.

## B.1 Introduction

Accretionary orogens are major sites of continental crust growth (**Cawood & Buchan, 2007**), with addition of juvenile magma, and accretion of oceanic and exotic materials (**Rudnick, 1990; Condie, 2000; Jahn, 2004**). Deciphering the origin of materials is critical to constrain continental growth; therefore, accretionary orogens have been extensively studied (e.g. **Kusky et al., 1997; Kröner et al., 2007; Cawood et al., 2009; Isozaki et al., 2010**).

Eurasia was partly formed by the huge Altaids collage, with numerous accreted terranes (**Sengör et al., 1993, Fig 4.B.1a**). During the Palaeozoic, large volumes of juvenile crust were produced (**Sengör et al., 1993; Jahn, 2004**); however, the timing of continental crust growth is debated (**Xiao et al., 2010**). In West Junggar (western Altaids), the positive  $\epsilon\text{Nd}(t)$  values of Permian granitoids reveal a mantle origin and subsequent differentiation of underplated magmas (**Han et al., 1999; Chen & Jahn, 2004; Chen & Arakawa, 2005; Chen et al., 2010b**). Alternatively, melting of the Early Palaeozoic juvenile lower crust was proposed (**Hu et al., 2000; Chen & Arakawa, 2005; Su et al., 2006a; Geng et al., 2009**). Post-collisional setting is generally admitted (**Han et al., 1999; Chen & Jahn, 2004**) but oceanic subduction was recently forwarded (**Geng et al., 2009**). Permian magmatism obviously contributed to the Late Palaeozoic vertical growth of the continental crust. These studies pointed out the juvenile character of the Palaeozoic basement, but constraints on the pre-Permian evolution are lacking.

Several models for the pre-Permian terrane amalgamation in West Junggar are available (**Wang et al., 2003; Buckman & Aitchison, 2004; Xiao et al., 2008**), but timing and geometry remain uncertain. Several elements are apparently lacking (Early Palaeozoic arcs), or are poorly documented (e.g. the Laba unit). Mélange zones and major strike-slip faults separate the Palaeozoic terranes and hinder their original relationships. Therefore, exploring the provenance of sediments could be an effective method for reconstructing a reasonable pattern.

We report zircon U-Pb ages and Hf isotopic data from West Junggar accretionary complexes. Since zircons preserve the initial characteristics of their host magmas, U-Pb geochronology and Hf isotopes reveal the juvenile or contaminated character of their source. Provenance of detrital grains may be used to track continental growth processes (**Condie et al., 2005**). This method has been applied to Precambrian orogens (**Griffin et al., 2004; Wu et al., 2007**), but remains rare for Phanerozoic collages (e.g. **Willner et al., 2008; Bahlburg et**

al., 2009), especially in the Altai (Long et al., 2007; Sun et al., 2008). The direct investigation on subduction complex rocks could provide time constraints on magmatism and estimate the relative involvement of juvenile material versus crust recycling.

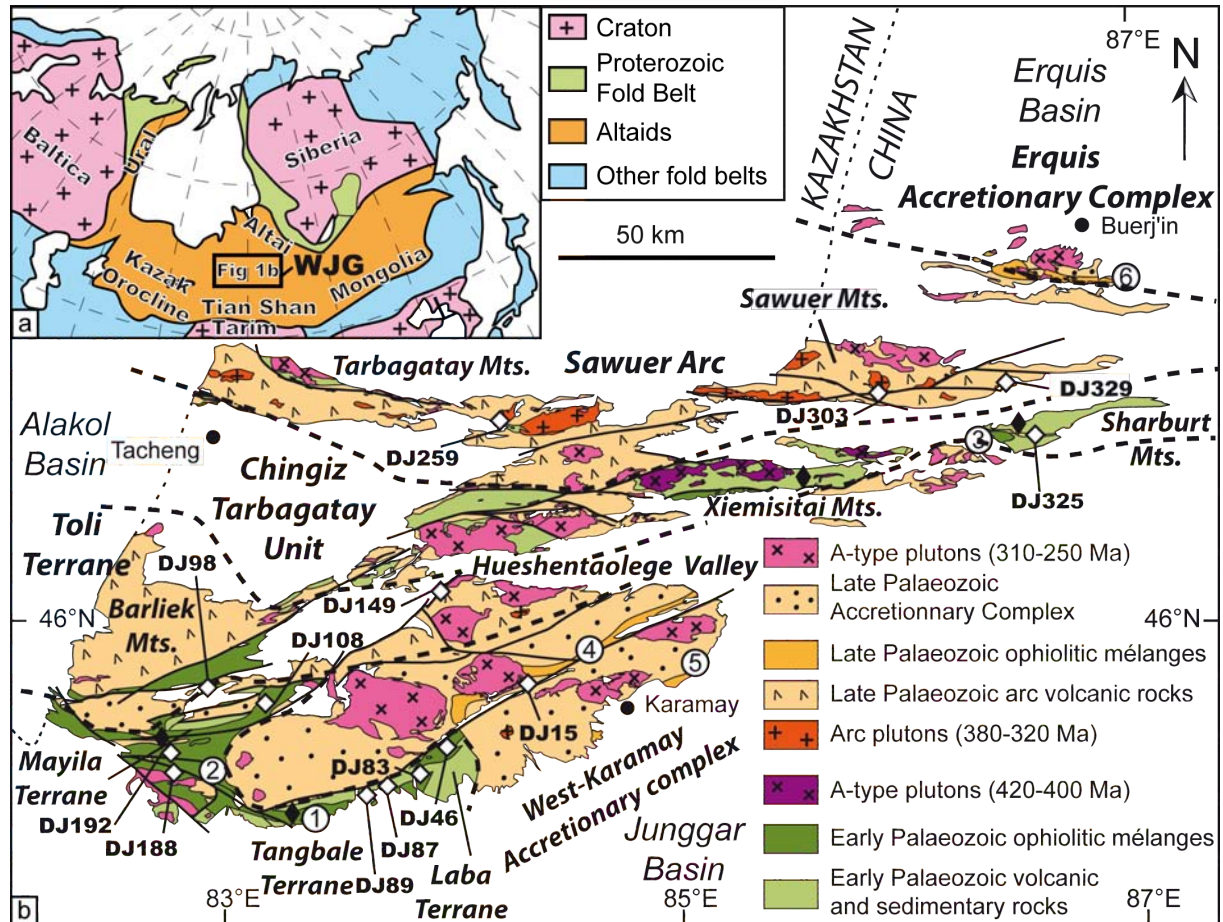


Figure 1 a) Simplified map of northwestern Eurasia, indicating the Altai and the location of West Junggar (WJG) within the collage, b) Tectonic map of West Junggar Mountains, modified after Feng et al. (1989), BGMRXUAR(1993), and Buckman & Aitchison, (2004) showing the location of detrital zircon samples (Open diamond). Numbers in open circles refer to the ophiolitic mélanges mentioned in the text. 1: Tangbale mélange; 2: Mayila mélange; 3: Hongguleleng mélange; 4: Dalabute mélange; 5: Baijantan mélange; 6: Kokeshentan mélange. Black diamonds indicate Early Palaeozoic arc volcanic rocks (Feng et al., 1989; Buckman & Aitchison, 2004).

## B.2 Geological setting and sampling

West Junggar, at the Kazakh-Chinese border separates into two parts along the Hueshentaolege Valley (Fig. 4.B.1b). To the north, Middle Ordovician ashes, Late Ordovician conglomerate, Early Silurian shales and Middle Silurian volcanic rocks are exposed in the Sharburt and Xiemisitai Mountains (Mu et al., 1986; Feng et al., 1989; BGMRXUAR, 1993). The Hongguleleng ophiolitic mélange containing Cambrian-Ordovician mafic rocks (Zhang & Huang, 1992; Jian et al., 2005) extends toward the Tarbagatay Mountains (Zhu & Xu, 2006). Early Palaeozoic rocks correlate with the Chingiz-Tarbagatay and the Maikan-Kyziltas belts (Degtyarev, 2011). 420-400 Ma A-type granites intrude the volcanic rocks of



the Xiemisitai Mountains, but their emplacement setting is uncertain (**Chen et al., 2010a**). Late Silurian to Carboniferous sedimentary rocks cover the Early Palaeozoic rocks (**Wei et al., 2009**). In the Sawuer Mountains, Carboniferous I-type granites (**Han et al., 2006; Zhou et al., 2008; Chen et al., 2010a; 2010b**) intrude Middle Devonian to mid-Carboniferous volcanic rocks (**Shen et al., 2008**). The Sawuer arc is related to the Devonian-Carboniferous subduction of the Ob-Zaisan Ocean, closed in the Late Carboniferous (**Buslov et al., 2001**).

For the southern part of West Junggar, we follow the tectonostratigraphic terranes subdivision of **Buckman and Aitchison (2004)**. In the Tangbale area, Early Silurian turbidites (**Mu et al., 1986**) are thrust over the Tangbale ophiolitic mélange that contains Cambrian-Ordovician gabbros (**Kwon et al., 1989; Zhang & Huang, 1992; Jian et al., 2005**), Middle Ordovician radiolarian cherts (**Buckman & Aitchison, 2001**) and Ordovician blueschists (**Zhang, 1997**). **Buckman and Aitchison (2004)** described undated calc-alkaline diorite (Suyuenka Complex), postdated by Early Silurian turbidites. Ordovician-assigned metamorphosed terrestrial clastic rocks compose the Laba Terrane (**Feng et al., 1989; Zhang et al., 1993**). The Mayila Terrane comprises Early to Middle Silurian sedimentary units (**Mu et al., 1986**) and the Mayila ophiolitic mélangewith Silurian radiolarian chert (**Li, 1994**) and pyroxenite (**Jian et al., 2005**). Both Mayila and Tangbale terranes may correlate with the Agadyr-Tekturmas-North Balkash accretionary complexes in Kazakhstan (**Degtyarev, 2011**).

Unconformable Devonian turbidites overlie the Mayila mélange (**BGMRXUAR, 1965**). The Toli Terrane displays Middle Devonian to Carboniferous arc volcanic rocks and granodiorite (**Jin & Xu, 1997; Buckman & Aitchison, 2004**). To the southeast, Carboniferous turbidites (**Jin & Li, 1999**), tuffs (**Zhang et al., 2011a**) and greywackes (**Guo et al., 2010; Choulet et al., in press**) are thrust over ophiolitic mélanges, with Devonian oceanic crust remnants (**Zhang & Huang, 1992; Xu et al., 2006; Gu et al., 2009**) and radiolarian chert (**Zhu et al., 1987**). Carboniferous intrusions like the Baogutu porphyry (**Shen et al., 2009**), and adakites (**Geng et al., 2009; 2011; Tang et al., 2010; Yin et al., 2010**) suggest Carboniferous ridge subduction. Late Palaeozoic units belong to the Kazakh orocline (**Abrajevitch et al., 2008**). Post-mélange (**Chen & Guo, 2010**) A- and I-type granitoids (305-240 Ma) were ascribed a post-collisional setting (**Chen & Jahn, 2004; Chen & Arakawa, 2005; Han et al., 2006**), although **Geng et al. (2009)** proposed a suprasubduction setting. The Early Permian molasse postdates accretionary processes (**BGMRXUAR, 1993**).



Although remarkable stratigraphic localities are documented in West Junggar (BGMRXUAR, 1993), the lack of palaeontological data leaves some sedimentary units undated (e.g. clastic rocks from the Laba terrane). Therefore, twelve detrital rock samples were collected throughout West Junggar for detrital zircons analysis. *Table 4.B.1* presents sample location, detailed petrography and stratigraphic assignments. Two hornblende-bearing granites (DJ259 and DJ303) from the Sawuer Mountains were also collected for U-Pb dating and Hf isotopes, because they represent potential sources of detrital zircons.

Table 4.B.1 Detrital sample localities and detailed petrographic analysis. Abbreviations: amph.: amphibole, and.: andesite, bas.: basalt, cc.: calcite, chl.: chlorite, cpx.: clinopyroxene, ep.: epidote, fsp.: feldspar (K-feldspar and plagioclase), FTO: Fe-Ti oxydes, LF: lithic fragments, Opx.: orthopyroxene, qz.: quartz. L.: Lower, M.: Middle, U.: Upper. Carb.: Carboniferous, Dev.: Devonian, Ord.: Ordovician, Sil. Silurian. Stratigraphic age and Formation are from BGMRXUAR (1993). \*: For southern West Junggar, terrane assignment is from Buckman and Aitchinson (2004). \*\*: BGMRXUAR (1993) assign these rocks to Late Devonian Tarbagatay Formation (Toli Sheet) or, alternatively, to Early Devonian (Bayanhe Sheet). The Ordovician age of the Laba terrane is uncertain and does not rely on palaeontological or radiometric evidence.

| Sample | Coordinates              | Lithology              | Detailed petrography   | Stratigraphic assignement   | Stratigraphic age   | Sampling environment             |
|--------|--------------------------|------------------------|--|-----------------------------|---------------------|----------------------------------|
| DJ46   | 45.4307°N ;<br>84.0212°E | Greywacke (CS)         | Qz. (40%), fsp. (40%), LF (10%, chert), ep., cpx, chl                | Ebinur - Kekesayi Terrane * | U. Ord. - L. Sil.   | Block within ophiolitic mélange  |
| DJ83   | 45.2346°N ;<br>83.9952°E | Green sandstone (CS)   | Qz. (55%), fsp. (15%), LF (15%, chert + bas.)                        | Laba Terrane *              | Ord. ?              | Massive schistose detrital serie |
| DJ87   | 45.2819°N ;<br>83.8031°E | Greywacke (CS)         | Fsp. (50%), qz. (20%), LF (15%, bas. + and.), chl. (15%)             | Ebinur - Kekesayi Terrane * | U. Ord. - L. Sil.   | Turbidites                       |
| DJ89   | 45.2587°N ;<br>83.7424°E | Microconglomerate (CS) | Qz. (50%), LF (25%, and.), fsp. (15%), chl. (5%), amph.              | Ebinur - Kekesayi Terrane * | U. Ord. - L. Sil.   | Turbidites                       |
| DJ98   | 45.6551°N ;<br>82.9492°E | Sandstone (CS)         | Qz (70%), fsp. (20%), LF (5%, and.), cc., FTO.                       | Toli Terrane *              | L. Dev. - U. Dev.   | Broken serie                     |
| DJ108  | 45.6640°N ;<br>83.2337°E | Microconglomerate (CS) | Qz (60%), fsp. (30%), LF (5%, and.), opx., cpx., ep., chl.           | Mayila Terrane *            | M. Sil. - U.Sil.    | Block within ophiolitic mélange  |
| DJ188  | 45.3624°N ;<br>82.7874°E | Microconglomerate (CS) | Qz, Fsp., LF   | Mayila Terrane *            | M. Sil. - U.Sil.    | Detrital serie                   |
| DJ192  | 45.4079°N ;<br>82.7640°E | Greywacke (CS)         | LF (40%, bas. + chert), fsp. (25%), qz. (15%), cpx. (10%), FTO (10%) | Mayila Terrane *            | M. Sil. - U.Sil.    | Block within ophiolitic mélange  |
| DJ15   | 45.7214°N ;<br>84.4593°E | Greywacke (CS)         | Fsp. (30%), LF (30%, and.), qz. (25%), chl. (15%)                    | Karamay Terrane *           | L. Carb. - U. Carb. | Turbidites                       |
| DJ149  | 46.0789°N ;<br>84.0098°E | Greywacke (CS)         | Fsp. (60%), LF (15%, and.), qz. (15%), chl. (10%)                    | Toli Terrane *              | L. Dev. - U. Dev.   | Volcanosedimentary serie         |
| DJ325  | 46.8107°N ;<br>86.6885°E | Greywacke (CS)         | Fsp. (40%), LF (25%, and.), qz. (20%), chl. (10%)                    | Hujiersite Formation **     | M. Dev.             | Detrital serie                   |
| DJ329  | 47.0640°N ;<br>86.5972°E | Greywacke (CS)         | Fsp. (50%), qz. (20%), LF (20%, bas. + and.), FTO (10%)              | Heishantou **               | L. Carb.            | Turbidites                       |

### B.3 Geochronology

Cathodoluminescence (CL) imaging, and simultaneous determination of U-Pb and Lu-Hf isotopes were carried out at the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of

Sciences, Beijing (IGGCAS). Sample preparation and analytical procedure are described in **Wu et al. (2010)**.

CL images reveal growth and sector zoning, suggesting igneous origin for the detrital zircons. Euhedral, unrounded grains indicate a relatively short transport (*Fig. 4.B.2*).

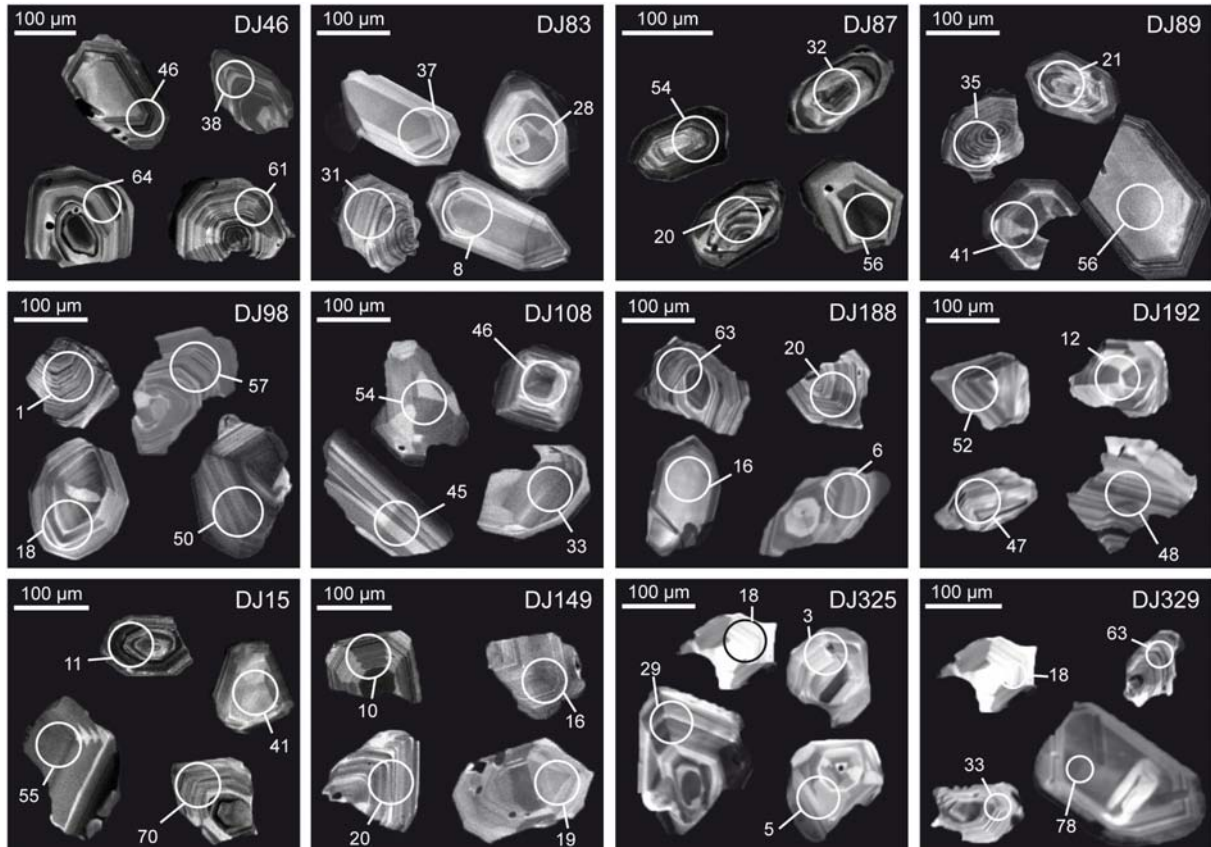


Figure 4.B.2 CL images of selected representative detrital zircon grains from dated samples (greywacke, sandstone). For sample location, see *Figure 4.B.1b* and *Table 4.B.1*.

### B.3.i U-Pb dating of detrital zircons

Computation of U, Th and Pb isotopic ratios yields concordant ages (*Fig. 4.B.3*). All ages range from 300 to 600 Ma, whilst only one Early Proterozoic ( $1894 \pm 19$  Ma) zircon was found (*Table 4.B.2*; *X.C.1*). Statistically, this occurrence is meaningless and might be due to sample contamination. Therefore, this grain will not be considered further in the discussion. All samples, except DJ15 display one single age population (*Fig. 4.B.4*).

Samples DJ46, DJ87, DJ89, DJ108 and DJ192 from the Mayila and Tangbale terranes show an Early Silurian maximum deposition age and Ordovician peak population (*Fig. 4.B.4a*; *4.B.4b*). Sample DJ83 displays a Middle Devonian maximum deposition age and a Late Ordovician peak population (*Fig. 4.B.4a*; *Table 4.B.2*). Samples DJ98 and DJ188 from

Mayila also present Devonian maximum deposition ages (Fig. 4.B.4b; Table 4.B.2), but Late Silurian to Early Devonian zircon sources.

Table 4.B.2 Data summary. \*: The age statistics were calculated by Age Pick software package of the Arizona University (<http://www.geo.arizona.edu/alc/Analysis%20Tools.htm>). †: N is the number of individual analyses taken into account for the age peak calculations, N<sub>0</sub> is the total number of analyses. For sample DJ188, mineral separation only provided 39 grains. Though this value is much below the threshold of 59 defined by **Dodson et al. (1988)**, we chose to keep this sample as it represents the unconformable molasse deposits lying over the Mayila mélange.

| Sample | Units              | Coordinates           | Youngest age* | Main population (N/N <sub>0</sub> )† | Other populations (N/N <sub>0</sub> ) |
|--------|--------------------|-----------------------|---------------|--------------------------------------|---------------------------------------|
| DJ46   | Tangbale           | 45.4307°N ; 84.0212°E | 439 ± 12 Ma   | 464 ± 4 Ma (60/61)                   | -                                     |
| DJ83   | Tangbale           | 45.2346°N ; 83.9952°E | 398 ± 8 Ma    | 445 ± 5 Ma (47/51)                   | -                                     |
| DJ87   | Tangbale           | 45.2819°N ; 83.8031°E | 437 ± 8 Ma    | 468 ± 5 Ma (38/57)                   | -                                     |
| DJ89   | Tangbale           | 45.2587°N ; 83.7424°E | 434 ± 6 Ma    | 476 ± 7 Ma (39/60)                   | -                                     |
| DJ98   | Mayila             | 45.6551°N ; 82.9492°E | 395 ± 9 Ma    | 415 ± 6 Ma (51/59)                   | -                                     |
| DJ108  | Mayila             | 45.6640°N ; 83.2337°E | 440 ± 10 Ma   | 460 ± 5 Ma (51/58)                   | -                                     |
| DJ188  | Mayila             | 45.3624°N ; 82.7874°E | 379 ± 10 Ma   | 413 ± 5 Ma (32/39)                   | -                                     |
| DJ192  | Mayila             | 45.4079°N ; 82.7640°E | 429 ± 10 Ma   | 453 ± 3 Ma (58/66)                   | -                                     |
| DJ15   | West Karamay       | 45.7214°N ; 84.4593°E | 304 ± 13 Ma   | 322 ± 6 Ma (33/62)                   | 426 ± 13 Ma (13/62)                   |
| DJ149  | Barliek            | 46.0789°N ; 84.0098°E | 373 ± 11 Ma   | 402 ± 7 Ma (47/50)                   | -                                     |
| DJ325  | Chingiz-Tarbagatay | 46.8107°N ; 86.6885°E | 388 ± 10 Ma   | 424 ± 4 Ma (36/48)                   | -                                     |
| DJ329  | Sawuer             | 47.0640°N ; 86.5972°E | 307 ± 8 Ma    | 332 ± 3 Ma (62/78)                   | -                                     |

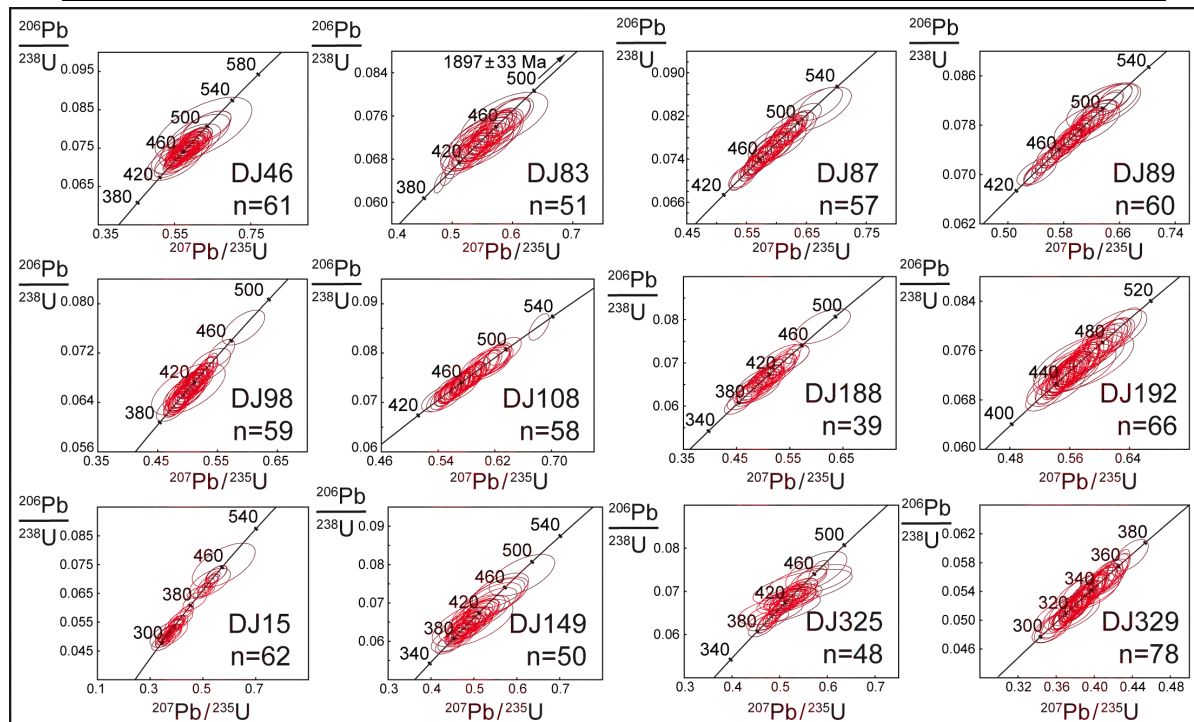


Figure 4.B.3 Concordia plots for detrital zircon grains from dated samples.

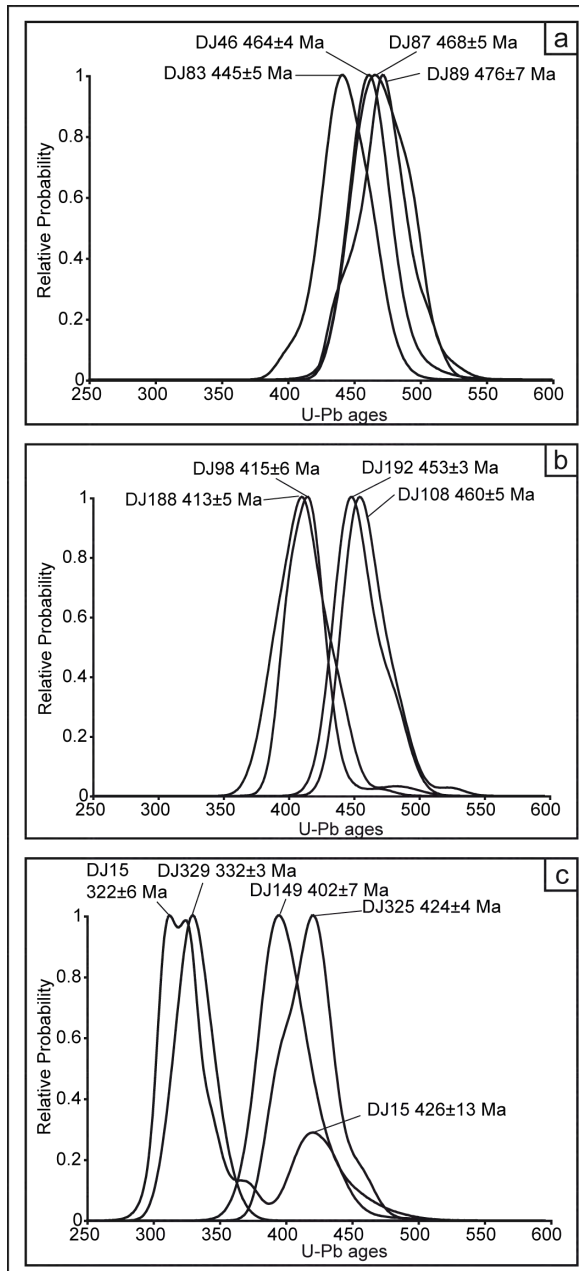


Figure 4.B.4 a, b and c: relative probability diagrams for detrital zircon  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages from West Junggar units. The Early Proterozoic age obtained on a sole zircon from sample DJ83 is not shown.

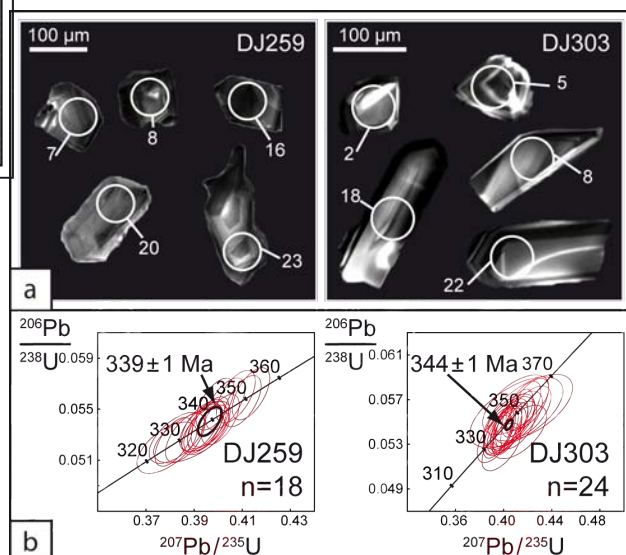
Such source ages are similar to those of samples DJ325 and DJ149 (Fig. 4.B.4c; Table 4.B.2). Late Carboniferous turbidites from Sawuer and Karamay Units display an Early Carboniferous peak population with, for DJ15, a subsidiary Middle Silurian peak (Fig. 4.B.4c; Table 4.B.2).

B.3.ii U-Pb dating of magmatic zircons

Zircons extracted from the Sawuer granites exhibit prismatic shape and growth zoning (Fig. 4.B.5a). Sample DJ259 displays eighteen concordant ages ranging from 327 Ma to 353 Ma, with a Concordia age (Ludwig, 1998) of  $339\pm 1$  Ma (Fig. 4.B.5b; Table X.C.2). Twenty-four grains from sample DJ303 yield

concordant ages ranging from 331 Ma to 355 Ma, with a Concordia age of  $344\pm 1$  Ma (Fig. 4.B.5b; Table X.C.2).

Figure 4.B.5 a: CL images of selected representative magmatic zircon grains from Sawuer granites. b: Concordia plots for magmatic zircon grains from Sawuer granites and average Concordia age (Ludwig, 1998).



B.4 Zircon Lu–Hf isotope data

Lu-Hf isotope data were obtained from 13 out of 14 samples (Table X.C.3).  $\epsilon\text{Hf}$  values of detrital zircons fluctuate from +5 to +19. As the crust of West Junggar evolved from an immature arc (Buckman & Aitchison, 2004), two-stage Hf model ages ( $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ ), using the

Lu/Hf ratio (0.022) of the lower mafic crust (Amelin et al., 1999), are proposed (Table X.C.3). Only five Devonian-Carboniferous detrital zircons have Late Palaeozoic model ages. 30% and 60% of the grains display Cambrian-Ordovician and Neoproterozoic Hf model ages, respectively (Fig. 4.B.6). 33% of the Early Palaeozoic detrital zircons display Palaeozoic Hf model ages, but the other grains present Precambrian model ages (850 - 550 Ma) (Fig. 4.B.6; Table X.C.3).  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values of Carboniferous zircons from the two Sawuer granites vary between +11 and +16. Only three grains show Devonian-Carboniferous model ages (Fig. 4.B.6), other zircons have Cambrian-Ordovician (25%) and Neoproterozoic (75%) model ages (Table X.C.3).

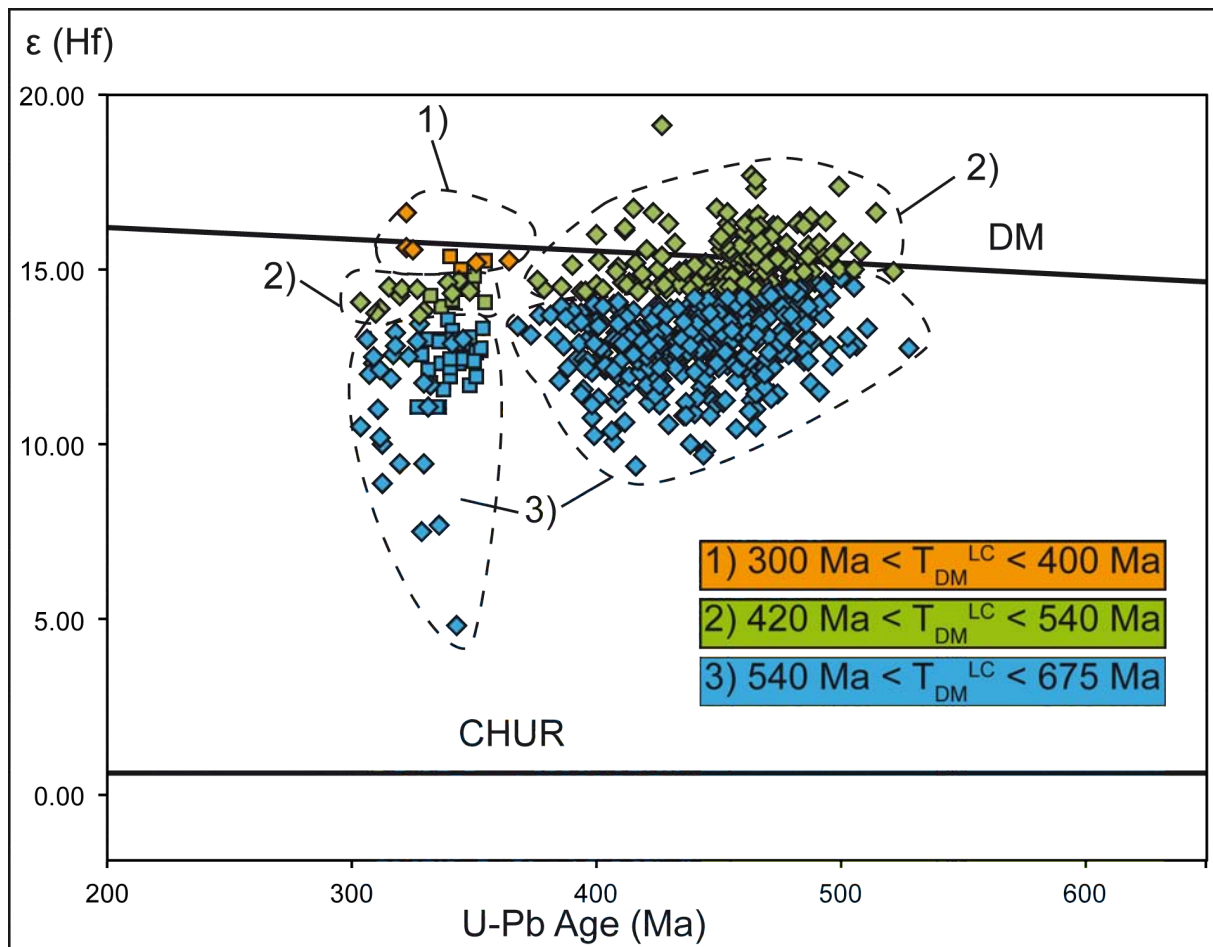


Figure 4.B.6 Plot of  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages. Positive  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  values indicate juvenile origin for zircons. Three episodes of mantle-derived magma input into the crust can be distinguished: 1) Late Palaeozoic, 2) Early Palaeozoic and 3) Neoproterozoic, but Early and Late Palaeozoic reworking of this new juvenile crust is also inferred. Two-stage Hf model ages ( $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ ), using a Lu/Hf ratio equal to 0.022, typical of the mafic crust (Amelin et al., 1999) were calculated, because they mirror a realistic estimate of the extraction time from a immature island arc crust. DM and CHUR notations correspond to the Depleted Mantle and Chondritic Uniform Reservoir, respectively. Details regarding initial Hf ratios and model age computation are in Table X.C.3. Squares and diamonds correspond to detrital zircons and magmatic grains from Sawuer granites, respectively.



## B.5 Discussion

### B.5.i Maximum ages of sedimentation

The detrital zircon data set has three characteristics: i) only one Precambrian grain; ii) narrow population peaks; and, iii) consistent maximum sedimentary age and main population peak age (*Table B.4.2*). Andesite clasts (*Fig. 4.B.7*) and positive  $\epsilon\text{Hf}(t)$  values of zircons indicate that volcanoclastic greywacke probably accumulated in the arc vicinity. Therefore, maximum deposition age closely mirrors the timing of arc magmatism. The similar U-Pb and stratigraphic ages (**BGMRXUAR, 1993**) of samples DJ87, DJ89, DJ149, and DJ325 support this postulate.

The Tangbale mélange was ascribed to Ordovician, but DJ46 greywacke block has an Early Silurian maximum deposition age. The Early Silurian ages of microconglomerate and greywacke blocks (DJ108 and DJ192) of the

Mayila mélange are consistent with the Silurian ages of chert and pyroxenite blocks (**Li, 1994; Jian et al., 2005**). The incorporation of sedimentary rocks into the mélanges closely follows sedimentation because Silurian turbidites overlie it (**Feng et al., 1989**). The Early Devonian maximum deposition age of mafic sandstone DJ83 questions the Ordovician assignment of the Laba Terrane.

Middle to Late Devonian greywacke (DJ98 and DJ188) belongs to the sporadic molasse postdating the Mayila mélange (**BGMRXUAR, 1965**). Samples DJ15 and DJ329, previously assigned to the Early Carboniferous (**BGMRXUAR, 1993**) show Late Carboniferous maximum deposition ages consistent with the age of interlayered tuffs (**Zhang et al., 2011a**).

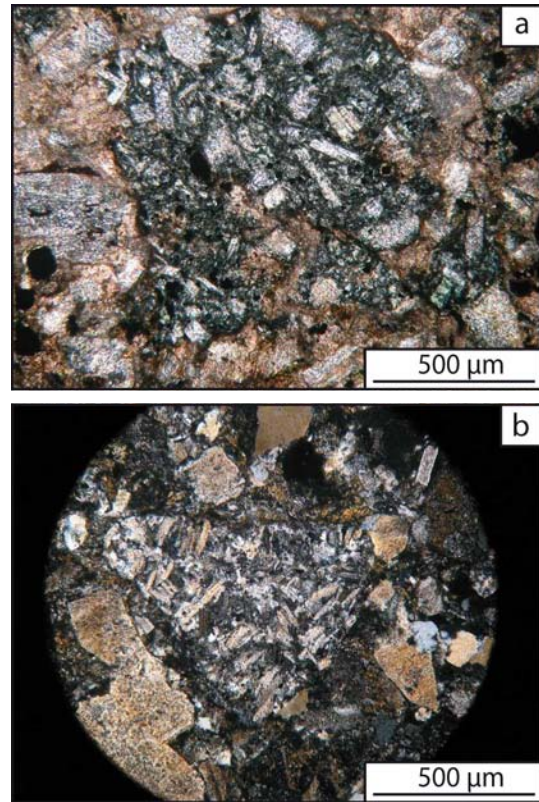


Figure 4.B.7 Microphotographs of andesite clasts from a) Sharburt Mountains (sample DJ325) and b) Dalabute Valley (Sample DJ15). Note the fluidal texture underlined by the alignment of altered plagioclase microlites.

B.5.ii Zircon provenance

Single zircon populations infer that local rocks principally supplied detrital zircons. Because of similar U-Pb age spectra and Hf isotopic signatures, the Sawuer arc represented by samples DJ259 and DJ303, is a potential source of the Carboniferous detrital zircons (Fig. 4.B.6).

In contrast with Kazakhstan, there is no Early Devonian magmatic arc in West Junggar (Windley et al., 2007); therefore, a possible local source for Late Silurian to Early Devonian zircons is the alkaline plutons of Xiemisitai Mountains (Chen et al., 2010a).

Zircon populations with age peaks at 426 and 424 Ma could derive from the Middle Silurian arc rocks of Sharburt Mountains (Feng et al., 1989). In Tangbale and Mayila, undated diorites of the Suyuenka complex (Buckman & Aitchison, 2004) could be potential sources. Zircons could also reasonably come from Early Palaeozoic units, suspected upon geochemical evidence (e.g. Chen & Jahn, 2004), but hidden below Late Palaeozoic sediments. These Early Palaeozoic units may represent the eastern extension of the Ordovician Baydaulet-Aqbastau volcanic arc (Degtyarev, 2011) exposed in Kazakhstan (Fig. 4.B.8).

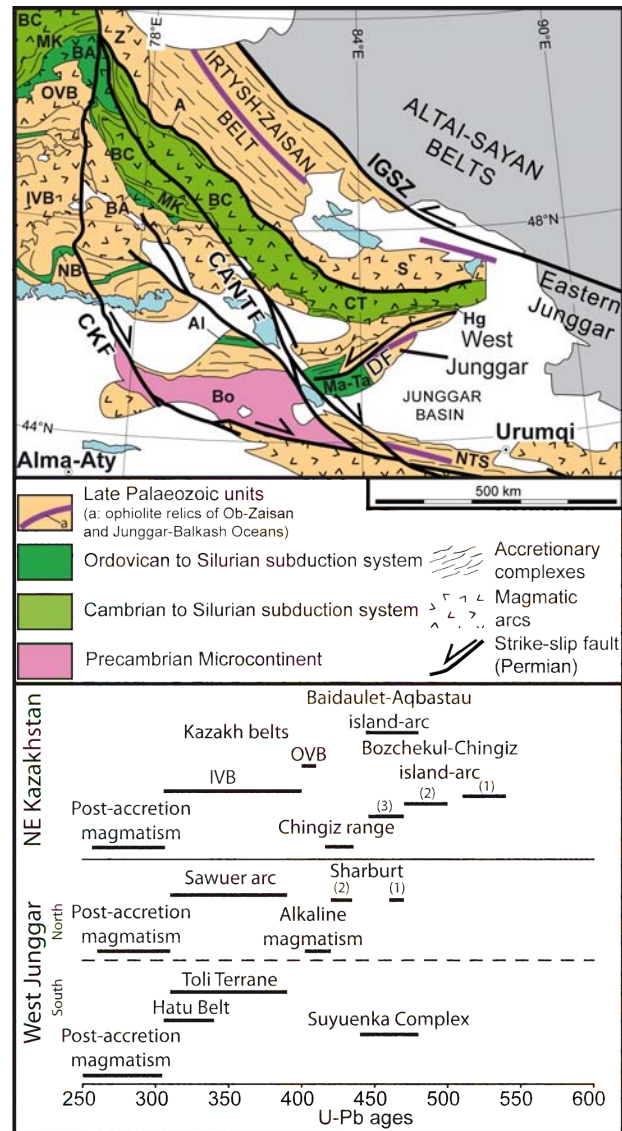


Figure 4.B.8 a: Tectonic map illustrating the relationships between West Junggar and neighbouring areas. Originally, Ob-Zaisan and Junggar-Balkash Ocean separated West Junggar from Altai and North Tianshan, respectively; therefore these two areas are unlikely sources for the detrital zircons of our data set. Abbreviations: A: Arkalyk, Al: Alataw, BA: Baidaullet-Aqbastau, BC: Bozchekul-Chingiz, Bo: Bole, CANTF: Chingiz-Alakol-North Tianshan Fault, CKF: Central Kazakhstan Fault, CT: Chingiz-Tarbagatay, DF: Dalabute Fault, IGSZ: Irtysch-Gornotsaev Fault Zone, Hg Hongguleleng mélange, IVB: Inner Volcanic Belt, Ma-Ta: Mayila-Tangbale mélange, MK: Maikan-Kyziltas mélange, MTF: Main Tianshan Fault, NB: Nord Balkash mélange, NTS: North Tianshan, OVB: Outer Volcanic Belt, S: Sawuer, Z: Zharma. 5: b: synoptic chart of magmatic events in West Junggar and Eastern Kazakhstan, adapted from Feng et al., (1989), Windley et al., (2007), Chen et al., (2010a) and Degtyarev (2011). This diagram illustrates the potential provenance of detrital zircons.



B.5.iii A polycyclic model for West Junggar

These new data support the polycyclic evolution of West Junggar, proposed by **Buckman and Aitchison (2004)**. Ordovician to Middle Silurian subduction contributed to the formation of juvenile arc crust. The slight diachronism between Mayila and Tangbale areas (*Fig. 4.B.9*) suggests either two subduction zones (**Buckman & Aitchison, 2004**), or migration of a single one (**Wang et al., 2003**).

Subduction complexes were docked to the Chingiz-Tarbagatay margin. Lower Devonian terrigenous sediments (**Feng et al., 1989**) record an episode of erosion in response to collision. Late Silurian to Early Devonian A-type granite emplacement (**Chen et al., 2010a; Fig. 4.B.9**) suggests an uplift of the asthenosphere that may be related to post-accretion slab break-off, back-arc, or intra-arc rifting.

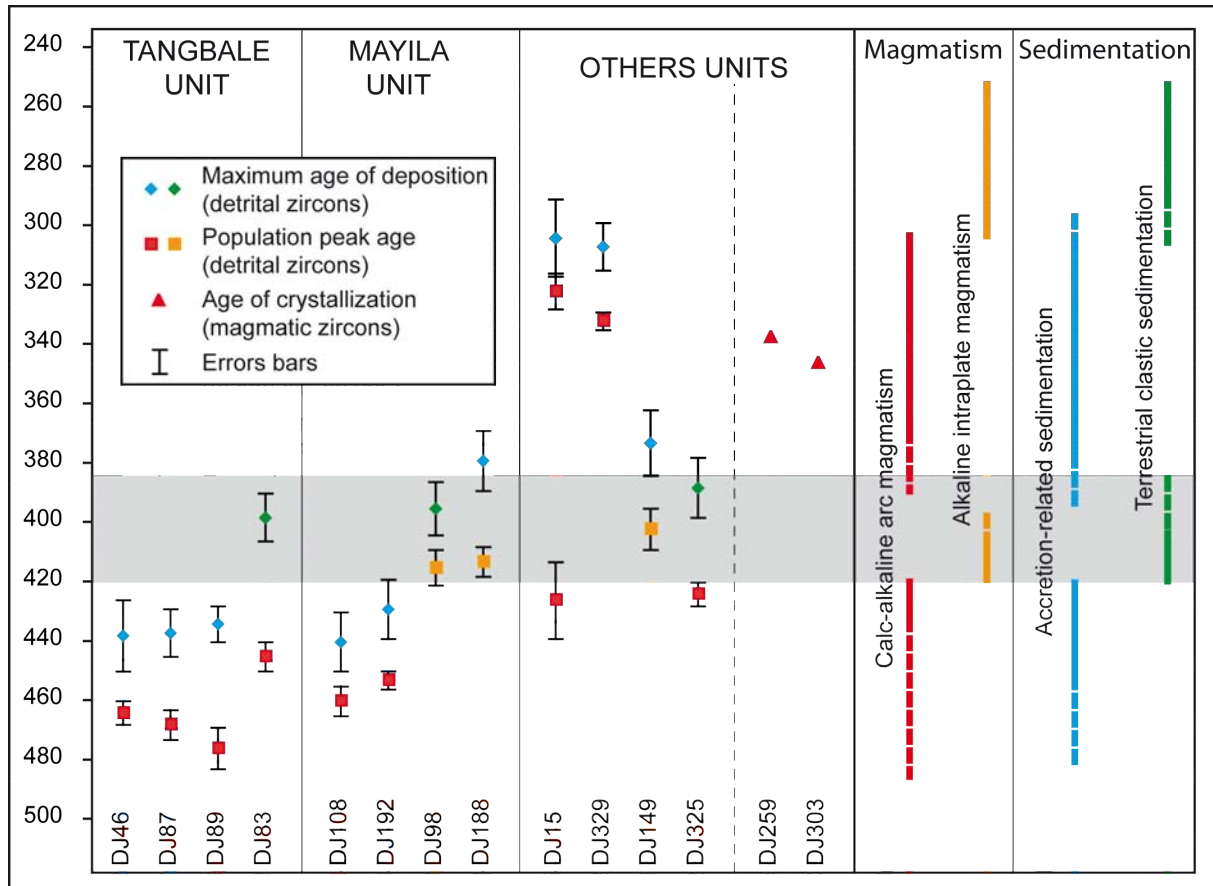


Figure 4.B.9 Synoptic chart showing population peak ages and maximum ages of sedimentation of detrital zircon samples and crystallization ages of magmatic samples. On the right, the major magmatic and sedimentary episodes, described by **Feng et al. (1989)**, **BGMRXUAR (1993)**, **Buckman and Aitchison, (2004)**, and **Chen et al. (2010a)** are represented. Dashed lines figure the uncertainty of magmatic and sedimentary events through time.

Late Devonian-Early Carboniferous magmatic rocks replaced Early Palaeozoic rocks that initially supplied the basins. These rocks compose the Barliek and Sawuer arcs that ensue

from two opposed new subduction zones (**Filippova et al., 2001**; *Fig. 4.B.8*). The final amalgamation occurred during the Late Carboniferous-Early Permian, due to the combined effect of oceanic closure and oroclinal bending (**Abrajevitch et al., 2008**; **Choulet et al., 2011**).

*B.5.iv Crustal evolution of West Junggar and implication for the Altaids*

The  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  values close to the DM, with similar U-Pb ages and Hf model ages, imply a juvenile origin for several Palaeozoic zircons (*Fig. 4.B.6*). In contrast, grains with older model ages mirror the recycling of a pre-existing juvenile crust, during Palaeozoic magmatism (*Fig. 4.B.6*).

Numerous Palaeozoic zircons show Neoproterozoic Hf model ages that suggest provenance from a moderately evolved continental crust (*Table X.C.3*). Considering the location of West Junggar in Palaeozoic time (**Filippova et al., 2001**), Kazakhstan is the most likely provenance for remote grains, conveyed towards the accretionary prism along the trench axis (**Von Huene, 1974**). However, this hypothesis contradicts the morphological and geochronological characteristics of the zircons population, which support a local origin. Although Precambrian rocks are neither exposed in West Junggar, nor inferred from zircon geochronology, a significant involvement of Precambrian primitive crustal materials in the formation of Palaeozoic arc magmas may be regarded. The Neoproterozoic model ages coincide with the break-up of Rodinia (**Hoffman, 1999**; **Kheraskova et al., 2003**; **Zhang et al., 2010**) and the emplacement of ophiolites in Central Asia (**Khain et al., 2003**). **Heinhorst et al. (2000)** and **Kröner et al. (2007; 2008)** observed a similar contamination of Palaeozoic rocks by Neoproterozoic juvenile material in Central Kazakhstan.

Our data suggest three pre-Permian magmatic episodes: 1) Neoproterozoic (850-550 Ma), 2) Cambro-Ordovician (530-450 Ma), and 3) Late Devonian-Carboniferous (380-320 Ma). Crustal growth terminates with the major Permian intraplate episode (**Jahn, 2004**). Results support episodic crust growth in West Junggar, like in Mongolia (**Kovalenko et al., 2004**), with lateral and vertical growth, but recycling of juvenile crust is seemingly a dominant process.

## C Conclusion

Cette étude a permis de mettre en évidence l'absence de substratum précambrien sous le Junggar Occidental. Les zircons détritiques d'âge paléozoïque dérivent exclusivement de l'érosion d'arc magmatique. La provenance de ces zircons est essentiellement locale mais certains grains présentant des âges modèles néoproterozoïques pourraient avoir une source plus éloignée (Kazakhstan). La signature isotopique de l'hafnium indique que différents épisodes d'apport de magma mantellique ont contribué à la formation d'une croûte continentale juvénile, elle-même partiellement recyclée par le magmatisme paléozoïque (arc + intra-plaque post-accrétion). Cette croissance épisodique de la croûte continentale reflète le caractère polycyclique de la chaîne du Junggar Occidental. Le premier cycle est caractérisé par le développement d'arcs intra-océaniques entre le Cambrien et le Silurien. La collision entre ces arcs a lieu à la fin du Silurien ; elle est marquée par le dépôt d'une molasse dévonienne inférieure à moyen. Le second cycle, qui débute au Dévonien moyen est marqué par l'installation de deux nouvelles zones de subduction en bordure du microcontinent paléozoïque inférieur. Les deux chapitres suivants traiteront de ce scénario polycyclique, avec dans le chapitre 5, un aperçu de l'évolution au Paléozoïque inférieur et dans le chapitre 6, une caractérisation des processus d'accrétion et de collage durant le Paléozoïque supérieur.



**CHAPITRE V : L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU JUNGGAR  
OCCIDENTAL AU PALEOZOÏQUE INFERIEUR**

---



Olistolithes de calcaire silurien





## A Introduction

Nous avons vu, dans le chapitre précédent que le Junggar Occidental résultait d'une histoire polycyclique, marquée par le recyclage de la croûte juvénile cambro-ordovicienne pendant les épisodes magmatiques dévono-carbonifères. L'évolution au Paléozoïque supérieur, présentée dans le chapitre 6, a été largement étudiée, et de nombreux modèles d'évolution sont actuellement proposés et débattus. Inversement, il existe très peu d'informations sur la géologie du Paléozoïque inférieur et seules des données géochimiques et géochronologiques sur les mélanges ophiolitiques sont disponibles (**Zhang et al., 1993** ; **Jian et al., 2005**). Le modèle proposé par **Wang et al. (2003)**, suggère une continuité des phénomènes d'accrétion durant tout le Paléozoïque, pas en accord avec les données géologiques présentées dans le chapitre 4. **Xiao et al. (2008)** ont suggéré un collage d'arcs intraocéaniques. Cependant, la polarité de la subduction est mal contrainte, et la géométrie proposée des complexes d'accrétion et des arcs magmatique est très discutable (*cf.* chapitre 3). L'accrétion d'arcs intra-océaniques et de microcontinents est aussi avancée par **Buckman & Aitchison (2004)**, mais il existe de nombreuses incertitudes sur les *terrane*s de Mayila et de Laba. De plus, ce modèle s'intéresse uniquement à l'évolution du domaine sud et les régions de Tarbagatay et de Sharburt ne sont pas considérées. L'absence d'études géologiques détaillées sur les complexes de roches de Paléozoïque inférieur est le problème majeur des scénarii géodynamiques existants. Le premier objectif de ce chapitre est donc de documenter précisément la géologie des massifs ordoviciens à siluriens du Junggar Occidental, en apportant de nouvelles contraintes structurales, géochronologiques et géochimiques.

Dans de nombreuses études, le Junggar Occidental est considéré comme un système insulaire isolé au sein de l'Océan paléo-asiatique (**Xiao et al., 2008** ; **2010**), bien que des corrélations avec le Junggar Oriental ont aussi été envisagées (**Wang et al., 2003**). Cependant, les nouvelles données géochronologiques (**Chen et al., 2010**) et paléontologiques (**He et al., 2011**) obtenues dans les régions de Tarbagatay et de Tangbale suggèrent des similitudes entre les unités du Junggar Occidental et celles du Kazakhstan. Le second objectif de ce chapitre est d'explorer ces possibles connections entre le Junggar Occidental et le Kazakhstan Oriental, en s'appuyant sur les synthèses régionales récentes proposées par **Windley et al. (2007)** et **Degtyarev (2011)**. Cette étude comparative permet ainsi de replacer l'évolution géodynamique du Junggar Occidental dans le cadre général des Altaïdes Occidentales, marquée notamment par la formation du microcontinent kazakh (**Kheraskova et al., 2003**).

**B Article à soumettre : Structure and evolution of the Early Palaeozoic accretionary complexes in West Junggar and their place within the Altaids collage.**

Abstract

Understanding the development and the evolution of accretionary orogens is crucial for characterizing continental crust growth in time and space. In the Altaids tectonic collage (Central Asia), divergent geodynamical models have been suggested to spell out the origin of the Palaeozoic orogenic belts, which have extensively contributed to the formation of a mostly juvenile continental crust. But, chronology of this continental crust growth is not well documented, as it is highly dependant on the geodynamic evolutionary scenario. This study focuses on West Junggar (NW China), a segment of the Altaids. Multidisciplinary approach, including detrital zircon provenance studies, geochemistry, and field structural analysis, deals with three Early Palaeozoic units in West Junggar. Subduction seems to have been predominant in Early Palaeozoic time, as indicated by ophiolitic mélanges, volcanoclastic turbidite series and magmatic arc suites. However, olistostrome, molasses deposits and magmatic events chronology reveal interruptions of subduction. Discrete collisions are inferred by the structure of the belt, which displays allochthonous units rooted in the suture zone. Magmatic and sedimentary successions in West Junggar bear some resemblance to Eastern Kazakhstan rocks, suggesting a lateral continuation of units. On the basis of this new results, we propose the following evolution: 1) Ordovician subductions below intra-oceanic island arcs, 2) Late Ordovician amalgamation of island arcs against Kazakhstan margin, 3) Early to Middle Silurian resumption of oceanic subduction and arc magmatism and 4) Late Silurian-Early Devonian collision with a microcontinent. This scenario, consistent with the formation of the Kazakhstan microcontinent supports a model of multiple accretions for the Altaids tectonic collage. These results also imply that continental crust growth in Central Asia might result from alternation of vertical and lateral growth episodes throughout Palaeozoic.

## B.1 Introduction

Accretionary orogens are major sites for the production of juvenile magmas, and therefore they significantly contribute to the growth of the continents (**Rudnick, 1995; Condie, 2005; Cawood & Buchan, 2007**). A fundamental issue is the timing of the crustal growth process. Since accretionary orogen formation is related to long-lived subduction zones, the architecture and evolution of these orogens are usually complex (**Cawood et al., 2009**). Accretionary orogens were extensively studied throughout the world for instance in the Western America cordilleras (**Coney et al., 1980; Clowes et al., 2005; Ring, 2008**), Alaska (**Byrne, 1984; Sisson et al., 2003**), Japan (**Maruyama, 1997**), or Australia (**Foster & Gray, 2000; Glen, 2005**). However, when the age of formations is not well established by palaeontological evidence, or when stratigraphic relationships between units are overprinted by late tectonics, it becomes complicated to decipher the construction steps leading to the formation of an accretionary orogen. Using an indirect method, like the provenance of sediments is a powerful method for reconstructing the reasonable pattern of an accretionary orogeny (e.g. **Ledent et al., 1964; Gaudette et al., 1981; Cawood et al. 1999**). Such an approach has been efficiently used in numerous worldwide orogens (e.g. **Gehrels et al., 2002; Griffin et al., 2004; Willner et al., 2008; Bahlburg et al., 2009**). Despite multiple sedimentary cycles, detrital zircons can preserve the initial isotopic ratios of their host magmas and disclose to their origin (**Fedo et al., 2003**). Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes provide the age of the source rock, and direct information on the juvenile or contaminated character of the source rock, respectively (**Stevenson & Patchett, 1990; Griffin et al., 2004; Wu et al., 2010**). Therefore, the study of detrital zircons provenance may help for tracking the formation and evolution of the continental crust (**Condie et al., 2005**).

In Central Asia, the Altaids collage (**Sengör et al., 1993; Sengör and Natal'in, 1996a**), also called the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) (**Mossakovsky et al., 1993; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2010**), consists of numerous ribbon-like units of Precambrian microcontinents, magmatic arcs, and accretionary wedges with ophiolitic remnants amalgamated during the Palaeozoic (*Fig. 5.B.1a*). The timing of continental crust growth during the Palaeozoic is uncertain, as the steps of the collage formation are not clearly established yet. The Kipchak arc model (**Sengör et al., 1993**) assumes a long-lived subduction zone of several thousands of kilometres, active from Late Neoproterozoic to Early Permian. During Permian, large transcurrent motions disrupted the belt (**Laurent-Charvet et al., 2003**) and gave birth to the puzzle structure of the Altaids collage. The Kipchak arc also

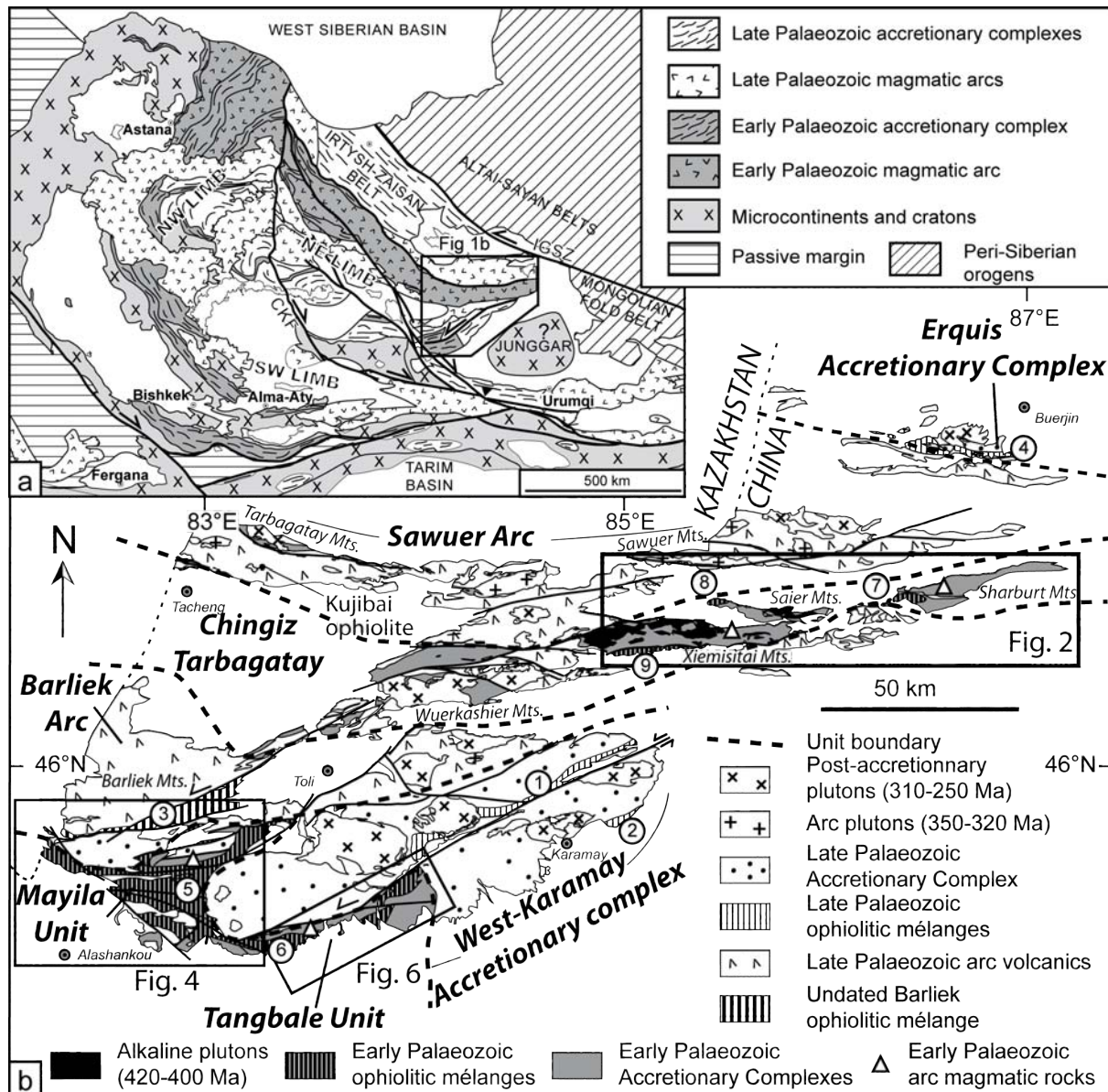


Figure 5.B.1: a: Tectonic map of the Western Altids illustrating the relationships between northern China, Kazakhstan and Kirghizstan (modified after Windley et al., 2007; Charvet et al., 2011; Degtyarev, 2011). b: Tectonic map of West Junggar Mountains (adapted after Feng et al., 1989, BGMRXUAR, 1993, and Buckman & Aitchison, 2004) illustrating the location of Early Palaeozoic accretionary complexes, mélanges and magmatic rocks. Numbers in open circle refer to the ophiolitic mélanges mentioned in the text. 1: Late Palaeozoic Dalabute mélange; 2: Late Palaeozoic Bajiantan mélange; 3: Undated Barliek mélange; 4: Late Palaeozoic Kokeshentan mélange; 5: Early Palaeozoic Mayila mélange; 6: Early Palaeozoic Tangbale mélange; 7: Early Palaeozoic Hongguleleng mélange *sensu stricto*, 8: Early Palaeozoic Hobuksar mélange, 9: Early Palaeozoic Bayanhe mélange. These three mélange are referred to a single Hongguleleng mélange *sensu lato*.

model implies a continuous accretion during the Palaeozoic. Alternatively, archipelago models (Mossakovsky et al., 1993; Buslov et al., 2001; Filippova et al., 2001; Badarch et al., 2002; Xiao et al., 2008) propose the existence of several independent and diachronous subduction zones, by analogy with the present-day Western Pacific setting. The resulting magmatic arcs and accretionary wedges were subsequently amalgamated (see reviews in Windley et al., 2007; Xiao et al., 2010), but timing of the final collision is largely debated (Charvet et al., 2011).

According to **Sengör et al. (1993)**, the resulting Altaid accretionary orogens can account to almost 50% of the Earth's total, newly added, Palaeozoic continental crust. The juvenile character of the crust was largely documented by positive  $\epsilon\text{Nd}$  values of Late Palaeozoic granites (**Heinhorst et al., 2000; Jahn et al., 2000a and 2000b; Wu et al., 2000; Kovalenko et al., 2004; Jahn, 2004; Kroner et al., 2008**). However, some geochemical studies (**Heinhorst et al., 2000; Chen & Jahn, 2004; Kröner et al., 2008**) point out a recycling of juvenile material and/or Precambrian crust during arc and post-collisional magmatic events. Therefore, this partial recycling of the substratum during orogenic processes shows that continental crust growth is a complex process and it cannot be only limited to a simple transfer of mantle-derived magma into the crust. Moreover, recent field investigations in Western Altaids have revealed a polycyclic character for several diachronous accretionary orogens, e.g. the Tian Shan (**Charvet et al., 2007; 2011**) or the Chingiz belt (**Degtyarev, 2011**) (*Fig. 5.B.1a*). This feature is not in agreement with the single long-lived subduction model or the subduction complex tectonic collage model, but polycyclic orogens may explain how a Precambrian or Palaeozoic basement can be reworked during late magmatic events. These considerations are particularly important for the formation and evolution of the Early Palaeozoic Kazakhstan microcontinent (see a review in **Degtyarev, 2011**), where unit contacts are often hindered by a late tectonic overprint (**Burtman, 1964; Samygin, 1974; Abdullin et al., 1980; Laurent-Charvet et al., 2003; Yakubchuk, 2004; van der Voo et al., 2006**).

In West Junggar, northwest China, like in many places in the Altaids, Early and Late Palaeozoic ophiolitic mélanges are juxtaposed with diversely aged turbidites and volcanic rocks (**Feng et al., 1989; Zhang et al., 1993; Wang et al., 2003; Buckman & Aitchison, 2004**). Several models based on geochemistry and geochronology (**Wang et al., 2003**), or structure (**Buckman & Aitchison, 2004; Xiao et al., 2008; 2010**) have been proposed. Lateral duplication of a single long-lived subduction complex (**Wang et al., 2003**) and diachronous subductions of multiple oceanic basins (**Buckman & Aitchison, 2004**) have been alternatively proposed to explain the Palaeozoic geodynamic evolution of West Junggar. Numerous geochemical (**Jian et al., 2005; Gu et al., 2009; Lei et al., 2008; Geng et al., 2009; Liu et al., 2009**), and structural data (**Zhang et al., 2011a; Choulet et al., 2011**) have been recently published, but they mainly deal with the Late Palaeozoic events. Geological constraints on the Pre-Devonian evolution only consist of a stratigraphic inventory (**BGMRXUAR, 1993**), and geochemical and geochronological data from boulders in the

mélange (Zhang et al., 1993; Wang et al., 2003; Buckman & Aitchison, 2001; 2004; Jian et al., 2005). The architecture of Early Palaeozoic rock complexes is thus not well constrained. However, a recent study of zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes on detrital zircons from Palaeozoic accretionary complex rocks (Choulet et al., submitted) has shown the coexistence of juvenile magmatic input with recycled juvenile magma, as inferred by the geochemical signature of some late to post-orogenic plutons (Chen & Jahn, 2004; Chen & Arakawa, 2005; Su et al., 2006a). An arc source with a likely Kazakhstan provenance for these zircons is involved, (Choulet et al., submitted). These results imply that the juvenile basement is recycled during the Palaeozoic and it rules out the idea of a diachronous collage of several magmatic arcs (Xiao et al., 2008). Another consequence is the genetic link between West Junggar and the Kazakhstan microcontinent that has been often disregarded (Wang et al., 2003; Buckman & Aitchison, 2004; Xiao et al., 2008).

The purpose of this paper is to provide new data demonstrating that West Junggar is a polycyclic accretionary orogen, with cycles of accretion separated by intervals of erosion and deposition of a molasses and olistostromes. Therefore we investigated the Chingiz-Tarbagatay, Mayila and Tangbale Early Palaeozoic accretionary complexes of West Junggar (Fig. 5.B.1b). We report here zircon U-Pb and Hf isotope data from a set of detrital samples collected in clastic deposits. In addition, we present new geochemical and geochronological data from magmatic rocks. These new results, combined with data from the literature, provide time constraints on the emplacement of the magmatic arcs, the activity of the subduction zones, and the subsequent erosion of the accretionary orogen. We also use these data to explore the possible connection of West Junggar, with neighbouring Kazakhstan during the Early Palaeozoic geological evolution.

## B.2 An outline of the Early Palaeozoic units of West Junggar

The West Junggar accretionary orogen is a mountainous massif located in northwestern China, near the Kazakh border (Fig. 5.B.1b). The primary relationships between the tectonic units have been by Permian strike-slip faulting (Allen & Vincent, 1997; Choulet et al., 2010) and by emplacement of numerous Late Carboniferous-Early Permian plutons (Kwon et al., 1989; Chen & Jahn, 2004; Han et al., 2006; Zhou et al., 2008b; Geng et al., 2009). The West Junggar accretionary orogeny results of a polycyclic evolution with Devonian-Carboniferous subduction complexes superimposed on an Ordovician-Silurian basement itself edificated through out accretionary process (Feng et al., 1989). The Late Palaeozoic evolution is marked by Devonian Carboniferous events, which have significantly affected the



primary architecture of the Ordovician-Silurian basement. The Late Palaeozoic West Junggar was a part of the Kazakh orocline (**Abrajevitch et al., 2008**). The subduction of the Junggar Balksh Ocean during Devonian and Carboniferous (**Buckman & Aitchison, 2004; Choulet et al., 2011**) gave birth to the Barliek arc and the West Karamay accretionary complex (*Fig. 5.B.1b*), which display Carboniferous turbidites (**Jin & Li, 1999**) and the Karamay and Dalabute ophiolitic mélanges (**Zhang et al., 2011a**). The northern part of West Junggar Mountains exposes a second Devonian-Carboniferous subduction belt formed by the Sawuer arc and the Erquis accretionary complex, including the Kokeshentan ophiolitic mélange (**Buslov et al., 2001; Zhou et al., 2008b; Chen et al., 2010a; 2010b**) (*Fig. 5.B.1b*).

Three Early Palaeozoic massifs are exposed in the West Junggar Mountains (*Fig. 5.B.1b*). The Chingiz-Tarbagatay Unit that may extend to the eastern Kazakhstan, crops out in Xiemisitai-Sharburt Mountains and Tarbagatay Mountains (**Feng et al., 1989; Chen et al., 2010a**). Because of the difficulty of access, the Ordovician series of the Tarbagatay Mountains were not investigated in detail, and only a brief outline is given here. Conversely, the Mayila and Tangbale units that are well exposed in the southern part of West Junggar are analysed in detail here (**Feng et al., 1989; Buckman & Aitchison, 2004; Chen et al., 2010a**) (*Fig. 5.B.1b*). The three areas will be discussed further and especially their correlations with Kazakhstan.

### *B.2.i The Chingiz-Tarbagatay Unit*

Pre-Devonian rocks crop out in the Tarbagatay, Sharburt, Xiemisitai, North Wuerkashier and Saier Mountains (*Fig. 5.B.2*). There, serpentinite mélanges are recognized from west to east in the Bayanhe, Hobuksar and Hongguleleng areas. Although no radiometric data support a contemporaneous origin of these three mélanges, they display similar lithology and can be grouped in a single mélange unit, which will be called the Hongguleleng mélange. Plagiogranite, troctolite, diabase, and gabbro from the Hongguleleng mélange were dated at  $625 \pm 25$  Ma by Sm-Nd isochron method (**Huang et al., 1995; Jin et al., 1999**). However, this age is conspicuous since damouritization of the gabbro plagioclase is reported and since 5 out the 7 analyzed rocks display Nd and Sm content lower than 1 ppm (**Huang et al., 1995**). The Late Ordovician Nd-Sm isochron age at  $444 \pm 27$  Ma (**Zhang & Huang, 1992**), obtained from four gabbroic cumulates and one basalt, is more acceptable and is compatible with the 475 Ma age, obtained by SHRIMP on 24 zircons from an anorthosite (**Jian et al., 2005**). The serpentinite matrix of the mélange includes various-sized boulders of harzburgite (sometimes with chromite), dunite, troctolite, gabbro, anorthosite, plagiogranite,

websterite, gabbroic pegmatite, dolerite and basalts (Zhang et al., 1993; Jin et al., 1999). According to Huang et al. (1995), these ophiolites formed in an oceanic setting, but a back-arc setting cannot be ruled out (Zhang et al., 1993). In the Hongguleng mélangé (Fig. 5.B.2), slices of tuffs, graywackes, and andesitic lavas from the Bulukqi Formation are also exposed in the Sharburt Mountains and limestone interlayers yield Middle to Late Ordovician trilobites, brachiopods and gasteropods (BGMRXUAR, 1993). Further to the west, in the Tarbagatay Mountains (Fig. 5.B.1b), Zhu and Xu (2006) dated a gabbro from the Kujibai ophiolite at  $478 \pm 3$  Ma, reworked into an Early Carboniferous conglomerate. The Hongguleng, Hobuksar and Bayanhe mélangés experienced intense ductile shearing, documented by highly schistose serpentinite matrix and sigmoidal blocks of pillow-basalt, (Fig. 5.B.3a). The mélangé is usually in fault contact with the surrounding younger rocks, except to the east of Hongguleng, where unconformable shallow dipping Late Silurian rocks cover the sub-vertical mélangé rocks (Fig. 5.B.2).

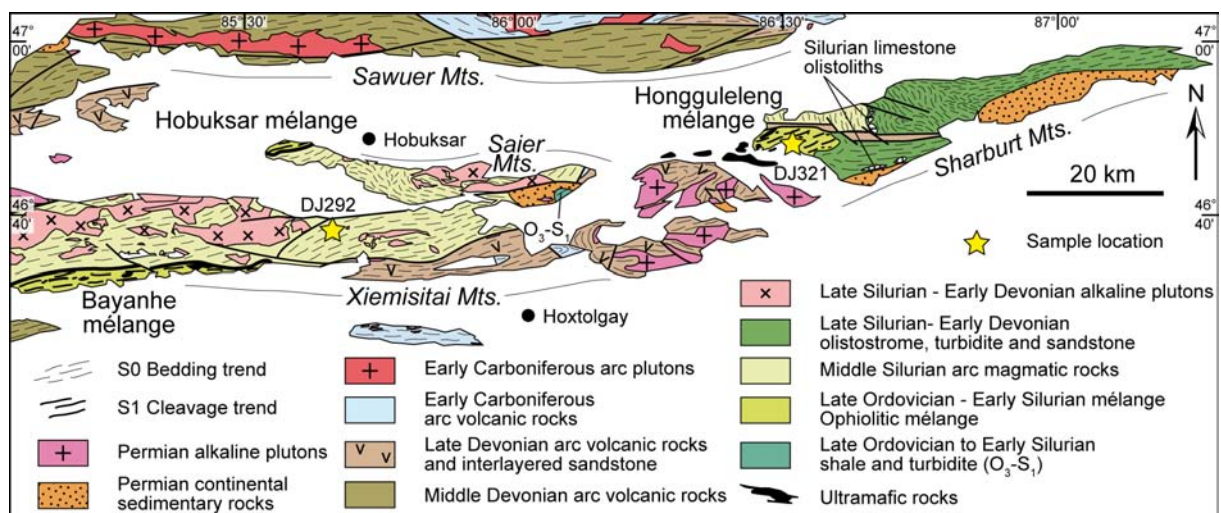


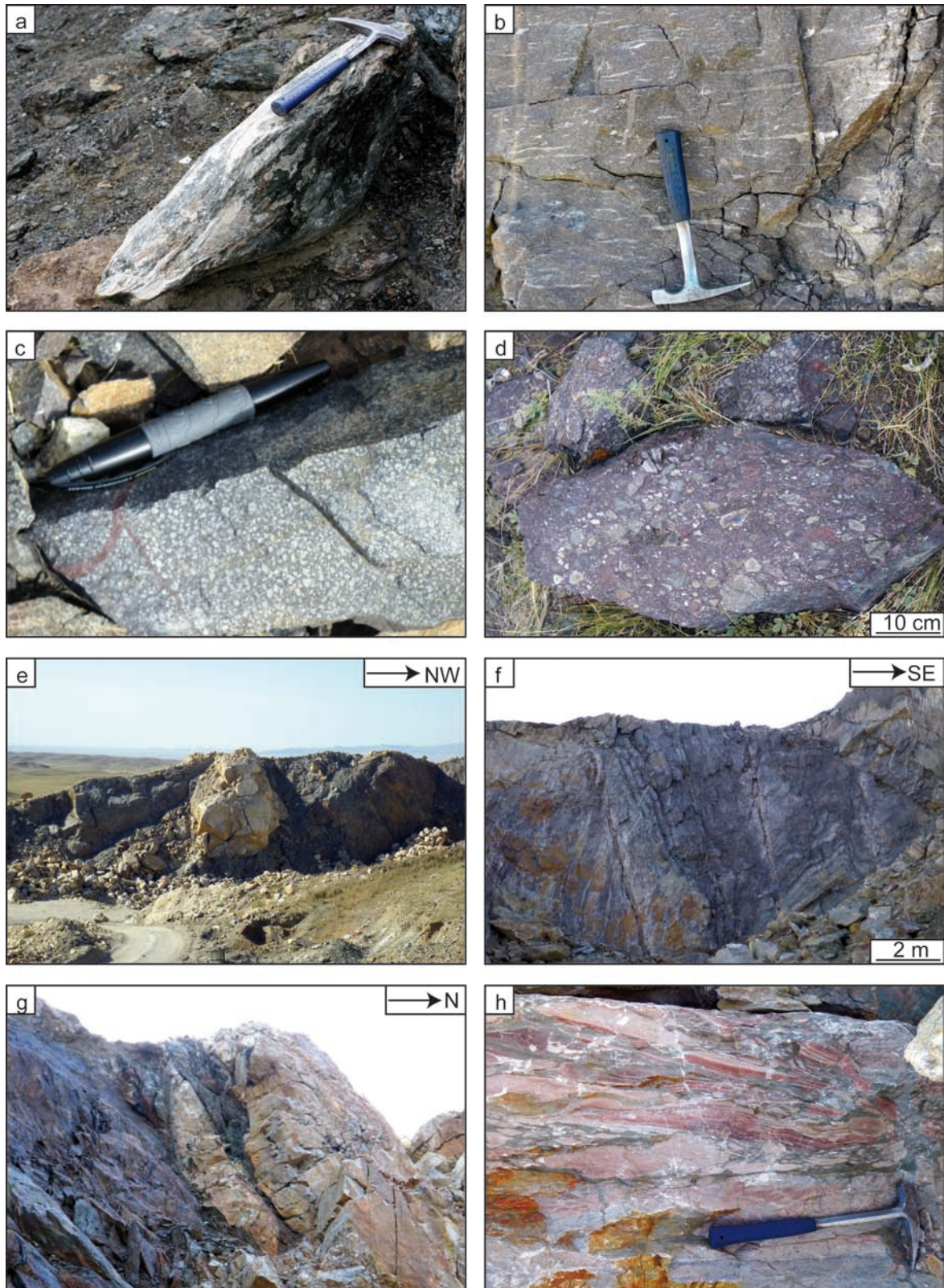
Figure 5.B.2 Geological map of Sharburt-Xiemisitai Mountains (modified after Feng et al., 1989; Chen et al., 2010a), with location of samples.

Middle Ordovician volcanoclastic rocks of the Kekesayi Formation are exposed in the Tarbagatay Mountains (Fig. 1; BGMRXUAR, 1993). Upper Ordovician ashes and tuffaceous sandstones pass upward to an olistostrome, which consists of blocks of conglomerate and limestone included into a shaly matrix. According to Feng et al. (1989), the conglomerate contains boulders of chert, calc-alkaline lavas and ophiolitic rocks. In the Saier Mountains (Fig. 5.B.2), the fossiliferous limestone has yielded Late Ordovician corals, gasteropods and trilobites (BGMRXUAR, 1993). Early Silurian tuffaceous siltstones and graptolite-rich shales (Bulong Formation) conformably overlie the Late Ordovician olistostrome (Feng et al., 1989; Mu et al., 1986). In the Sharburt Mountains (Fig. 5.B.2), a thick pile of volcanic

rocks (Sharburt Formation) is composed of andesitic tuff (*Fig. 5.B.3b*), porphyritic andesite lava and andesitic (*Fig. 5.B.3c*) (**Feng et al., 1989**). The base of the series is not observed (**BGMRXUAR, 1993**). Rare fossils of Middle Silurian age are reported from interlayered sandstone and limestone (**Mu et al., 1986**). The geochemistry of these volcanic rocks is not available. The uppermost part of the formation is composed of a dark greenish to reddish conglomerate, including boulders of the underlying volcanic rocks (*Fig. 5.B.3d*), but also fragments of the Hongguleleng ophiolites (**Jin et al., 1999**). Limestone, containing Ordovician fossils (**Jin et al., 1999**) and Middle Silurian (Wenlock) corals (**Mu et al., 1986**), were initially described as synsedimentary lenses, but our investigations indicate that these blocks are rather olistoliths enclosed in a terrigenous conglomeratic matrix. The size of the blocks can reach several tens of metres (*Fig. 5.B.3e*), and there is no concordance between the bedding of the matrix and the folded bedding within the limestone olistoliths (*Fig. 5.B.3f*). Various-scaled breccias are exposed at the base of the blocks and support a syn-tectonic redeposition setting for the limestone (*Fig. 5.B.3g* and *5.B.3h*). This block-in-matrix formation must not be confused with the serpentinite mélange described above. Instead, it represents a Middle to Late Silurian olistostrome (Wenlock-Pridoli), formed by a gravitational instability.

The Kekexiongkuduke Formation, which overlies the olistostrome, consists of tuffaceous variegated sandstone, and limestone lenses containing Middle Silurian-Late Silurian age (Wenlock-Pridoli) corals and brachiopods (**Mu et al., 1986; BGMRXUAR, 1993**). The volcanoclastic series grades into a thick sequence of pyroclastic-rich turbidites (**Feng et al., 1989**) and is conformably overlain by the lower Devonian clastic sandstones (Hobuksar formation). In the Sharburt Mountains, the base of the Lower Devonian (Wutabulak sub-formation) is similar to the Kekexiongkuduke Formation, with turbidites containing bivalves, graptolites and trilobites (**Mu et al., 1986; Feng et al., 1989**). As shown by ichnofacies variations (**Gong, 1993**), the sedimentary deposits became shallower in the middle Lower Devonian Mangeer sub-Formation, with abundant immature debris (**Wei et al., 2009**). The presence of conglomerate suggests molasse-like deposits. At the top of the Lower Devonian series, calcareous siltstone and limestone contain abundant plant debris (**BGMRXUAR, 1993**). In the Wuerkashier Mountains (*Fig. 5.B.2*), the Lower Devonian rocks of the Malasu and Mengbulak formations are composed of terrigenous clastic rocks interlayered with lavas and tuffs (**BGMRXUAR, 1993**). The base of the middle Devonian (Eifelian) is lacking (**Soto & Lin, 2000; Wei et al., 2009**). Sedimentation starts again at the end of the Middle Devonian





with continental sandstone of the Hujiersite Formation overlain by the variegated tuffaceous sandstone and conglomerate of the Zulumute Formation (BGMRXUAR, 1993). Fossil plant assemblage (Cai & Wang, 1995; Xu & Wang, 2008), and detrital zircon geochronology (Choulet al., submitted) provide a Givetian age for the Hujiersite Formation, whereas the Frasnian age of the Zulumute formation is based on rare plant debris (BGMRXUAR, 1993).

Figure 5.B.3 Field pictures from Xiemisitai and Sharburt Mountains. a: sheared block or serpentinized ultrabasite within the Hobuksar mélange (46.8156°N; 85.5866°E), b: Early to Middle Silurian volcanic tuffs (46.7785°N; 85.7305°E), c: Early to Middle Silurian porphyritic andesite from the Sharburt Mountains (46.8444°N; 86.5096°E), d: Middle to Late Silurian microconglomerate containing volcanic fragments (46.8444°N; 86.5096°E), e to h: Middle to Upper Silurian olistostrome (46.8313°N; 86.6454°E). e: 10 metres-scale limestone block at the base of the olistostrome, f: detail of the folds within a large limestone olistolith, g: limestone block displaying a sigmoid shape, h: details of the limestone breccia occurring at the base of the olistoliths.

The overlying Hongguleleng formation, which should not be confused with the Honggulelleng mélange is composed of calcareous siltstone, calcarenite and limestone. Famennian faunae of conodonts, rugose corals, brachiopods and echinoderms were reported (Xia, 1996; Lane et al., 1997; Soto & Lin, 2000; Waters et al., 2003). To the north, the Middle to Late Devonian rocks of the Sawuer Mountains expose thick sections of andesite and tuff, related to the Sawuer arc (BGMRXUAR, 1993; Shen et al., 2008) (Fig. 5.B.2). The Carboniferous sedimentary deposits are chiefly volcanoclastic turbidites associated with lavas (BGMRXUAR, 1993). Continental molasses deposits usually characterize the Permian deposits (Feng et al., 1989).

A ten of granitic intrusions (A-type granite, diorite, and K-feldspar granite), initially assigned to Permian yield zircon SHRIMP and LA-ICPMS ages ranging from 422 Ma to 405 Ma (Chen et al., 2010a) (Fig. 5.B.2). These Late Silurian-Early Devonian ages imply that the plutons host rocks are older than Late Silurian. These host rocks, composed of a thick sequence of basalts, andesite and tuffs were initially considered as Middle to Late Devonian, on the basis of lithological similarities with the Devonian rocks of Sawuer and Tarbagatay Mountains (BGMRXUAR, 1993). Two other generations of magmatic intrusions are represented in the Sawuer Mountains, firstly by Early Carboniferous granodiorite and diorite (Han et al., 2006; Chen et al., 2010a; 2010b; 2011; Choulet et al., submitted) and secondly by a widespread Late Carboniferous-Permian A-type magmatism (Han et al., 2006; Zhou et al., 2008b; Chen et al., 2010a) (Fig. 5.B.2).

#### B.2.ii The Mayila Unit

The Mayila Unit is poorly studied, as it crops out in a remote area in the southwestern part of West Junggar Mountains (Fig. 5.B.4a). The geographic limit between the Mayila Unit and the Tangbale Unit (next section) is unclear, since a dense net of NE-SW and NW-SE striking faults has disturbed the primary geometry (Fig. 5.B. 1b). Because of these strike-slip faults, the Mayila mélange appears as abnormally thick (more than ten kilometres), and the initially flat planar fabrics are verticalized (Zhang et al., 1993). The Mayila Unit consists of an ophiolitic mélange and sedimentary interlayers. The mélange comprises both ophiolitic and



sedimentary components (Figs. 5.B.4a and 5.B.4b). The ophiolitic blocks are serpentinized peridotite (harzburgite, lherzolite and dunite with chromite), pyroxenite, basalt, chert and limestone, included in a highly schistose serpentinite matrix (Zhang et al., 1993) (Fig. 5.B.5a). Within some blocks, the intricate pattern of reddish shale, chert, hyaloclastite and basalts (Fig. 5.B.5b) suggest a pre-accretion sedimentary mixing process, similar to that observed in modern ocean floor such as in the Gorringe Bank (Lagabrielle and Auzende, 1982). The geochemistry of ultramafic and mafic rocks indicates various environment settings like mid-oceanic ridge, magmatic arc or back-arc basin (Xiao, 1991; Zhang et al., 1995; Wang et al., 2003). Only one zircon SHRIMP U-Pb age of 415 Ma from a pyroxenite of the mélangé is reported (Jian et al., 2005), but the number of analysed grains and the statistical parameters are not mentioned. A middle Silurian age (Wenlock) was obtained from

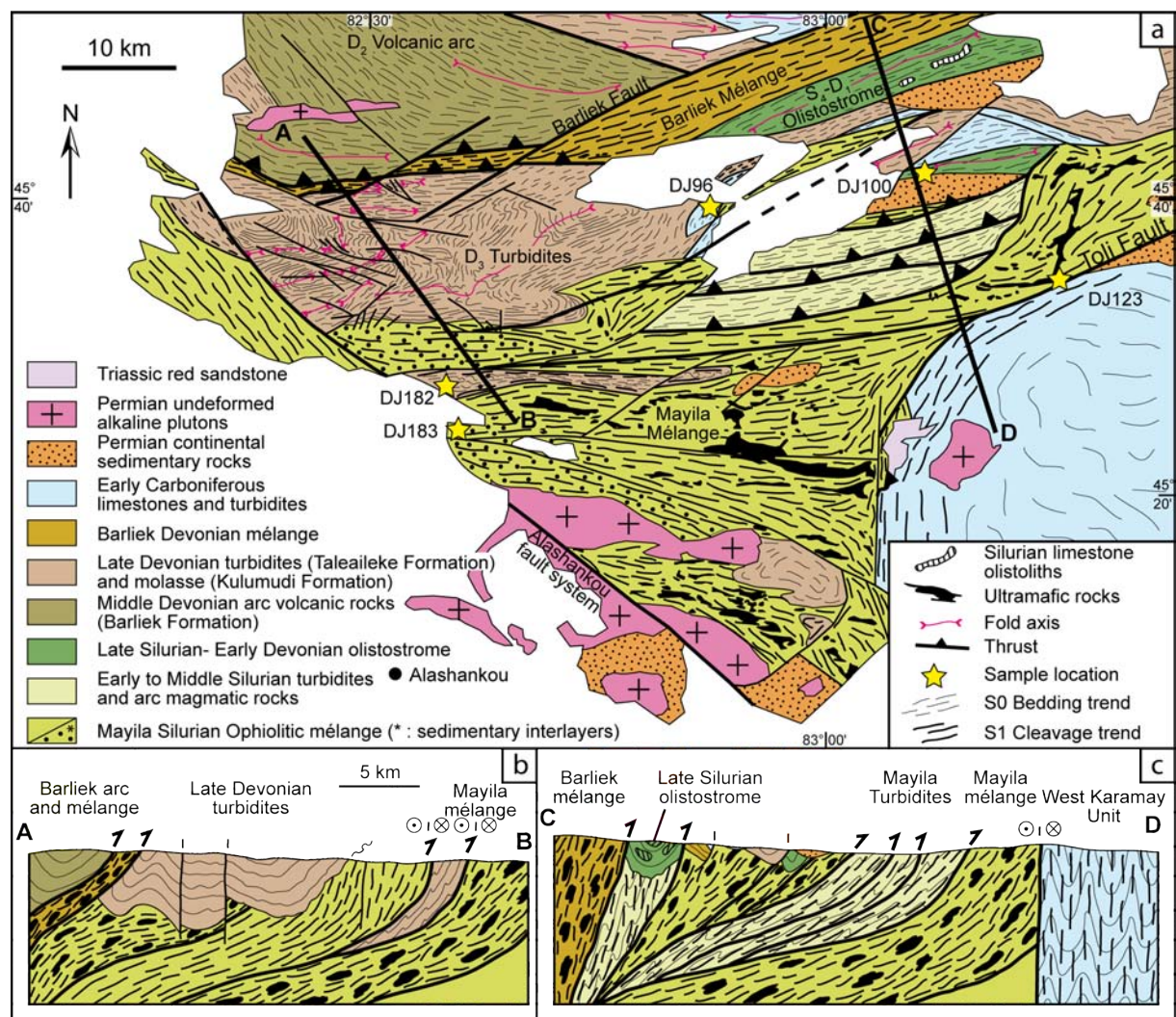


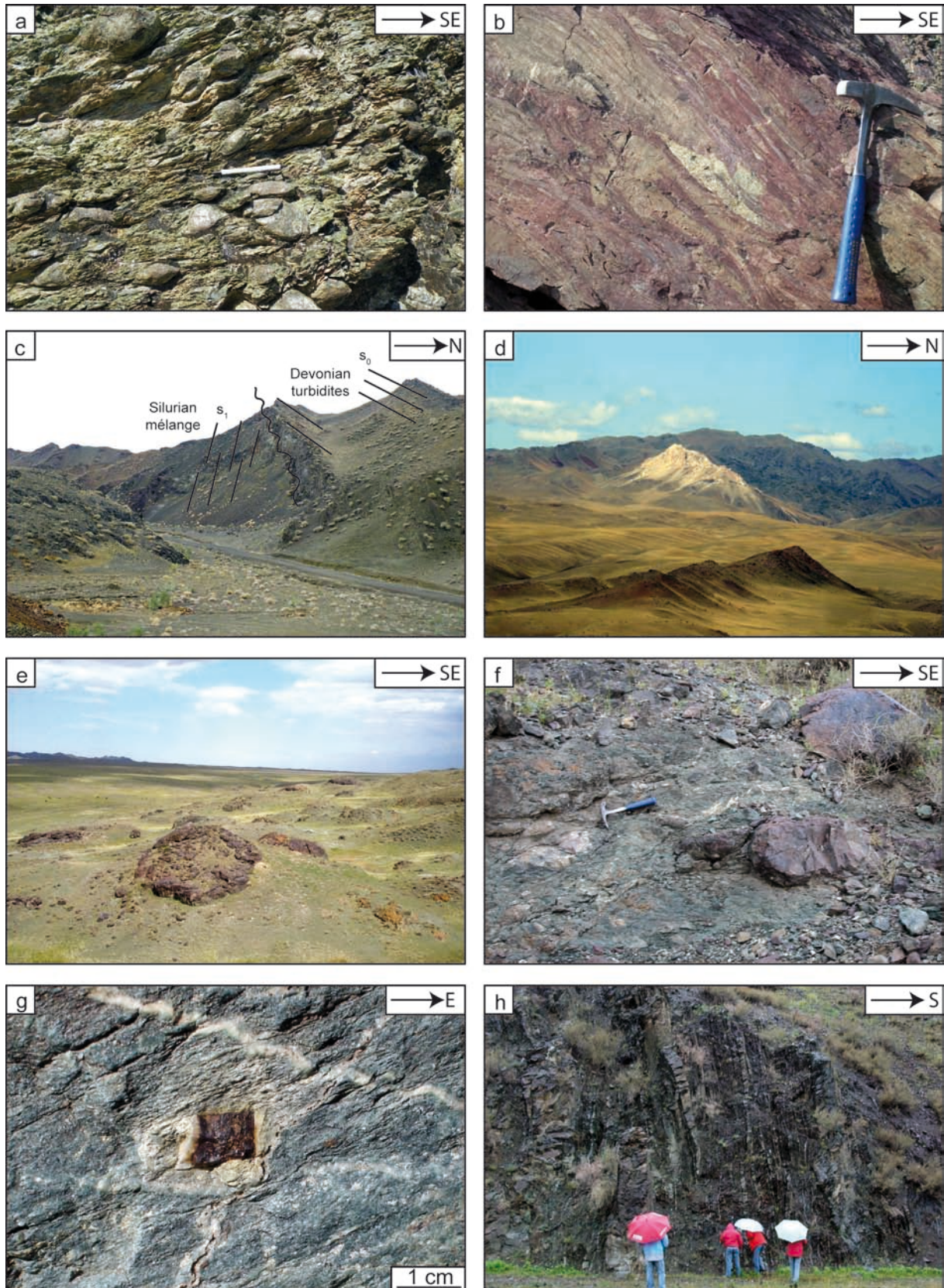
Figure 5.B.4. a: Geological map of the Mayila Mountains, indicating the location of detrital zircon samples (adapted from Buckman & Aitchison, 2004). The structure of the Late Devonian turbidites is inferred from satellite image analysis. b and c: NW-SE and N-S geological sections across the Mayila Unit, illustrating the sliver structure of the mélangé.



radiolarian chert of the Mayila mélange (**Zhang, 1990; Li, 1994**). The mélange is associated with purplish and greenish sediments, probably contemporaneous to the ophiolites. NW striking steeply dipping faults, which probably reactivate pre-existing thrusts, separate the mélange from the Early to Middle Silurian sedimentary formations (**Zhang et al., 1993**) (*Fig. 5.B.4c*). The base of the series is a thick Silurian turbidite sequence (Qiergaye formation), well-exposed in the Tangbale area (**Feng et al., 1989**) (*Fig. 5.B.6*). The Lower Mayila Formation (Ludlow) that might be equivalent to the sedimentary parts of the mélange, contains basalts, cherts, tuffs and sandstones yielding graptolites (**Mu et al., 1986; Feng et al., 1989**). According to **Buckman and Aitchison (2004)**, calc-alkaline intrusions cross cut the Lower Mayila Formation but are overlain by the volcanoclastic turbidites of the Upper Mayila Formation, which contain Middle Silurian (Ludlow) corals, graptolites and brachiopods (**Mu et al., 1986**).

In the Mayila area, Early Devonian deposits are lacking, and sedimentation resumed during the Middle and Late Devonian. First, unconformable terrigenous clastic deposits (Kulumudi Formation), that contains rare Middle Devonian fossils of plants and corals (**BGMRXUAR, 1993**) and Frasnian detrital zircons (**Choulet et al., submitted**) rest upon the mélange rocks. Secondly, the thick sequence of turbidites (Taleaileke Formation), which yielded Late Devonian brachiopods (**BGMRXUAR, 1993**) postdate the emplacement of the Mayila Unit. The basis of the series is a shallow dipping conglomerate, fining upward into turbidite, which rest upon the vertical sedimentary rocks of the Mayila Unit (*Fig. 5.B.5c*). The Taleailek Formation grades upward to the Early Carboniferous Kalagandi Formation, which also display turbidites, associated with limestone and calcareous turbidite (**BGMRXUAR, 1993**). The Taleailek Formation experienced two successive folding episodes, with first upright folds followed by folding around a vertical axis induced by Permian strike-slip faults (*Figs. 5.B.4a*). Locally, slivers of Late Devonian rocks overthrust the Mayila mélange (**Zhang et al., 1993**), suggesting that the present structure was acquired after Devonian (*Fig. 5.B.4b*). To the north of the Mayila Unit, the Givetien to Frasnian Barliek Formation comprises sandstone, conglomerate, volcanoclastic turbidites and limestone interlayered with tuffs and andesitic lavas to form the Barliek arc (**Feng et al., 1989; BGMRXUAR, 1993; Buckman & Aitchison, 2004**) (*Figs. 5.B.1b and 5.B.4a*).

To the north of Mayila Unit, limestones do not form a coherent sedimentary series, but rather appear as ten to hundred metres scale olistoliths (*Figs. 5.B.4a and 5.B.5d*) within a sandstone-siltstone matrix. A deformed sedimentary breccia, with limestone and cherty



pebbles develops at the base of the blocks. Green sandstone and fine greywacke are also present, as well as a thick sequence of red chert and reddish mudstone. The age of this gently folded series is not constrained as only limestone olistoliths have yielded Silurian corals and crinoids (BGMRXUAR, 1993).

Figure 5.B.5 Field pictures from Mayila and Tangbale Mountains. a: Phacoid of peridotite, with serpentinite shear bands from the Mayila mélange (45.3473°N; 83.0671°E), b: intricate association of reddish shale and hyaloclastite from a block of the Mayila mélange. This illustrates the pre-accretionary processes that took place in the ocean floor (45.6456°N; 83.1463°E), c: Angular unconformity between the high-angle southward dipping Silurian purplish to greenish sedimentary mélange (left and bottom) and the shallow dipping Devonian turbidites of the Taleaileke Formation (right and top). The contact is also marked by a five metres thick Devonian conglomerate (45.5133°N; 82.5381°E), d: hundred metres-scale Silurian limestone olistolith at the piedmont of the Barliek Mountains (45.7668°N; 83.1113°E), e: typical landscape of the Tangbale mélange along the Dalabute Fault Valley, with knockers of red chert (45.4329°N; 84.0166°E), f: Detail of sigmoidal blocks of red chert, greenish basalts and gabbro within a serpentinite matrix, in the Tangbale mélange (46.3815°N; 84.0300°E), g: pyrite crystal in greywacke levels of the Qiargaye formation (Tangbale area). Asymmetry of the calcite-quartz tails is consistent with a top-to-the east kinematics and the thrusting of the Qiargaye Formation over the Tangbale mélange (45.3168°N; 83.9008°E). The slaty cleavage, controlled by pressure-solution present an apparent offset of the veinlet. h: volcanoclastic turbidites of the Qiargaye Formation, showing disrupted sandstone beds (45.2819°N; 83.8031°E).

The Barliek ophiolitic mélange is exposed in the southern piedmont of the Barliek Mountains (*Figs. 5.B.1b* and *5.B.4a*). The formations of the Barliek arc seem to overthrust this mélange that itself overthrusts the Taleailek Formation (*Fig. 5.B.4b*). The age of these contacts is unknown. The mélange contains blocks of peridotite, basalt, gabbro, chert, limestone and greywacke included in a serpentinite matrix. The rare geochemical data from basalts indicate a within-plate origin (**Zhang, 1990**). Presently, no time constraints are available and, alternatively, Devonian or Ordovician age is assumed for the Barliek Mélange is assumed Devonian (**Feng et al., 1989; Zhang et al., 1993; Buckman & Aitchison, 2004**).

### *B.2.iii The Tangbale Unit*

The Tangbale Unit, exposed as a ten kilometres stripe, to the south of the West Junggar Mountains, is partly covered by the Cenozoic and Quaternary sediments of the Junggar basin (*Fig. 5.B.6a*). To the northwest and to the east, the Permian Dalabute strike-slip fault (**Allen & Vincent, 1997; Choulet et al., 2011**) separates the Tangbale Unit from the Early Carboniferous West Karamay Unit (*Fig. 5.B.6a*). From north to south, the Tangbale Unit consists of Early to Middle Silurian turbidites and an ophiolitic mélange. The Tangbale ophiolitic mélange is composed of blocks of peridotite (harzburgite, dunite with minor lherzolite), pyroxenite, gabbro, basalt and chert included in a highly sheared serpentinite matrix (**Huo, 1984; Feng et al., 1989; Zhang et al., 1993**) (*Fig. 5e*). Blueschists and amphibolite blocks are also reported at several localities (**Guo, 1983; Feng et al., 1989; Zhang, 1997**), but the mélange chiefly displays greenschist facies assemblages. The serpentinite is often transformed to listwaenite (**Buckman & Aitchison, 2004**). In their terrane analysis, **Buckman and Aitchison (2004)** proposed to distinguish a Tangbale terrane comprising the ophiolitic mélange from a Kekesayi terrane characterized by a disrupted sequence of basalt-chert-tuff, since the Cambrian ophiolite was older than the Middle



Ordovician volcanic-sedimentary rocks. However, as all blocks of the Tangbale and Kekesayi terranes are included in the same matrix, it is simpler to consider a single *mélange* unit containing blocks of various ages and origins (Fig. 5.B.6a). According to Wang et al. (2003), the harzburgites are highly depleted mantle peridotites and formed in an environment associated with a subduction zone, like a supra-subduction zone setting (Zhang et al., 1993; Buckman & Aitchison, 2004). Pillow basalts, gabbro, and mafic lavas show a large geochemical variety with MORB-type mafic rocks (Wang et al., 2003; Buckman & Aitchison, 2004), supra-subduction zone basalts (Zhang et al., 1993), OIB-type rocks (Zhang et al., 1993; Buckman & Aitchison, 2004), and island arc basalt (Wang et al., 2003).  $\epsilon\text{Nd}$  values of the basalts and gabbros range from +7.3 to 7.9 (Zhang et al., 1995). A plagiogranite of the *mélange* has yielded a titanite Pb-Pb age at  $523.7 \pm 7.2$  Ma (Kwon et al., 1989). A layered gabbro was also dated at  $531 \pm 15$  Ma by SHRIMP method (Jian et al., 2005). Younger Sm/Nd isochron ages at  $489 \pm 53$  Ma and at  $447 \pm 56$  Ma were obtained from gabbros and basalts, respectively (Zhang & Huang, 1992; Zhang et al. 1993). Blueschist

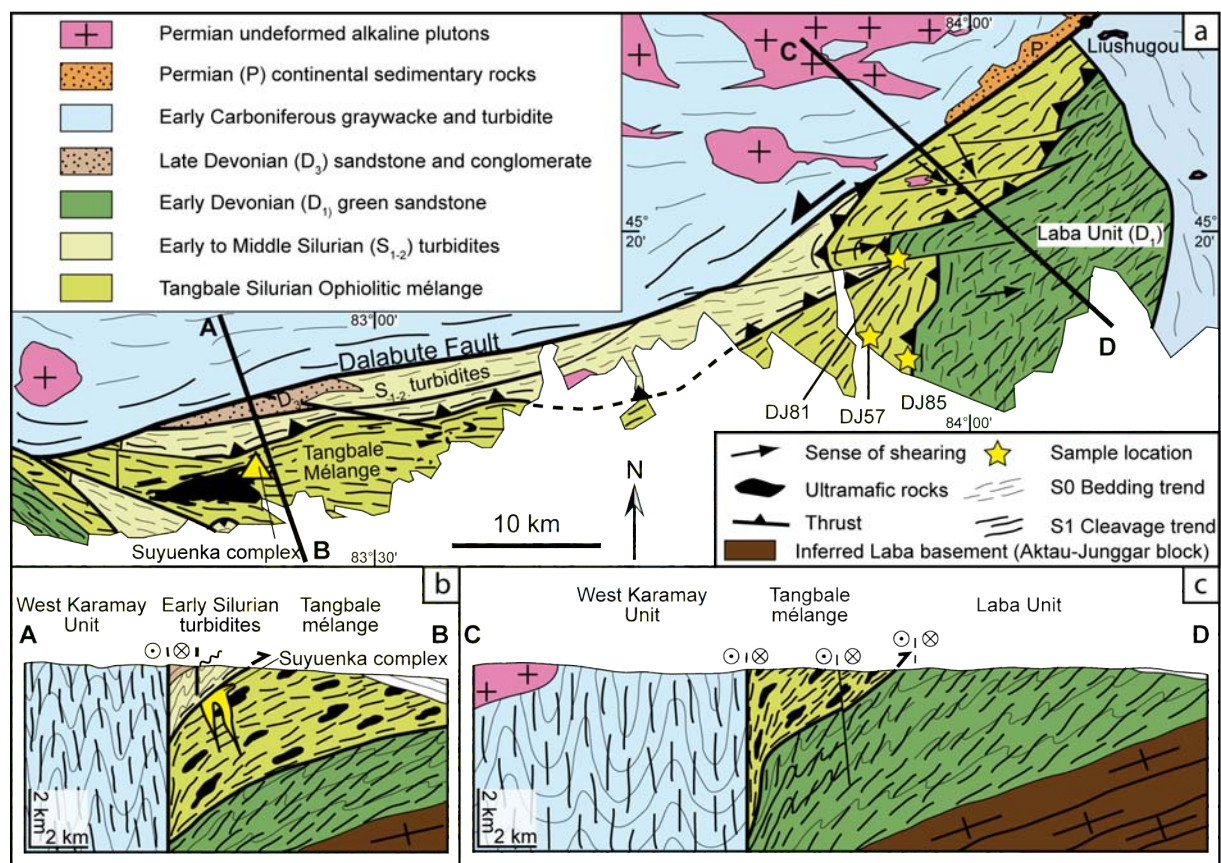


Figure 5.B.6 a: geological map of Tangbale area (modified after Feng et al., 1989), b and c: N-S and NW-SE geological sections across the Tangbale Unit, illustrating the thrusting of the Qiangaye turbidites over the Tangbale *mélange*, and the Tangbale *mélange* thrusts over the Laba Unit. The basement of the Laba unit is not observable but a Precambrian block is suspected from geochemical evidence (Tu, 1993; Hu et al., 2000; Chen et al., 2002 see section B.2.iii for discussion).

were dated by Ar-Ar method at  $458.2 \pm 2.5$  Ma and  $470.2 \pm 2.3$  Ma (**Zhang, 1997**). Middle Ordovician (Llandeilan) radiolarians were reported from cherty blocks (**Wang, 1982; Buckman & Aitchison, 2001**). Furthermore, a greywacke block from the mélange display an Early Silurian maximum deposition age (**Choulet et al., submitted**). The Tangbale mélange experienced a ductile deformation, as documented by the shear bands and the sigmoidal chert blocks (*Fig. 5.B.5f*). Except along the Dalabute fault where a vertical foliation is pervasive, the mélange displays a shallow, NW dipping foliation and a NW-SE striking lineation (*Figs. 5.B.5f, 5.B.6b and 5.B.6c*). The mélange is locally reworked by late strike-slip faults along which the foliation is reoriented into a N-S direction, and the lineation strikes E-W (*Fig. 5.B.6a*).

To the northwest, the mélange is overthrust by turbidites of the Qiargaye formation (*Fig. 5.B.6b*). Although this contact was not directly observed, the top-to-the-E or to the SE shear criteria, like asymmetric quartz fibers on pyrite (*Fig. 5.B.5g*), document such a kinematics. **Feng et al. (1989)** and **Buckman and Aitchison (2004)** already proposed this geometry, but field evidence was not displayed. The Qiargaye formation consists of folded volcanoclastic turbidites (**Feng et al., 1989**), with disrupted sandstone beds (*Fig. 5.B.5h*). According to **Feng et al. (1989)** and **Zhang et al. (1993)**, these turbidites contain olivine, chromite, gabbro and chert clasts, suggesting that the Qiargaye formation partly reworks the Tangbale Mélange. However, the occurrence of quartz and feldspars clasts, as well as basalt and andesite debris, indicates a prominent volcanic arc provenance (**Choulet et al., submitted**). U-Pb detrital zircon geochronology indicates sources of Lower to Middle Ordovician age (**Choulet et al., submitted**). The 434-437 Ma maximum deposition ages (**Choulet et al., submitted**) are consistent with the Llandoveryan age assignment based on graptolite, coral, brachiopod and trilobite faunae (**Mu et al., 1986; Feng et al., 1989; BGMRXUAR, 1993**).

The Suyenka magmatic complex consists of andesite, diorite dacite and tuff, which display a calc-alkaline signature suggesting an intra-oceanic island-arc setting (**Buckman & Aitchison, 2004**) (*Fig. 5.B.6*). The age of this magmatic suite is not constrained yet, but a Late Ordovician-Early Silurian age is suspected, since the Suyenka Complex intrudes the Tangbale mélange and the unconformable Silurian turbidites (Qiargaye formation) rest upon the magmatic rocks (**Buckman & Aitchison, 2004**).

To the southeast of the Tangbale mélange, a thick sequence of sandstone, graywacke and shale was reported as the Laba Unit or Terrane (**Feng et al., 1989; Buckman &**

**Aitchison, 2004**). These terrestrial clastic rocks are deformed by recumbent folds overturned to the SE or E, coeval with a NW to W dipping axial plane cleavage, and a NW-SE to E-W trending lineation (*Fig. 5.B.6c*). Top-to-the-E shear criteria indicate that the Laba Unit was overthrust by the Tangbale mélange (*Fig. 5.B.6a*). These sedimentary rocks were buried at metamorphic conditions up to amphibolite facies (**Buckman & Aitchison, 2004**). An Early Ordovician age is usually assumed (**Feng et al., 1989; Buckman & Aitchison, 2004**), but this is merely because sandstone and shales of the Laba Unit are more deformed than the surrounding rocks (**Zhang et al., 1993**). U-Pb geochronology of detrital zircons from a metasandstone of Laba Unit yields an Early Devonian maximum deposition age (**Choulet et al., submitted**). The lower part of the Laba Unit is unknown (*Fig. 5.B.6c*), but a Precambrian basement is suspected since some metamorphosed tuffs and phyllite yield Meso-Proterozoic model ages (**Tu, 1993; Hu et al., 2000; Chen et al., 2002**). The Late Devonian molasse of the Kulumudi Formation is exposed to the NW of Tangbale.

Table 5.B.1 Detrital sample localities and detailed petrographic analysis.

| Sample | Coordinates            | Lithology            | Detailed petrography  | Stratigraphic assignement   | Stratigraphic age | Sampling environment            |
|--------|------------------------|----------------------|---|-----------------------------|-------------------|---------------------------------|
| DJ57   | 45.2581°N<br>83.9373°E | Greywacke (MS)       | Qz. (60%), LF (35%), fsp. (5%)                              | Ebinur - Kekesayi Terrane * | U. Ord. - L. Sil. | Block within ophiolitic mélange |
| DJ81   | 45.3110°N<br>83.9340°E | Greywacke (MS)       | Qz. (50%), LF (40%) fsp. (10%)                              | Laba Terrane *              | Ord. ?            | Detrital series                 |
| DJ85   | 45.2297°N<br>83.9632°E | Greywacke (CS)       | Fsp. (45%), qz. (25%), LF (15%, bas. + and.), chl. (10%)    | Ebinur - Kekesayi Terrane * | U. Ord. - L. Sil. | Block within ophiolitic mélange |
| DJ96   | 45.6489°N<br>82.8918°E | Greywacke (CS)       | fsp. (30%), LF (50%, and.), Qz. (15%), micas (5%), cc., FTO | Toli Terrane *              | L. Dev. - U. Dev. | Turbidite series                |
| DJ100  | 45.6602°N<br>83.0923°E | Green sandstone (MS) | Qz (80%), LF (10%) fsp. (10%), cc., FTO.                    | Mayila Terrane *            | M. Sil. - U.Sil.  | Detrital series                 |
| DJ123  | 45.5621°N<br>83.2568°E | Greywacke (CS)       | Qz (50%), fsp. (25%), LF (15%, and.), chl. (10%), pp.       | Mayila Terrane *            | M. Sil. - U.Sil.  | Block within ophiolitic mélange |
| DJ182  | 45.4447°N<br>82.6068°E | Greywacke (CS)       | fsp. (50%), Qz (25%), LF (15%, and.), chl. (5%), ep.        | Mayila Terrane *            | M. Sil. - U.Sil.  | Turbidite series                |
| DJ183  | 45.3979°N<br>82.6098°E | Greywacke (CS)       | qz. (30%), LF (30%, bas.), fsp. (15%), chl. (15%), ep., hb. | Mayila Terrane *            | M. Sil. - U.Sil.  | Block within ophiolitic mélange |

### B.3 Sampling and Results

In order to better constrain the Early Palaeozoic geological evolution of West Junggar, and especially the timing of subduction-accretion processes, samples were collected for U-Pb geochronology and geochemistry. Eight clastic rocks were sampled from Tangbale and Mayila Units for U-Pb detrital zircon geochronology (*Figs. 5.B.4a and 5.B.6a*). Sample location and petrographic details are available in *Table 5.B.1*. In addition, a felsic volcanic rock (sample DJ292) and a gabbro cumulate (sample DJ321) were sampled in the Chingiz-



Tarbagatay Unit for U-Pb dating (Fig. 5.B.2). Four basalts-andesites from the Sharburt suite (samples DJ380 to DJ383), four dacites-rhyolites from the Xiemisitai suite (samples DJ288 to DJ292) and a basaltic dyke (DJ294) that crosscut the Xiemisitai suite (Fig. 5.B.2) were also analysed for elemental and isotopic geochemistry. Sm-Nd isotopes were also determined for samples DJ288, DJ289 and DJ294.

*B.3.i U-Pb geochronology*

Cathodoluminescence (CL) images were taken at the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing (IGGCAS). LA-ICPMS U-Pb datings were carried out at IGGCAS (for 6 out of 8 samples) and at Nanjing University (samples DJ57 and DJ81). An Agilent 7500a Q-ICPMS and a GeoLas PLUS 193nm excimer ArF laser ablation system were used for U-Pb isotopic measurements (c.f. appendix *Tables X.C.4* and *X.C.5*). For samples DJ321 and DJ100, a simultaneous determination of U-Pb and Lu-Hf isotopes was carried out at IGGCAS by using a MC-ICPMS. Details regarding instrument setting and analytical procedure are given in **Xie et al. (2008)** and **Wu et al. (2010)**. Maximum depositional ages are determined from the mean of the youngest three coeval concordant grains (e.g., **Dickinson & Gehrels, 2009**), and reported in *Table 5.B.2*. Hf isotopic ratios,  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ , and Hf model ages were calculated using a decay constant for  $^{176}\text{Lu}$  of  $1.93 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$  (**Blichert-Toft & Albarède, 1997**) and details regarding their calculations are in appendix (*Table X.C.6*).

Table 5.B.2 Synoptic table of detrital zircons ages.

| Sample | Units    | Youngest age  | Main population (N/N <sub>0</sub> ) <sup>†</sup> | Other populations (N/N <sub>0</sub> ) |
|--------|----------|---------------|--|---------------------------------------|
| DJ57   | Tangbale | 421 ± 7 Ma *  | 448 Ma   | cf. fig. XX                           |
| DJ81   | Tangbale | 401 ± 8 Ma    | 426 Ma   | 450 Ma                                |
| DJ85   | Tangbale | 421 ± 8 Ma ** | 437 Ma   | -                                     |
| DJ96   | Mayila   | 337 ± 10 Ma   | 373 Ma   | -                                     |
| DJ100  | Mayila   | 419 ± 11 Ma   | 438 Ma   | cf. fig. XX                           |
| DJ123  | Mayila   | 432 ± 10 Ma   | 448 Ma   | -                                     |
| DJ182  | Mayila   | 388 ± 8 Ma    | 430 Ma   | -                                     |
| DJ183  | Mayila   | 422 ± 9 Ma    | 459 Ma   | -                                     |

CL images show broken euhedral zircon grains with growth and sector zonings for all samples except for green sandstone of sample DJ100 (c.f. appendix *Fig. X.C.1*). These features indicate a magmatic origin for these grains. Zircons from sample DJ100 show a both euhedral grains

with growth zoning and rounded grains without internal zoning pattern (*Fig. X.C.1*). Such features may indicate a mixing of zircon grains with magmatic and metamorphic origin. U-Pb isotopic ratios of our samples plot along the Concordia Line (c.f. appendix *Fig. X.C.2*) without significant discordance (*Table X.C.4*). Except for samples DJ57 and DJ100, and for two grains from DJ96, detrital zircons are Palaeozoic.

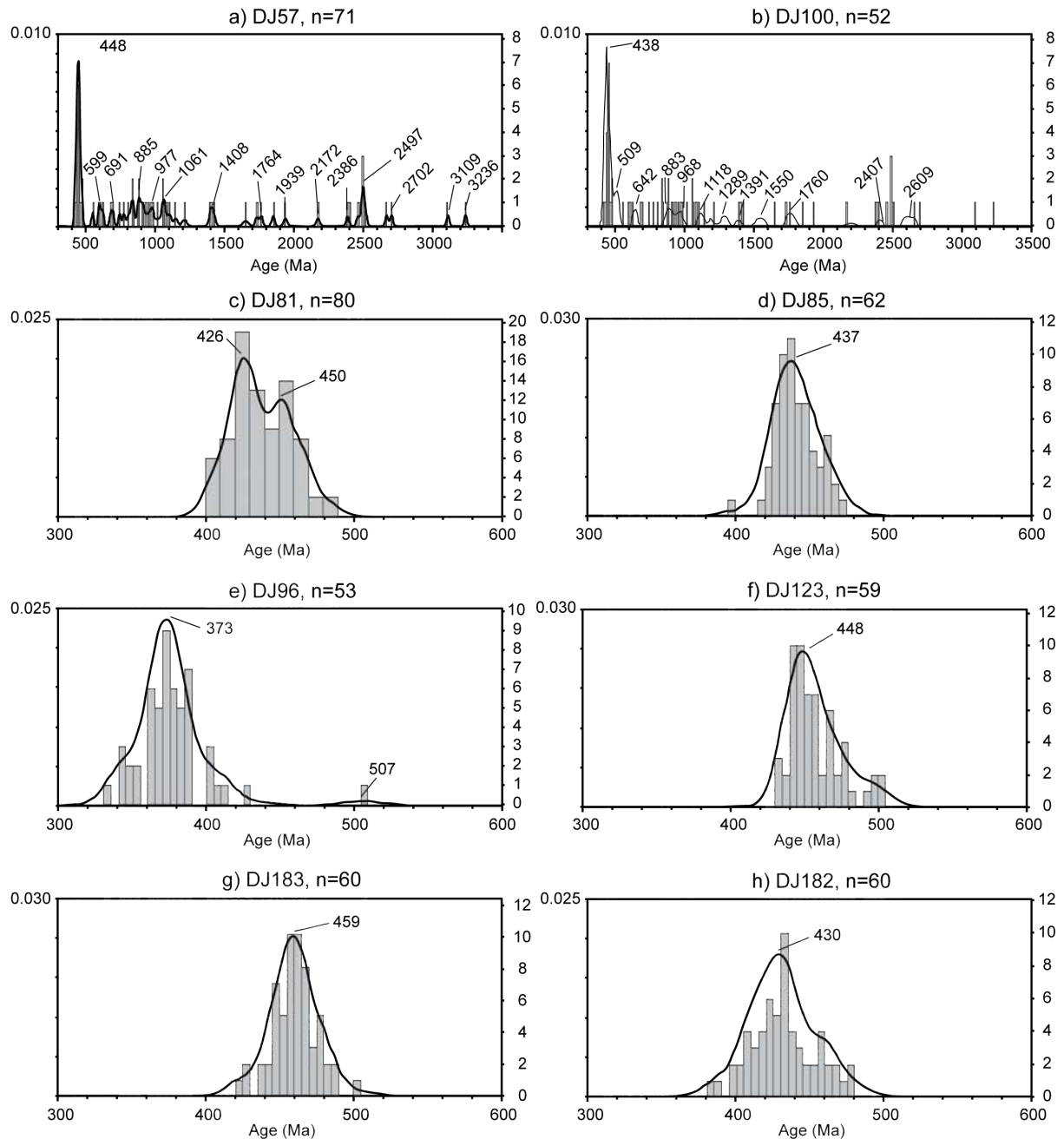


Figure 7 Relative probability diagrams (with corresponding histogram) for detrital zircon  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages (< to 1000 Ma) and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages (> to 1000 Ma) from eight samples of Tangbale and Mayila areas (sample location is given in Figs. 5.B.4 and 5.B.6).

Age spectra for detrital zircons are presented in *Fig. 5.B.7*, and results are summarized in *Table 5.B.2*. Sample DJ57 show a prominent peak at 448 and subsidiary populations at 559 Ma, 691 Ma, 885-977 Ma, 1061 Ma, 1408 Ma, 1764 Ma, 1939 Ma, 2171 Ma 2386 Ma, 2497 Ma, 2707 Ma, 3109 Ma and 3236 Ma (*Fig. 5.B.7a*). We calculated a Late Silurian maximum age of deposition (*Table 5.B.2*). An Early Devonian maximum age of deposition is computed for sample DJ100 (*Table 5.B.2*), which exhibits population peaks at 438Ma, 509 Ma, 642, 883-968 Ma, 1118 Ma, 1289 Ma, 1391 Ma, 1550 Ma, 1760 Ma, 2407 Ma and 2609 Ma (*Fig. 5.B.7b*). For all other samples, unimodal distribution was observed. Peaks are relatively

narrow and maximum deposition age is close to peak age. Sample DJ81 displays a maximum deposition age at  $401 \pm 8$  Ma, with a major and minor population peak at 426 Ma and 450 Ma, respectively (Fig. 5.B.7c). A maximum deposition age at  $421 \pm 8$  Ma and a population peak at 437 Ma were calculated for DJ85 (Fig. 5.B.7d). Early Carboniferous maximum deposition ages were determined for sample DJ96, with a Late Devonian prominent peak (Fig. 5.B.7e). In addition, one Cambrian zircon and two Early Proterozoic zircons were recorded. Samples DJ123 and DJ183 from greywacke blocks of the Mayila mélange show an Early to Middle Silurian maximum age of sedimentation and a Late Ordovician population peaks (Figs. 5.B.7f and 5.B.7g). A maximum deposition age at  $388 \pm 8$  Ma and a population peak at 430 Ma were calculated for DJ182 (Fig. 5.B.7h).

Sample DJ321 is a cumulative gabbro that was collected from a ten metres-sized block in the Hongguleleng mélange ( $46.8324^\circ\text{N}$ ;  $86.4858^\circ\text{E}$ ; Fig. 5.B.2). This coarse-grained gabbro is made up of plagioclase (75%) and tremolite (25%), with occasional quartz. Twenty-three zircon grains yield a Concordia age (Ludwig, 1998) of  $488 \pm 3$  Ma with a fitting probability of 0.91 (Fig. 5.B.8a and Table X.C.5). Sample DJ292 is a rhyolite from Xiemisitai. The outcrop is located along S318 road, twenty kilometres to the south of

Hobuksar city ( $46.6505^\circ\text{N}$ ;  $85.6371^\circ\text{E}$ ; Fig. 5.B.2). The rock is orange in colour, with graphic texture (Fig. 5.B.9a) composed of orthoclase and quartz. Sample DJ292 belongs to the thick sequence of volcanic rocks, previously ascribed to Late Devonian. Since Late-Silurian-Early Devonian plutons intrude these volcanic rocks, this series is pre-Late Silurian (Chen et al., 2010a). Eleven zircons give a Concordia age at  $435 \pm 2$  Ma, with a probability of 0.71 (Fig. 5.B.8b and Table X.C.5).

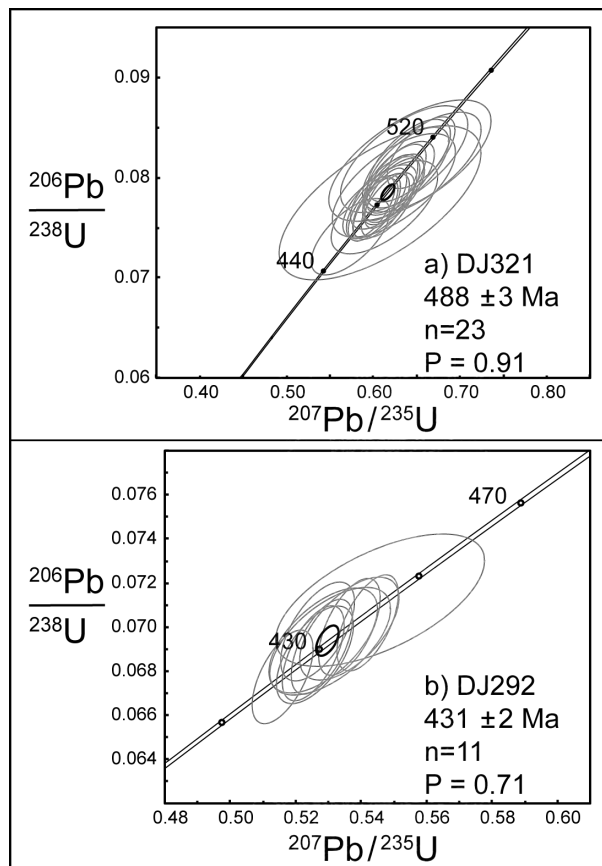


Figure 5.B.8 Concordia plots for magmatic zircon grains from samples DJ292 and DJ321, with CL images of representative zircons (sample location in Fig. 5.B.2).

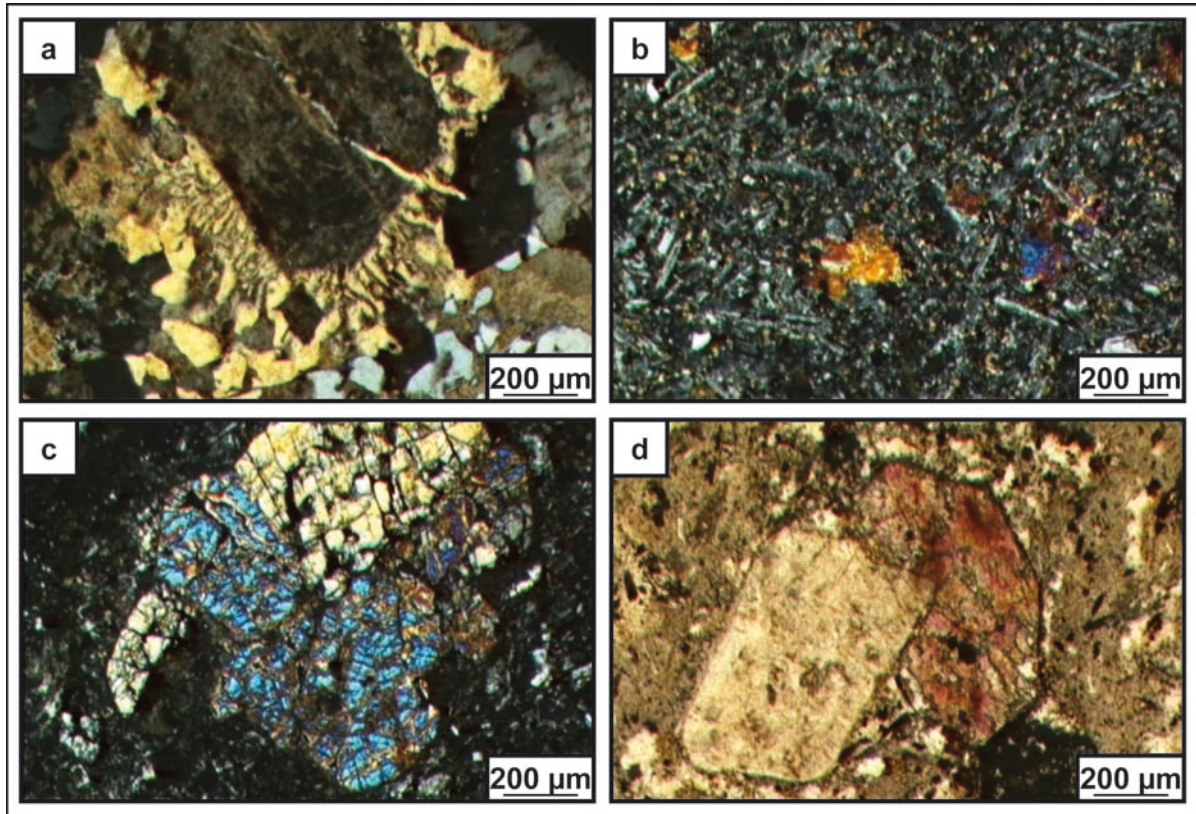


Figure 5.B.9 Microphotographs from volcanic rocks of the Sharburt-Xiemisitai Suite. a: graphic texture with quartz and alkali feldspar surrounding an orthoclase (46.6505°N; 85.6371°E), b: Basaltic andesite from Sharburt, showing plagioclase microlites and small plagioclase and clinopyroxene crystals (46.8530°N; 86.5409°E), c: Clinopyroxene megacryst aggregate in a basaltic andesite from Sharburt (46.8530°N; 86.5409°E), d: piedmontite euhedral grain in a dacite from the Xiemisitai Mountains (46.6547°N; 86.6391°E).

### B.3.ii Lu-Hf isotope compositions

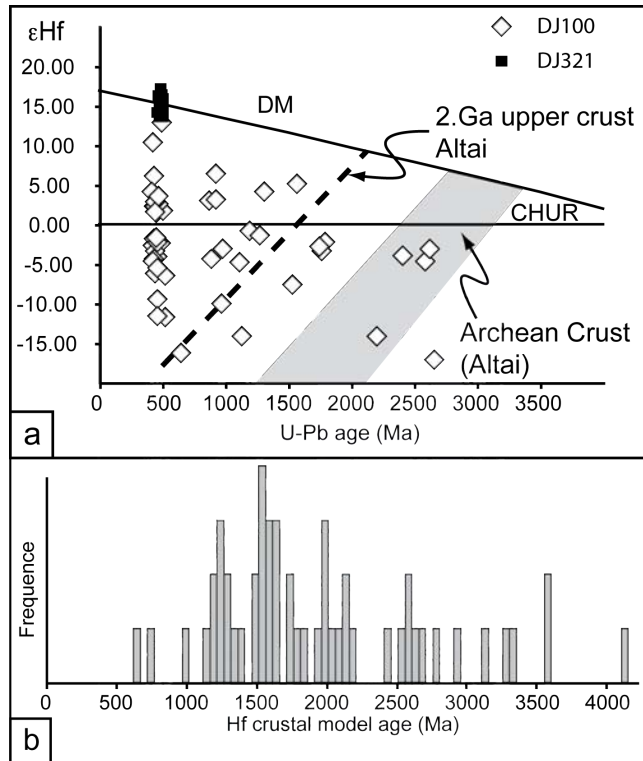
For sample DJ321, Hf isotopic ratios are close to the values of the Depleted Mantle, with  $\epsilon_{\text{Hf}}$  ranging from +13.6 to +17.2 (Fig. 5.B.10a and Table X.C.6). Single stage model ages ( $T_{\text{DM}}$ ) are Cambrian or Late Neoproterozoic. For sample DJ100,  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values display an important variability (Fig. 5.B.10a and

Table X.C.6). Early Palaeozoic zircons show  $\epsilon_{\text{Hf}}$  ranging from -11 to +13.  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values for zircons of Early Neoproterozoic age vary from -9.8 to +6.6. Late Palaeoproterozoic to Mesoproterozoic zircons display  $\epsilon_{\text{Hf}}$ , bracketed between -23.9 and + 5.4.  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values of Late Archean to Early Palaeoproterozoic zircons age are exclusively negative and vary from -16.6 to -2.9. Hf crustal (or two-stages) model ages range from 600 Ma to 4200 Ma, with prominent peaks at 700Ma, 1200-1400 Ma, 1500-1800 Ma, 2000-2200 Ma, 2500-2800 Ma and 3100-3350 Ma (Fig. 5.B.10b).

Figure 5.B.10 a: Plot of  $\epsilon\text{Hf}(t)$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages.  $\epsilon\text{Hf}(t)$  of magmatic zircons from sample DJ321 overlap the DM curve and indicate a pure juvenile origin.  $\epsilon\text{Hf}(t)$  values of detrital zircons from sample DJ100 fluctuate from positive to negative and suggest a juvenile origin with major crustal contamination, and important old crust recycling. b: histogram of two-cycle (crustal) Hf model ages ( $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ). Details regarding  $\epsilon\text{Hf}(t)$  and  $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$  calculation are given in Table X.C.6.

### B.3.iii Major and trace elements

For 7 out of 9 samples from the Xiemisitai-Sharburst suite, major elements and traces were determined by ICP-MS at the SARM-CRPG, Nancy (France), following procedures of **Carignan et al. (2001)**. For the 2 other samples, major elements were analysed by XRF at the



Department of Geological Sciences, National Taiwan University (NTU, Taipei) and trace elements were determined by ICP-MS at NTU. Details regarding the analytical procedures are given by **Yang et al. (2005)**. Nd isotopic compositions were also determined for the samples from Xiemisitai Mountains, at the Institute of Earth Sciences, Academia Sinica (Taipei). Procedures of chemical separation and analysis are described by **Jahn et al. (2009)**.

The Sharburst-Xiemisitai suite comprises porphyritic andesite and basaltic andesite, but basalt, dacite and rhyolite were also recognized. In the Sharburst area, four andesitic basalts were collected (*Fig. 5.B.2*). All samples display a prominent porphyritic texture, with plagioclase phenocrysts in a purplish matrix. This matrix presents a flow structure with oriented plagioclase microlites (*Fig. 5.B.9b*). Small crystals of clinopyroxene (*Fig. 5.B.9c*) and, occasional olivine are visible, but intense secondary chloritisation is usually prominent. In the Xiemisitai area, dacites and rhyolites were collected. Euhedral quartz and feldspars (plagioclase and orthoclase) are visible either as phenocrysts or as microliths. Fe-Mg minerals are represented by secondary chlorite replacing biotite. Euhedral crystals and needles of piemontite (a Mn-bearing epidote) were recognized in sample DJ290 (*Fig. 5.B.9d*). Piemontite usually occurs in low to medium grade metamorphic rocks, but piemontite was also described in magmatic and metasomatic environments (**Bonazzi & Menchetti, 2004**). In addition, we collected a basaltic sample (DJ194) from a dyke that crosscut the dacites and the

rhyolites of Xiemisitai Mountains. This basalt shows microlites of plagioclase, clinopyroxene and olivine, rare plagioclase phenocrystals and original bubbles filled by secondary calcite.

Table 5.B.3 Geochemical data of felsic and mafic rocks from Xiemisitai and Sharburt Mountains, West Junggar.

| Sample no.                     | DJ288      | DJ289        | DJ290      | DJ292      | DJ294      | DJ380    | DJ381    | DJ382    | DJ383    |
|--------------------------------|------------|--------------|------------|------------|------------|----------|----------|----------|----------|
| Rock type                      | Rhyolite   | Rhyolite     | Andésite   | Rhyolite   | Basalt     | Andésite | Andésite | Andésite | Andésite |
| Analysis Lab                   | NTU        | Nancy (NTU*) | Nancy      | Nancy      | NTU        | Nancy    | Nancy    | Nancy    | Nancy    |
| Locality                       | Xiemisitai | Xiemisitai   | Xiemisitai | Xiemisitai | Xiemisitai | Sharburt | Sharburt | Sharburt | Sharburt |
| (wt%)                          |            |              |            |            |            |          |          |          |          |
| SiO <sub>2</sub>               | 78.877     | 73.02        | 64.91      | 78.81      | 46.665     | 48.19    | 48.6     | 50.96    | 50.31    |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 10.704     | 13.311       | 15.28      | 9.98       | 15.091     | 21.64    | 16.17    | 19.43    | 16.44    |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 3.46       | 2.622        | 4.84       | 2.03       | 13.179     | 9.99     | 12.51    | 9.75     | 12.98    |
| MnO                            | 0.187      | 0.1261       | 0.12       | 0.02       | 0.208      | 0.14     | 0.23     | 0.19     | 0.25     |
| MgO                            | 0.13       | 0.939        | 1.91       | 0.35       | 4.038      | 4.88     | 5.67     | 4.36     | 5.04     |
| CaO                            | 0.339      | 1.049        | 2.63       | 0.1        | 8.643      | 7.44     | 10.83    | 8.58     | 9.06     |
| Na <sub>2</sub> O              | 3.389      | 1.879        | 3.22       | 3.3        | 3.732      | 3.35     | 2.86     | 3.14     | 3.03     |
| K <sub>2</sub> O               | 3.009      | 5.92         | 3.28       | 3.3        | 0.85       | 0.35     | 0.48     | 0.16     | 0.82     |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.164      | 0.28         | 0.42       | 0.19       | 2.728      | 0.77     | 0.94     | 0.71     | 1.04     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.034      | 0.071        | 0.18       | 0          | 0.761      | 0.1      | 0.13     | 0.13     | 0.18     |
| PF                             |            | 1.228        | 2.2        | 0.7        |            | 3.21     | 1.5      | 2.66     | 1.55     |
| Total                          | 100.293    | 100.444      | 98.99      | 98.78      | 95.895     | 100.07   | 99.91    | 100.06   | 100.69   |
| (ppm)                          |            |              |            |            |            |          |          |          |          |
| V                              | 136.7      | 29.59        | 65.75      | 26.69      | 228.7      | 284.2    | 447.7    | 229.6    | 485.2    |
| Ba                             | 492.5      | 591.1        | 646.1      | 135.7      | 499.5      | 257.3    | 377.4    | 129.4    | 392.5    |
| Rb                             | 33.45      | 186.4        | 89.31      | 71.5       | 2.89       | 3.489    | 4.831    | 2.025    | 6.334    |
| Zr                             | 167.4      | 175.8        | 119.2      | 290        | 243.8      | 37.34    | 44.16    | 53.79    | 40.88    |
| Hf                             | 4.107      | 5.09         | 3.018      | 6.657      | 5.077      | 1.104    | 1.346    | 1.566    | 1.229    |
| Th                             | 2.873      | 19.69        | 8.609      | 7.128      | 1.389      | 0.521    | 0.642    | 0.845    | 0.743    |
| Ta                             | 0.631      | 0.744        | 0.413      | 0.998      | 1.264      | 0.055    | 0.102    | 0.088    | 0.124    |
| Nb                             | 10.49      | 7.492        | 4.891      | 13.76      | 22.03      | 0.866    | 1.363    | 1.22     | 1.788    |
| Y                              | 21.98      | 19.77        | 14.86      | 41.16      | 31.8       | 13.05    | 17.16    | 17.04    | 16.14    |
| La                             | 18.63      | 27.29        | 21.45      | 39.3       | 29.39      | 5.47     | 5.241    | 5.958    | 6.473    |
| Ce                             | 45.82      | 53.57        | 39.29      | 78.28      | 74.51      | 11.67    | 12.21    | 13.97    | 14.7     |
| Pr                             | 5.53       | 5.991        | 4.488      | 9.417      | 8.457      | 1.776    | 1.839    | 2.039    | 2.146    |
| Nd                             | 23.69      | 21.25        | 16.77      | 35.82      | 35.42      | 8.24     | 8.974    | 9.535    | 10.14    |
| Sm                             | 5.541      | 4.014        | 3.228      | 7.013      | 8.057      | 2.186    | 2.559    | 2.545    | 2.725    |
| Eu                             | 1.579      | 0.639        | 0.907      | 0.364      | 2.757      | 0.801    | 0.93     | 0.89     | 1.024    |
| Gd                             | 5.031      | 3.251        | 2.76       | 6.41       | 7.574      | 2.255    | 2.815    | 2.756    | 2.826    |
| Tb                             | 0.725      | 0.511        | 0.401      | 1.092      | 1.12       | 0.354    | 0.45     | 0.439    | 0.447    |
| Dy                             | 4.065      | 3.065        | 2.44       | 6.796      | 6.327      | 2.265    | 2.953    | 2.875    | 2.819    |
| Ho                             | 0.8268     | 0.622        | 0.484      | 1.401      | 1.27       | 0.464    | 0.605    | 0.595    | 0.569    |
| Er                             | 2.264      | 1.922        | 1.441      | 4.17       | 3.33       | 1.313    | 1.74     | 1.709    | 1.626    |
| Tm                             | 0.3331     | 0.315        | 0.228      | 0.653      | 0.4684     | 0.192    | 0.263    | 0.26     | 0.251    |
| Yb                             | 2.137      | 2.306        | 1.642      | 4.541      | 2.911      | 1.31     | 1.802    | 1.778    | 1.717    |
| Lu                             | 0.3195     | 0.375        | 0.27       | 0.717      | 0.4274     | 0.199    | 0.279    | 0.268    | 0.271    |

Major and trace elements analyses are reported in Table 5.B.3. In total alkalis versus silica plot (Le Bas et al., 1986) (Fig. 5.B.11a), rocks from the Sharburt suite fall in the fields of basalts and andesitic basalts, whereas rocks from the Xiemisitai suite display dacitic to



rhyolitic compositions. A sub-alkaline series is also inferred. Sample DJ294, which displays high alkaline content and high Nb/Y ratio plots in alkaline basalt fields (Winchester & Floyd, 1977) (Figs. 5.B.11a and 5.B.11b). Chondrite-normalized (Evensen et al., 1978) REE

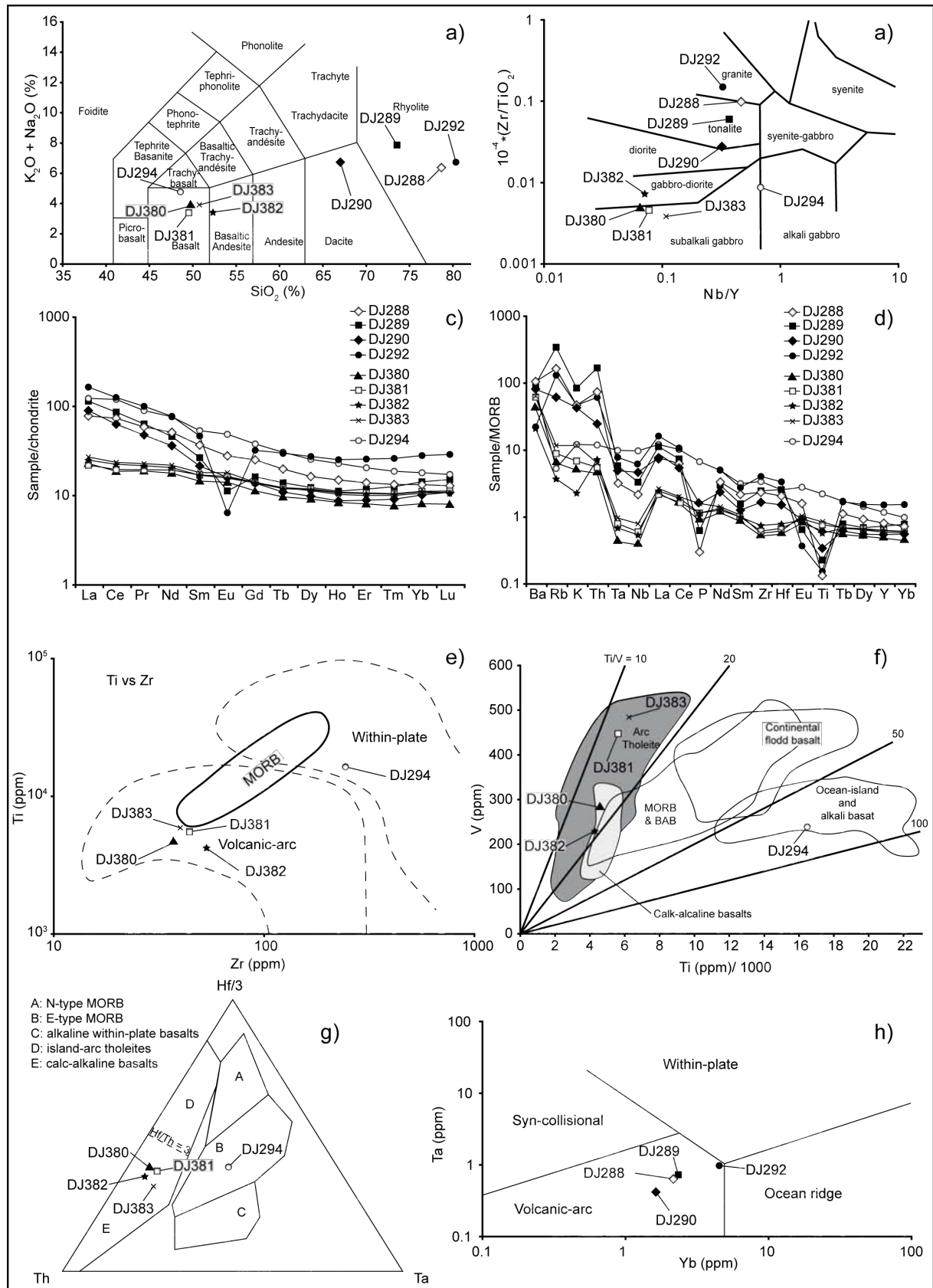


Figure 11 Geochemical diagrams for felsic and mafic rocks of the Sharburt-Xiemisitai magmatic suite. Samples DJ288, DJ289, DJ290 and DJ292 were collected in the Xiemisitai Mountains; DJ380, DJ381, DJ382 and DJ383 from the Sharburt Mountains. See Fig. 5.B.2 for sample location. a: Total alkali versus silica plot (**Le Bas, 1986**), b: Zr/TiO<sub>2</sub> versus Nb/Y (**Winchester & Floyd, 1977**), c Chondrite-normalized (**Evensen et al., 1978**) REE spidergram, d: MORB-normalized (**Sun & McDonough, 1989**) spidergram, e: Ti versus Zr plot for basaltic compositions (**Pearce & Cann, 1973**), f: V vs. Ti plot for basaltic compositions (**Shervais, 1982**), g: Hf/3-Th-Ta triangular plot for basaltic composition (**Wood, 1980**), h : Ta versus Yb plot for granitic compositions (**Pearce et al., 1984**).

spidergram shows a REE-enriched pattern. LREE enrichment is more significant in the Xiemisitai suite (ca. 100 times) than in the Sharburt suite (ca. 20 times) (*Fig. 5.B.11c*). All samples from the Xiemisitai suite, except DJ288 and DJ294, display negative Eu anomaly and a slight HREE enrichment with respect to MREE. Despite a significant deviation of the Ba, Rb and K content, MORB-normalized (**Sun & McDonough, 1989**) spidergram shows LILE enrichment and light HFSE depletion (*Fig. 5.B.11d*). All samples, except DJ294, show well-pronounced Nb, Ta, P, Eu and Ti negative anomalies. Zr and Hf slightly negative and positive anomalies are noticeable in samples from Sharburt and Xiemisitai suites, respectively. Sample DJ294 shows a very distinguishable pattern without obvious anomalies. Basalts from Sharburt suite have low Ti and Zr content and plot in the field of volcanic-arc basalt in a Ti vs. Zr diagram (**Pearce & Cann, 1973**) (*Fig. 5.B.11e*). In V vs. Ti digramm (**Shervais, 1982**), these rocks plot in the fields of arc tholeiite and calck-alkaline basalts and align according to a Ti/V ratio of 7.5 (*Fig. 5.B.11f*). On the Hf/3- Th-Ta triangular plot of **Wood (1980)** (*Fig. 5.B.11g*), rocks from the Sharburt suite plot within the field of calk-alkaline basalts with low Ta contents and low Hf/Th ratios (*Fig. 5.B.11g*). Because of higher Zr, Ti and Ta content, sample DJ294 plot in the fields of within-plate basalts, alkali basalts and E-type MORB. Rocks from the Xiemisitai suite display a granitic s.l. composition and plot in the volcanic arc field of Ta vs. Yb diagram of **Pearce et al. (1984a)** (*Fig. 5.B.11h*). DJ288 and DJ289 from the Xiemisitai suite present positive εNd values of 4.4 and 4.9, but this value is higher (6.3) for DJ294 (*Table 5.B.4*).

Table 5.B.4 Whole rock Nd isotopes data for volcanic rocks from Xiemisitai Mountains, West Junggar.

| Sample no. | [Sm]<br>(ppm) | [Nd]<br>(ppm) | <sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd | <sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd | 2s | e <sub>Nd</sub> (0) | e <sub>Nd</sub> (T) | f <sub>Sm/Nd</sub> | T <sub>DM1</sub><br>(Ga) | T <sub>DM2</sub><br>(Ga) |
|------------|---------------|---------------|--------------------------------------|--------------------------------------|----|---------------------|---------------------|--------------------|--------------------------|--------------------------|
| DJ288      | 5.541         | 23.69         | 0.1408                               | 0.512702                             | 6  | 1.2                 | 4.4                 | -0.28              | 0.94                     | 0.75                     |
| DJ289      | 4.014         | 21.25         | 0.1137                               | 0.512653                             | 7  | 0.3                 | 4.9                 | -0.42              | 0.76                     | 0.79                     |
| DJ294      | 8.057         | 35.42         | 0.1369                               | 0.512803                             | 6  | 3.2                 | 6.3                 | -0.30              | 0.69                     | 0.58                     |

#### B.4 Discussion – the Early Palaeozoic geodynamic evolution of West Junggar

In this section, we discuss the significance and the implication of the new structural, geochronological and geochemical results. Detrital zircons U-Pb geochronological data constrain the age of undated units and the potential zircon sources are debated. Successive tectonic, magmatic and sedimentary events are deciphered and help to discuss the relationships between West Junggar and Eastern Kazakhstan units. Finally, we propose a possible evolutionary geodynamic model for these areas.

##### *B.4.i Detrital zircons maximum deposition ages*

The Middle to Upper Silurian maximum deposition age obtained for greywacke blocks from the Tangbale mélange (sample DJ57 and DJ85) implies that this ophiolitic mélange was formed during Late Silurian or Early Devonian. Sample DJ81 from Laba Unit display a maximum deposition age at  $401 \pm 8$  Ma similar to pre-existing geochronological data (**Choulet et al. submitted**) (Table 5.B.2).

In the Mayila Unit, greywacke blocks (DJ123 and DJ183) from the Mayila ophiolitic mélange yield Early to Middle Silurian maximum deposition age very consistent with the available ages (**Choulet et al. submitted**) (Table 5.B.2). As the mélange contains chert blocks with Middle Silurian radiolarian (**Li, 1994**) and Late Silurian pyroxenite (**Jian et al., 2005**), its emplacement age, younger than Late Silurian, does not significantly differ from the age of the Tangbale mélange. The green sandstone sample (DJ100) displays a Late Silurian maximum deposition age, and therefore it is contemporaneous of the olistostrome that contains blocks of Middle Silurian limestone (Fig. 5.B.4a). Sample DJ182 is a greywacke that was collected from a sliver of turbidite imbricated within the Mayila Mélange. Based on the Givetian maximum age of sedimentation (Table 5.B.2), we can correlate these turbidites with the Late Devonian Tailealeke Formation (Fig. 5.B.4a). The upper limit of this formation is constrained by the Lower Carboniferous maximum deposition age, displayed by a calcareous greywacke (sample DJ96). Therefore, the turbidite series ranges from Upper Givetian to Lower Viséan.

##### *B.4.ii Potential zircon sources*

In rocks collected at Tangbale and Mayila, the narrow Late Ordovician and Early Silurian peaks display mainly unimodal distribution, which may indicate a single zircon source (Fig. 5.B.7). The volcanoclastic nature of the collected samples reveals a volcanic arc

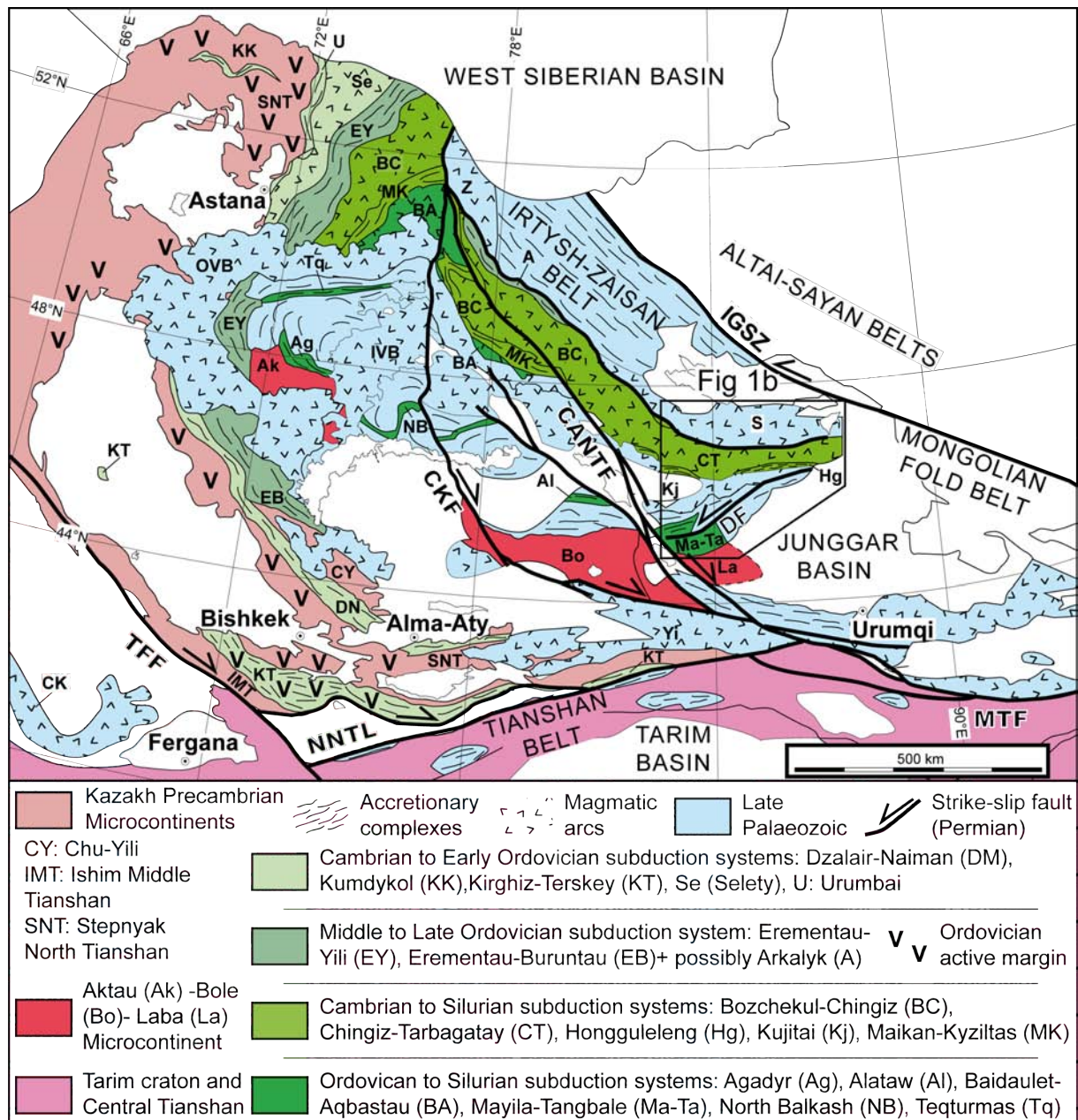


Figure 12 Tectonic map of Western Altids, highlighting the correlations between Early Palaeozoic units of Western Junggar and Eastern Kazakhstan. Abbreviations: A: Arkalyk, CANTF: Chingiz-Alakol-North Tian Shan Fault, CK: Chatkal-Kurama, CKF: Central Kazakhstan Fault, DF: Dalabute Fault, IGSZ: Irtysch-Gornotsaev Shear Zone, IVB: Late Palaeozoic Inner Volcanic Belt, NNTL: Nalati-Nikolaiev Tectonic Line, OVB: Late Palaeozoic Outer Volcanic Belt, S: Sawuer, TFF: Talas-Fergana Fault, Yi: Yili, Z: Zharma.

provenance. In Mayila and Tangbale, the only evidence of 460-440 Ma magmatism is the dioritic intrusion of the Suyuenka Complex, but these rocks remain undated yet (**Buckman & Aitchison, 2004**). In the Chingiz-Tarbagatay Unit, Late Ordovician arc magmatism is described and could be a possible source for these zircons, however a remote provenance from the Ordovician Baidaullet-Aqbastau arc (see a review in **Degtyarev, 2011**) can also be envisaged (*Fig. 5.B.12*). According to **Choulet et al. (submitted)**, Early Palaeozoic detrital rocks of Mayila and Tangbale units also contain Cambrian and Early Ordovician zircons.

Based on Hf isotopic signature, a remote source, like the Bozshekol-Chingiz arc (**Degtyarev & Ryazantsev, 2007**) or the Kazakh continental margin (**Kröner et al., 2007**) can be also inferred (*Fig. 5.B.12*). Samples DJ81 and DJ182, show a prominent Middle Silurian age peak and a minor Late Ordovician peak. Until now, 425-435 Ma arc magmatism was only known in the Chingiz area (**Bandaletov, 1969; Degtyarev, 2011**). The Sharburt-Xiemisitai volcanic suite that presents a calc-alkaline geochemical signature typical of arc environment (*Fig. 5.B.11*), was dated at  $435\pm 2$  Ma (*Fig. 5.B.8*). Therefore, a Late Llandoveryan arc likely developed in northern West Junggar. The  $\epsilon(\text{Nd})$  value of +4.4 and +4.9 (*Table 5.B.4*) obtained on sample DJ288 and DJ289 are similar to those obtained on Early Palaeozoic igneous complex of the Bozshekul-Chingiz arc (**Degtyarev et al., 2008c; Degtyarev, 2011**). Sample DJ96 that is calcareous sandstone collected in the Early Carboniferous Kalagang Formation (*Fig. 4a*) displays a Fammenian population age peak. Middle to Late Devonian calc-alkaline magmatism in the Barliek arc is documented by the Bieluakaxi granodiorite dated at  $369\pm 6$  Ma by U-Pb method on zircon (**Jin & Xu, 1997**). In sample DJ96, a minor population of Early Palaeozoic zircons is also recycled (*Fig. 5.B.7e*). This may confirm that the Devonian-Carboniferous Barliek magmatic arc developed upon an Early Palaeozoic basement.

Detrital Precambrian zircons of Mayila green sandstones (DJ100) and Tangbale greywackes (DJ57) suggest a remote provenance of the grains, since no Precambrian basement is observed or inferred in West Junggar (**Chen & Jahn, 2004; Geng et al., 2009; Choulet et al. submitted**), except in the Laba area (**Hu et al., 2000**). The complex age spectra of these samples (*Figs. 5.B.7a and 5.B.7b*) and the high variability of zircon Hf isotope signature of sample DJ100 (*Fig. 5.B.8a*) most likely suggest mixed zircon sources. Following **Berry et al. (2001)**, the Kolmogorov-Smirnoff test was performed to document the similarity between the age spectra of samples DJ100 and DJ57. According to (**Press et al., 1986**), a probability threshold of 0.05 must be reached to be 95% confident that the two populations are not statistically different. While, in detail, certain age peaks are specific to one sample or another (e.g. 1939 Ma, 2172 Ma, 2497 Ma, 3109 Ma and 3236 Ma for sample DJ57, or 1118 Ma, 1289 Ma, 1550 Ma and 2609 Ma for sample DJ100), five peaks (883-885 Ma, 968-977 Ma, 1391-1408 Ma, 1760-1764 Ma, 2386-2407 Ma) are identical. A probability value of 0.101, higher than then threshold value of 0.05, was calculated for the two datasets. This indicates a significant similarity at 95% between the two samples. Based on Hf isotope data of sample DJ100 (*Fig. 5.B.10*), different possible source rocks for zircons can be invoked: 1) mantle-derived magmatic rocks affected by a substantial continental crust

contamination, 2) metamorphic or anatectic rocks derived from a heterogeneous crustal protolith. The coexistence of euhedral grains with growth zoning and rounded grains with internal mantle and core textures indicates a mixing of zircon sources (c.f. appendix *Fig. X.C.4*). Although Early Paleozoic metamorphic or migmatitic rocks are reported in Altai (**Long et al., 2007**) and Tian Shan (e.g. **Charvet et al., 2007**), these provenances can be ruled out because in the Silurian and Devonian, West Junggar was separated from present Altai and Tian Shan by the Ob-Zaisan and Junggar oceans, respectively (**Filippova et al., 2001**). Alternatively, Ordovician magmatic arc resting on a Precambrian continental basement is well documented in Kazakhstan (**Degtyarev, 1999, Kröner et al., 2008**). Numerous Cambrian island arcs, like the Bozchekul-Chingiz arc or the Selety arc (*Fig. 5.B.12*) might have supplied the 509 Ma zircon population (**Degtyarev, 2011**). Riphean-Vendian peaks may correspond to the major episodes of rifting that led to the opening of the Palaeo-Asian oceanic domains (**Avdeev, 1984; Khain et al., 2003; Kheraskova et al., 2003; Kröner et al., 2007**). Neoproterozoic ages at ca. 1000 Ma are known in Central Kazakhstan area (see a review of available ages in **Kröner et al., 2007**). The origin of the Middle Mesoproterozoic zircons is unknown since these ages are not documented in Siberia, Kazakhstan and Tarim. Although inherited grains within an Early Cambrian metadacite from South Kazakhstan have yielded ages at ca. 1365 Ma (**Kröner et al., 2007**), no major Middle Mesoproterozoic thermal event is forwarded yet. Late Paleoproterozoic orogenic episodes are extensively documented in Chu-Yili (**Kröner et al., 2007**), Kirghizstan (**Kröner et al., 2010**), Altai and Siberia (see a review in **Long et al., 2007**) (*Fig. 5.B.12*). Identically, magmatic episodes at ca. 2600 Ma are known in South Kazakhstan, Kirghizstan (**Kröner et al., 2007; 2011**), Siberia (see a review in **Long et al., 2007**) and Tarim (**Hu et al., 2000; Lu et al., 2008**). The Early Silurian paleogeography suggests that West Junggar was close to the Kazakhstan microcontinents and separated apart from Siberia and Tarim by large oceanic domains (**Filippova et al., 2001**). Therefore, the Kazakhstan microcontinents represent the likely sources for the old Precambrian detrital zircons of samples (DJ57 and DJ100).

#### *B.4.iii Architecture of the Early Palaeozoic accretionary complexes*

Remnants of Cambrian-Ordovician oceanic crust are widely developed in West Junggar like in the entire Central Asia (**Khain et al., 2003; Wang et al., 2003; Windley et al., 2007; Xiao et al., 2008**). No typical ocean plate stratigraphy is preserved and fragments of oceanic crust were included in *mélange* units during accretion. To the north, in the Honguleleng *mélange*, the age at  $488 \pm 3$  Ma of the cumulative gabbro is consistent with the



pre-existing dating of **Zhang and Huang (1992)** and **Jian et al. (2005)** (*Fig. 5.B.13*). It is also coeval with the emplacement age of gabbros in the Kujibai ophiolite (**Zhu & Xu, 2006**) (*Fig. 5.B.12*). The Upper Ordovician conglomerate of the Bulonguuer Formation (*Fig. 5.B.2*) ophiolitic contains gravels (**Feng et al., 1989**) that postdate the Hongguleleng mélange. The Mayila and Tangbale ophiolitic mélanges were initially considered as Ordovician and Silurian, respectively. However, both mélanges include greywacke blocks with maximum age of deposition up to Late Silurian (*Figs. 5.B.7a* and *5.B.7d*). Therefore, a maximum Late Silurian age of emplacement is assumed for these two mélanges and this age probably corresponds to the last increment of subduction-accretion process during the Early Palaeozoic (*Fig. 5.B.13*).

In the northern part of West Junggar, two successive episodes of arc magmatism are documented (*Fig. 5.B.13*). Middle Ordovician volcanoclastic sediments and Late Ordovician ashes (**BGMRXUAR, 1993**) indicate a proximal Ordovician arc. After an apparent Late Ordovician-Early Silurian hiatus of arc activity, calc-alkaline magmatism started again with the emplacement of the Early to Middle Silurian Sharburt-Xiemisitai magmatic serie (*Figs. 5.B.11* and *5.B.13*). In the Mayila and Tangbale units, the only direct evidence of arc magmatism is the undated Suyuenka dioritic complex (**Buckman & Aitchison, 2004**). Since volcanoclastic turbidites display a prominent Ordovician population of zircons (*Fig. 5.B.13*), the Mayila and Tangbale units represent accretionary complexes, initially located along an Ordovician active margin. Along trench sedimentation also supplied the wedge and the fore-arc, with older zircons from the neighbouring Cambrian-Ordovician Kazakhstan (**Choulet et al., submitted**).

Turbiditic sequences, contemporaneous to the Early Palaeozoic active subduction are not preserved in the northern part of West Junggar. Conversely, in Mayila and Tangbale, thick turbidites series are exposed. Although the present structure is mainly post-Silurian (*Figs. 5.B.4b, 5.B.4c; 5.B.6b* and *5.B.6c*), the geometry is identical between the two areas and it is characteristic of an accretionary wedge. This wedge developed until Middle to Late Silurian, as inferred by geochronological constrains from detrital zircons.

The cessation of arc activity related to subduction jamming is recorded at the end of Middle Silurian. In the Chingiz-Tarbagatay and Mayila area, olistoliths of Silurian limestones emplaced on the top of the arc volcanic pile or upon the mélange (*Figs. 5.B.3e, 5.B.3f, 5.B.5d* and *5.B.13*). This olistostrome grades into a terrigenous clastic series, marked by continental Late Silurian green sandstones, in the Mayila and Laba units (*Figs. 5.B.4* and *5.B.6*). One of

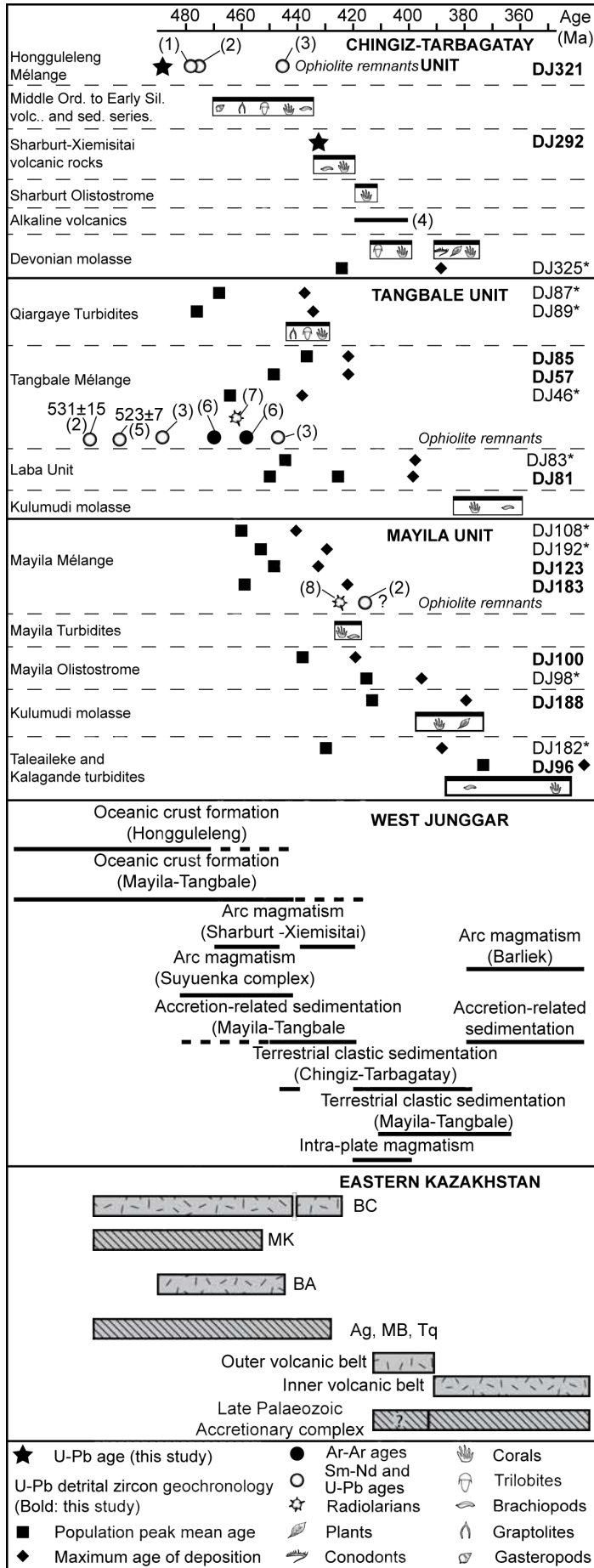


Figure 13 Synoptic chart of available geochronological and stratigraphic data in West Junggar and their possible correlation with Eastern Kazakhstan. The successive sedimentary, magmatic and tectonic events are compiled from available data in the three investigated Early Palaeozoic units (Chingiz-Tarbagatay, Mayila, Tangbale). The comparison with Eastern Kazakhstan is adapted from Windley et al., 2007 and Degtyarev, 2011.

these sandstones contains Precambrian zircons with a remote provenance, likely from the Kazakhstan microcontinent (Fig. 5.B.7b). From Late Silurian to middle Devonian, molasse deposits overlay the Ordovician-Silurian rocks, with numerous sedimentation gaps (Feng et al., 1989; BGMRXUAR, 1993) (Fig. 5.B.13). In the Tangbale area, the mélange overthrusts the Early Devonian metasediments of the Laba Unit (Fig. 5.B.6c) that were buried to reach the P-T conditions of the amphibolite facies (Feng et al., 1989; Buckman & Aitchison, 2004). The timing of thrusting is not directly constrained, but this episode is older than Early Devonian, and younger than Middle Devonian, since the unconformable Middle Devonian Kulumudi molasse is neither deformed, nor metamorphosed (Feng et al., 1989) (Fig. 5.B.6c). A major Middle Devonian unconformity is visible in Mayila area (Fig. 5.B.5c).

Middle Devonian magmatic arc, forearc and accretionary prism further developed in West Junggar upon the Early Palaeozoic rocks (**Buckman & Aitchison, 2004; Choulet et al., submitted**).

#### *B.4.iv Correlations with eastern Kazakhstan*

As discussed in **Chen et al. (2010)**, the Early Palaeozoic rocks of the Chingiz-Tarbagatay Unit present numerous similarities with the volcanic and sedimentary series of the Bozshakol-Chingiz ensimatic arc (*Fig. 5.B.12*). This composite arc is characterized by three successive periods of activity: 1) Early to Middle Cambrian, 2) Late Cambrian to Ordovician and 3) Early to Middle Silurian (**Degtyarev, 1999; 2011**) (*Fig. 5.B.13*). Identically to the northern West Junggar, the uppermost Ordovician series in the Bozshekul area is characterized by an olistostrome (**Degtyarev & Ryazantsev, 2007**), which is sedimentary signature of an important tectonic episode experienced by northeast Kazakhstan. The Lower Ordovician age yielded by the Hongguleleng and Kujibai ophiolitic mélanges is similar to the inferred age of the ophiolites in the Maikan-Kyziltas zone (**Kromykh, 1986; Degtyarev et al., 2010**) (*Figs. 5.B.12 and 5.B.13*). This suggests a single pre-Late Ordovician subduction zone below the Bozshekul-Chingiz intra-oceanic arc.

Because of their structural positions in the core of the Kazakh orocline, the Mayila and Tangbale units may correlate with the Teqturmas, Agadyr, North Balkash and Alataw ophiolitic mélanges (*Fig. 5.B.12*). These three zones represent accretionary complexes, composed of Ordovician to Silurian ophiolitic mélanges and turbiditic series (**Degtyarev et al., 2009; Degtyarev, 2011**) (*Fig. 5.B.13*). Therefore, we propose that the Mayila, Tangbale, Alataw, North Balkash, Agadyr and Teqturmas units initially represented a single linear subduction zone, active up to Middle Silurian. This accretionary complex was later partitioned into isolated fragments due to the Devonian to Carboniferous buckling of the Kazakh Orocline and the Late-Carboniferous-Permian transcurrent displacements along the Central Kazakhstan Fault and the Chingiz-Alakol-North Tian Shan Fault (**Samygin, 1974; Levashova et al., 2003b; Choulet et al., 2010**) (*Fig. 5.B.12*). As previously said, detrital zircon age spectra of the Mayila and Tangbale turbidites display a principal Ordovician arc source, possibly the Suyuanka dioritic complex or the Ordovician Baidaulet-Aqbastau island arc (*Fig. 5.B.13*). Oceanic subduction has perdured until Late Silurian in the Tangbale and Mayila Units accretionary complexes (*Fig. 5.B.13*). The Baidaulet-Aqbastau island arc does not show any evidence of Silurian arc magmatism related to subduction of the Mayila and Tangbale Units, meaning that this arc was unactive at that time. Conversely, Early to Middle

Silurian arc magmatism is recorded in the Chingiz-Tarbagatay Unit, in the Chingiz range (**Degtyarev et al., 2008c; Degtyarev, 2011**) and in the Sharburt-Xiemisitai Mountains (*Figs. 5.B.8 and 5.B.11*). The numerous Middle Silurian zircons conveyed into the Mayila and Tangbale accretionary complexes might be originated in the Sharburt-Xiemisitai Mountains. The correlation between the population peaks of sample DJ57 (*Fig. 5.B.7a*) and the major magmatic or metamorphic events in Kazakhstan (**Kröner et al., 2007; 2008**) suggests that the Tangbale and Mayila Units were probably adjacent or affixed to the Kazakhstan microcontinent in the mid-Silurian.

Intraplate magmatism and molasse deposition support a cessation of subduction at Late Silurian (*Fig. 5.B.13*). Based on the structural pattern of the Tangbale Unit (*Figs. 5.B.6b and 5.B.6c*), we assume that subduction stopped because a microcontinent collided with the Early Palaeozoic West Junggar arc. This microcontinent, represented in the study area by the Laba Unit, constitutes the basement of the Laba sedimentary rocks (**Hu et al., 2000; Chen et al., 2002**), and may correlate with the Aktau and Bole blocks (*Fig. 5.B.12*), as there is a consistency between the few available ages in West Junggar (**Tu, 1993; Hu et al., 2000**) and the metamorphic and magmatic episodes recognized in the Aktau block of the Central Kazakhstan (**Zykov et al., 1977; Degtyarev et al., 2008a**). However, the Laba block has a limited extent, since geochemical signature of Permian plutons surrounding the Junggar rather indicate a juvenile crust than a Precambrian crust (**Han et al., 1997; 2010; Chen and Jahn, 2004; Su et al., 2006a; 2006b; Wang et al., 2009a**).

No equivalent of the Early Devonian Outer Volcanic Belt (**Filippova et al., 2001**) is documented in West Junggar (*Fig. 5.B.12*). Middle Devonian to Carboniferous arc magmatism, recorded in the Barliek Unit, correlate with the development of the Middle Devonian to Carboniferous Inner Volcanic Belt (*Figs. 5.B.12 and 5.B.13*). Arc magmatism is accompanied by the formation of an accretionary complex, which is presently exposed in the core of the orocline and in the West Karamay Unit (**Zhang et al., 2011a; Choulet et al., 2011**) (*Figs. 5.B.12 and 5.B.13*).

#### *B.4.v A possible geodynamical scenario for West Junggar complexes*

During the Neoproterozoic, the break-up of the Rodinia (**Hoffman, 1999**) has contributed to the individualization of numerous continental blocks (**Avdeev, 1984; Mossakovsky et al., 1993**), separated by several oceanic basins related to the large Palaeo-Asian Ocean (**Avdeev, 1984; Yakubchuk, 1990; Khain et al., 2003; Kröner et al., 2007;**

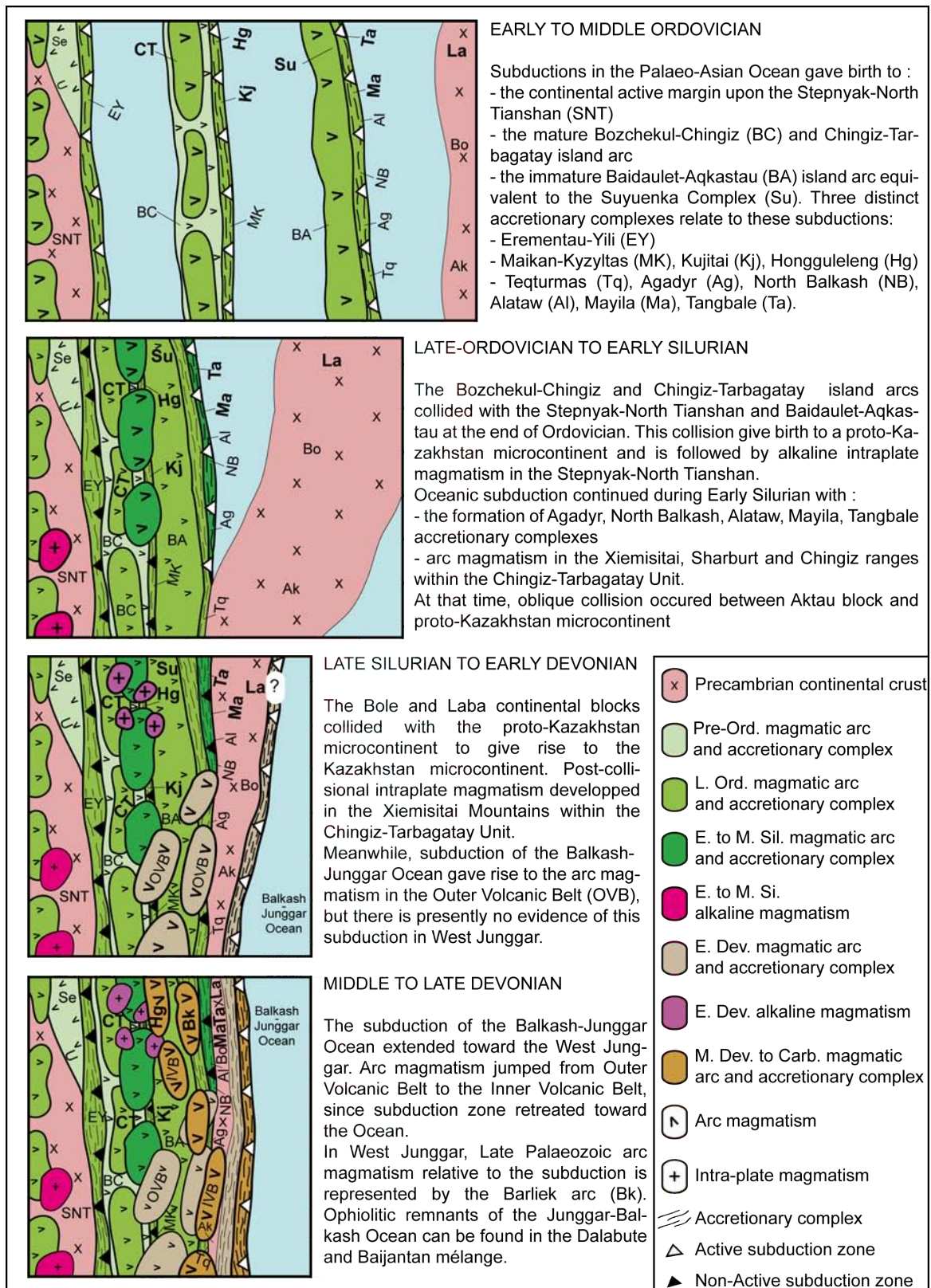


Figure 14 A possible geodynamic evolution of Western Altai during the Early Palaeozoic, illustrating relationships between West Junggar and Kazakhstan. See figure 5.B.12 for abbreviations. Sketch represents a geographic area with a width of ca. 300 km e and a length of ca. 1000 km.

Ryazanstev et al., 2009; Degtyarev et al., 2010). During the Cambrian, intra-oceanic subduction gave rise to island arcs (Degtyarev & Ryazanstev, 2007) and led to the

amalgamation of several Precambrian fragments into a proto-Kazakhstan microcontinent (**Mikolaichuk et al., 1997; Alexeiev et al., in 2010; Kröner et al., 2011**) (*Fig. 5.B.14a*).

During Ordovician, a new subduction zone developed along the margin of the Kazakh microcontinent, with the Erementau-Yili accretionary complex and continental arc magmatism upon the Precambrian basement (**Windley et al., 2007**) (*Fig. 5.B.14a*). Meanwhile, in the Bozshekul-Chingiz U and its equivalent (the Chingiz-Tarbagatay unit in West Junggar), the Ordovician arc magmatism, which developed upon a pre-Middle Cambrian Belt (**Degtyarev & Ryazanstev, 2007**), is associated with the formation of an accretionary wedge in the Maikan-Kyziltas Unit. Fragments of the subducting oceanic crust, now included in the Hongguleleng, and Kujitai ophiolitic mélanges correlated with the Maikan-Kyziltas accretionary complex (*Fig. 5.B.12*). A second island arc system is represented by the Bidaulet-Akbastau arc and the Suyuenka complex in West Junggar along which an accretionary complex is presently documented by the Tangbale, Mayila, Alataw, North Balkash, Agadyr and Teqturmas units.

The subductions of the branches of the Palaeo-Asian Ocean continued until Late Ordovician leading to the collision between the Kazakhstan continental margin and the two island arcs (**Degtyarev, 2011**) (*Fig. 5.B.14b*). Upper Ordovician olistostrome and unconformable molasses covering the accretionary complex and reworking ophiolite fragments attest for this collisional event (**Feng et al., 1989; Degtyarev & Ryazanstev, 2007**). The closure of the Palaeo-Asian Ocean also led to the collision of the Aktau block with the proto-Kazakhstan (**Windley et al., 2007**). The Late Ordovician-Early Silurian collisional event is documented in Kazakhstan by Silurian molasse deposits and Silurian post-collisional granitic intrusions (**Konopelko et al., 2008; Letnikov et al., 2009b; Seltmann et al., 2010**). However, as indicated by the Silurian age of ophiolite and sedimentary blocks within Tangbale, Mayila, North Balkash and Agadyr mélanges (**Feng et al., 1989; Buckman & Aitchison, 2004; Degtyarev, 2011**), subduction of a limited oceanic domain may have perdured in Eastern Kazakhstan and West Junggar (*Fig. 5.B.14b*). Associated to this subduction, a short-lived active continental margin developed upon the already amalgamated Cambro-Ordovician island arc and ancient accretionary complexes, in the Chingiz Tarbagatay Unit (**Bandaletov, 1969; Degtyarev, 2011**) (*Fig. 5.B.14b*).

The final closure of the last branch of the Palaeo-Asian Ocean (*Fig. 5.B.14c*) occurred in the end of Silurian. Amalgamation is documented by tectonic evidence and changes in sedimentation and magmatism (*Fig. 5.B.13*). Green sandstone deposits of continental origin



reworked zircons of Kazakhstan provenance, and are associated with molasse deposition and numerous breaks in the sedimentation (**Feng et al., 1989**). Olistostrome development with limestone olistoliths suggests that sedimentation was coeval with tectonics. Thrusting of the Tangbale unit over the Early Devonian series of the Laba Unit also occurred at that time (*Fig. 5.B.6c*). 420-400 Ma magmatism was characterised by alkaline-type plutons intruding the Xiemisitai arc volcanic series (**Chen et al., 2010a**) (*Fig. 5.B.14c*). In the Chingiz area, the emplacement of Late Silurian plutons corresponds to the melting of the lower crust, probably assisted by the underplating of mantle-derived magmas (**Kayupov, 1977; Degtyarev et al., 2008c**). Meanwhile, the Early Devonian Outer Volcanic Belt developed upon the Kazakh microcontinent (**Filippova et al., 2001; Abrajevitch et al., 2008**) (*Fig. 5.B.14c*). The Outer Volcanic Belt, which was related to the subduction of the Balkash-Junggar Ocean, did not extend to West Junggar, but the origin of this discrepancy is still an open question.

During Middle Devonian and until Late Carboniferous, the subduction zone related to the Balkash-Junggar Ocean consumption, laterally extent to West Junggar. The oceanward retreat of the subduction zone (**Zonenshain et al., 1990; Abrajevitch et al., 2008**) was responsible for the widening of the accretionary prism, and the jump of the volcanic arc toward the ocean (**Windley et al., 2007**), with the Inner Volcanic Belt replacing the non-active Outer Volcanic Belt (*Fig. 5.B.17d*). The Late Palaeozoic geodynamic evolution of West Junggar, which is related to the development of the Kazakh orocline is beyond the scope of this paper, but details can be found in (**Choulet et al., 2011**).

## B.5 Conclusion

These new results bring constraints on the pre-Middle Devonian geological evolution of West Junggar. In this study, we have also explored the possible connection between West Junggar and Eastern Kazakhstan, which have often been regarded as isolated massifs. This tentative reconstruction helps to understand the still largely debated Early Palaeozoic geodynamic evolution of Central Asia. The proposed scenario emphasizes the role of unit accretion (island-arc or microcontinent) to interrupt the dominant subduction process. Therefore, thrusting, olistostrome and molasses deposits result from these successive soft collisions.

These new results also question the timing of the continental crust growth. In the literature, continental crust growth is believed to be a combination of a Pre-Permian lateral growth related to continuous accretion, and a Permian vertical growth, marked by intense

magmatism. However, this process is apparently more complex. During the Early Palaeozoic, episodes of vertical growth may have occurred, in response to slab break-offs. Lateral growth is also a discontinuous process, since magmatic arcs and accretionary complexes expose numerous breaks. However, in accretionary complexes, a major uncertainty concerns the role of subduction erosion, a dominant process along active margin that could account for the discontinuous sedimentary record. Further investigations on this process are essential to provide a good estimate of the net growth of the Altaids continental crust.

## C Conclusion

L'étude de ces trois massifs (Chingiz-Tarbagatay, Mayila et Tangbale) a permis d'apporter des contraintes géochronologiques, géochimiques et structurales qui supportent un modèle d'amalgamation diachronique d'arcs insulaires au cours du Paléozoïque inférieur. La collision suspectée d'un microcontinent à la fin du Silurien conduit à la formation d'un microcontinent composite qui évoluera en marge continentale active au cours du Dévonien. L'histoire géologique du Junggar Occidental présente des similitudes avec les scénarii avancés au Kazakhstan, si bien qu'une corrélation latérale entre le Junggar Occidental et les arcs insulaires du Kazakhstan Oriental est envisagée. Le modèle proposé suggère également que le Junggar Occidental fait partie du microcontinent kazakh à la fin du Silurien. Néanmoins, ces deux régions montrent une évolution contrastée au Dévonien inférieur. Au Kazakhstan, cette période est marquée par le développement d'une marge active continentale suite à l'initiation de la subduction de l'Océan Junggar-Balkash. A l'opposé, le Dévonien inférieur du Junggar Occidental est caractérisé par des dépôts sédimentaires syn-tectoniques (olistostromes et molasses) et du magmatisme en réponse à la collision d'un microcontinent à la fin du Silurien. Plusieurs hypothèses peuvent être évoquées pour expliquer cette différence. Les roches magmatiques et sédimentaires du Dévonien inférieur du Junggar Occidental sont peut-être masquées sous les dépôts plus récents, mais elles ont pu aussi être érodées tectoniquement lors de la subduction dévonienne à carbonifère. Comme nous l'avons présenté dans le chapitre 1, le phénomène d'ablation du prisme est très courant au niveau des marges actives modernes et il existe des évidences dans les prismes plus anciens. Une alternative à l'érosion tectonique du prisme pourrait être le diachronisme de l'initiation de la subduction. Ce phénomène est notamment observé lorsque la convergence entre la plaque océanique et la marge continentale est oblique. La subduction oblique de l'Océan Junggar-Balkash sera documentée dans le chapitre suivant à partir d'évidences structurales dans le prisme d'accrétion carbonifère du Junggar Occidental.



**CHAPITRE VI: L'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU JUNGGAR OCCIDENTAL AU PALEOZOÏQUE SUPERIEUR**



Le Junggar Occidental: un livre ouvert sur les chaînes d'accrétion







## **A Introduction**

Nous avons vu dans le chapitre 3 que de nombreux modèles étaient proposés pour expliquer l'évolution du Junggar Occidental au cours du Paléozoïque (**Buckman & Aitchison, 2004 ; Geng et al., 2009 ; Zhang et al., 2011a**). Le modèle de subduction de ride (**Geng et al., 2009**) est essentiellement basée sur les données géochimiques alors que le modèle d'accrétions/collisions successives (**Buckman & Aitchison, 2004**) s'appuie sur des contraintes lithologiques et géochronologiques. Ces modèles permettent d'expliquer la formation du complexe d'accrétion d'âge Paléozoïque supérieur et le magmatisme contemporain, mais la structure du complexe reste très mal connue. Sur la base de données structurales, **Zhang et al. (2011a)** proposent une double subduction au carbonifère, mais nous avons vu précédemment que cette interprétation était discutable. L'objectif de cette étude est d'apporter des observations de terrain sur la structure du complexe d'accrétion.

Parallèlement, les modèles cinématiques proposés en Asie Centrale montrent la présence d'une virgation au Kazakhstan pendant le Paléozoïque supérieur (**Abrajevitch et al., 2007 ; 2008**). La marge active associée à cette virgation est responsable de la disparition par subduction de l'Océan Junggar Balkash (**Filippova et al., 2001**). La virgation kazakh se connecte à l'Ouest Junggar et au nord Tianshan, si bien que l'évolution de ces deux régions est vraisemblablement due à la cinématique régionale affectant les Altaïdes Occidentales à la fin du Paléozoïque. Cette période est aussi marquée par la transition entre le régime compressif entraînant la subduction dévono-carbonifère et le régime transcurrent à l'origine des mouvements relatifs entre les blocs d'Asie Centrale (**van der Voo et al., 2006 ; Wang et al., 2007**). Ces mouvements sont principalement des rotations de blocs autour d'un axe vertical qui sont accommodés par de grands décrochements documentés dans l'Altaï (**Laurent-Charvet et al., 2002 ; 2003 ; Buslov et al., 2004**), dans le Tianshan (**Yin & Nie, 1996 ; Laurent-Charvet et al., 2002 ; Wang et al., 2010**) et au Kazakhstan. Le second objectif de cette étude est de caractériser, à partir de l'étude structurale d'un segment de l'Asie Centrale, la transition entre la subduction carbonifère et le régime décrochant permien. Ce travail permettra ainsi de replacer l'évolution fini-paléozoïque du Junggar Occidental au sein du cadre géodynamique de l'Asie Centrale.

**B Article accepté à Gondwana Research: From oblique accretion to transpression in the evolution of the Altaid collage: new insights from West Junggar, northwestern China**

Flavien Choulet<sup>1,\*</sup>, Michel Faure<sup>1</sup>, Dominique Cluzel<sup>2</sup>, Yan Chen<sup>1</sup>, Wei Lin<sup>3</sup>, Bo Wang<sup>4</sup>

<sup>1</sup>: Institut des sciences de la Terre d'Orléans, UMR 6113 - CNRS/Université d'Orléans 1A, rue de la Férollerie, 45071 Orléans CEDEX 2, France

<sup>2</sup>: Pôle Pluridisciplinaire de la Matière et de l'Environnement, EA 3325, Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa, Nouvelle-Calédonie, France

<sup>3</sup>: State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, P.O. Box 9825, Beijing 100029, China.

<sup>4</sup>: Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, China

\*: [flavien.choulet@univ-orleans.fr](mailto:flavien.choulet@univ-orleans.fr)

Abstract

Along active margins, tectonic features that develop in response to plate convergence are strongly controlled by subduction zone geometry. In West Junggar, a segment of the giant Palaeozoic collage of Central Asia, the West Karamay Unit represents a Carboniferous accretionary complex composed of fore-arc sedimentary rocks and ophiolitic mélanges. The occurrence of quasi-synchronous upright folds and folds with vertical axes suggests that transpression plays a significant role in the tectonic evolution of the West Junggar. Latest Carboniferous (ca. 300 Ma) alkaline plutons postdate this early phase of folding, which was synchronous with accretion of the Carboniferous complex. The Permian Dalabute sinistral fault overprints Carboniferous ductile shearing and split the West Karamay Unit ca. 100 kilometres apart. Oblique convergence may have been provoked by the buckling of the Kazakh orocline and relative rotations between its segments. Depending upon the shape of the convergence zone, either upright folds and fold with vertical axes, or alternatively, strike-slip brittle faults developed in response to strain partitioning. Sinistral brittle faulting may account for the lateral imbrication of units in the West Junggar accretionary complex.

Keywords

Altaids, West Junggar, oblique convergence, Late Paleozoic, transpression

## B.1 Introduction

In contrast with strictly frontal convergence, which is rarely observed, examples of oblique subduction are widespread (**Chamot-Rooke & Rabaute, 2007**), and often generate strike-slip faults parallel to the upper plate boundary (**Allen, 1965; Katili, 1970**). The western North American Cordilleras, Andes, Taiwan, and Sumatra are the best examples of such an oblique convergent setting. **Fitch (1972)** was the first to link the tectonic structures in the upper plate to the oblique slip of the lower plate. Based on earthquake focal mechanisms in western Pacific, he proposed that the total decoupling of the oblique slip would result into a component of convergence normal to the trench and a shearing component parallel to the trench marked by transcurrent faulting. **Beck (1983)** improved this model by establishing the geometric and thermal constraints that favour decoupling of oblique convergence. Very oblique convergence, gently dipping subduction and thermal softening of the upper plate are the main conditions that favour the decoupling of oblique slip in a subduction zone.

Because total decoupling of oblique convergence is rarely achieved at sites of oceanic subduction, **McCaffrey (1992)** proposed a partial decoupling model, and demonstrated that margin geometry could influence the tectonic response of the upper plate. Therefore, oblique convergence along a concave or a convex subduction zone toward the ocean will be accommodated by transpression or transtension, respectively. The present curvature of the western Sunda and Aleoutian subduction zones (**Ekström & Engdahl, 1989; McCaffrey, 1991**) are good paradigms of oblique slip partitioning that may also be reproduced by analogical modelling (**Chemenda et al., 2000**). The rheology of the accretionary wedge also influences the geometric variability of the subduction zone (**Platt, 1993b**). Very oblique convergence would logically generate an intense slicing of the upper plate boundary (**Martinez et al., 2002**). Triple junctions and ridge subduction can also account for the initiation or reactivation of strike-slip faults in the overriding plate (**Thorkelson, 1996; Roeske et al., 2003**).

Lateral tectonic transport along the active margin is a direct consequence of decoupling (**Coney et al., 1980; Beck, 1983; Jarrard, 1986**); it is referred as “Sunda style” tectonics (**Beck, 1983**), and thousands of kilometres along-margin displacements have been evidenced in far-travelled allochthonous terranes of western North America (**Beck, 1980; Coney et al., 1980**). However, in most cases, terrane traveling is limited to a few tens of kilometres (**Beck, 1986**). This variability depends upon the age and obliquity of the subduction, and occurrence of a buttress or not (**Beck, 1991**). Therefore, oblique convergence

that may result in lateral terrane transport significantly contributes to lateral growth of the continental margin and, consequently, to a reorganisation of the continental crust pattern.

During the last decades, Mesozoic and Cenozoic cases of oblique subduction have been established in the Circum-Pacific area, (Karig et al., 1978; Engebretson et al., 1985; Kimura, 1986; Reutter et al., 1991; Beck, 1994; Kusky et al., 1997a, 1997b) by comparison with modern analogues (Malod et al., 1995; Lallemand et al., 1999; Goldfinger et al., 1996). In contrast, oblique subduction is rarely documented in older accretionary orogens (Henderson, 1987; Veevers, 2003). The purpose of this article is to report an example of Palaeozoic oblique convergence and to discuss its regional geodynamic controls.

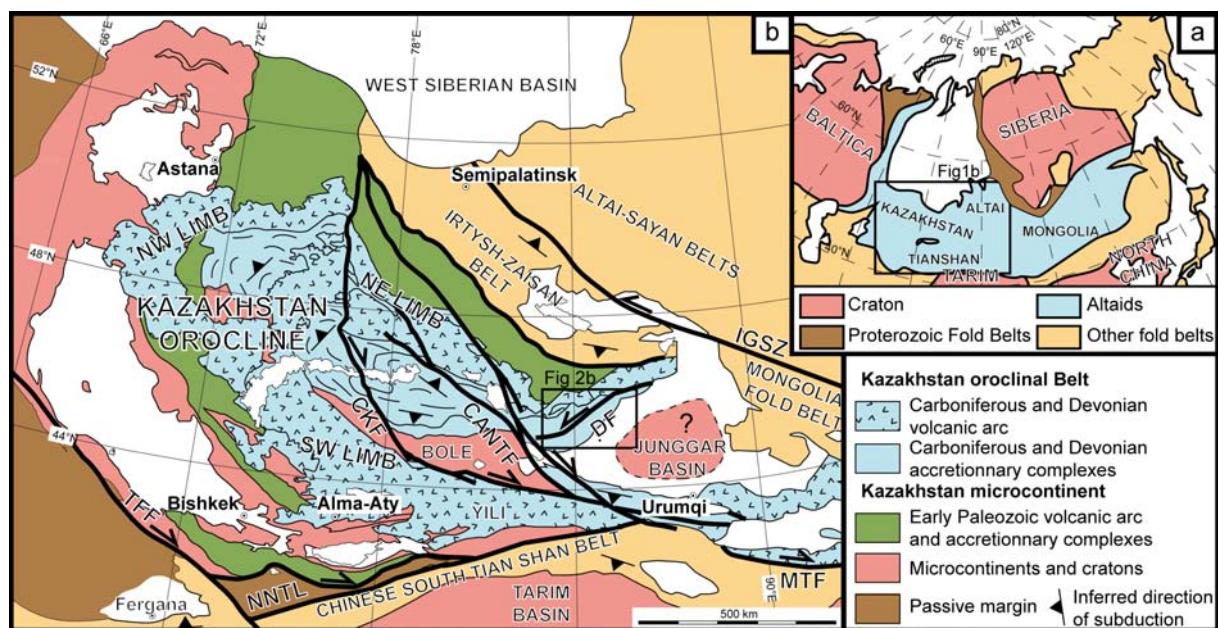


Figure 6.B.1: a) location of the Altaiids including major cratons and orogenic belts of Eurasia. b) structural map of western Altaiids, modified after Windley et al. (2007) and Charvet et al. (2007). The Devonian to Carboniferous Kazakh orocline lying on the pre-Devonian Kazakhstan microcontinent is the major structure of this region. The nature of the microcontinent in the core of the orocline, below the Junggar basin is still controversial, and a discussion on this topic is beyond the scope of this paper. Major faults are also represented. BOLE: Bole Block, CANTF: Chingiz-Alakol-North Tianshan, CKF: Central Kazakhstan Fault, DF: Dalabute Fault, IGSZ: Irtysh-Gornotsaev Shear Zone, MTF: Main Tianshan Fault, NNTL: Nalati-Nikolaiev Tectonic Line, TTF: Talas-Fergana Fault.

The Altaiids (Sengör et al., 1993; Sengör & Natal'in, 1996a) or Central Asian Orogenic Belt (CAOB; Mossakovsky et al., 1993; Windley et al., 2007) are a wide orogenic collage formed during the Palaeozoic as a result of the convergence of Siberia, Baltica, Tarim, and North China blocks (Fig. 6.B.1a). Because of post-Palaeozoic tectonics, the present structure exhibits a distorted pattern of accretionary complexes, magmatic arcs, and ribbon-like micro continents. Several conflicting models have been proposed for the Altaiids (for a review see Windley et al., 2007 and Xiao et al., 2010). The Kipchak Arc model is

characterized by a single long-lived subduction that was later shredded by strike-slip faults (Sengör et al., 1993; Sengör & Natal'in, 1996a). An archipelago model was alternatively proposed (Filippova et al., 2001; Xiao et al., 2008); it consists of accreted and laterally docked pairs of associated accretionary complexes and magmatic arcs. A remarkable feature of the Altaids is the presence of horseshoe-shaped belts, such as the Kazakh Orocline (Fig. 6.B.1b; Abrajevitch et al., 2008), or the Central Mongol Orocline (Yakubchuk et al., 2008). These structures are intimately associated with lithosphere-scale strike-slip faults along which palaeomagnetic evidence document block rotations and displacements over thousands kilometres (van der Voo et al., 2006; Wang et al., 2007; Choulet et al., 2010); however, the link between oroclinal bending, transcurrent faulting and accretion remains poorly understood.

This study deals with the structural pattern of the Late Palaeozoic West Karamay accretionary complex, in order to document transcurrent tectonics and lateral docking. On the basis of new geochronological data and multi-scale structural analysis, we present the first evidence of an oblique convergent system in West Junggar. Considering the structural pattern of the Central Asian puzzle, we discuss the possible origin of oblique subduction, and the controls of regional geodynamics on the geometry of the convergent plate boundary.

## B.2 Geological outline

### B.2.i Central Asia

In the central part of the Altaids, a region that extends from central Kazakhstan to Xinjiang (northwestern China), three main geological domains are recognized (Fig. 6.B.1b). To the northeast, (1) the Altai range is composed by Early and Late Palaeozoic units that were accreted and docked to the Siberian margin and affected by high-grade metamorphism (Windley et al., 2002; Xiao et al., 2004). To the south, the convergence between the Tarim Block and several micro continents such as Yili and Central Tianshan formed the (2) Palaeozoic Tianshan Orogen (Charvet et al., 2007). The central and northwestern parts of Central Asia display a horseshoe shape that can be followed from North Tianshan to West Junggar around the Balkash Lake area (Fig. 6.B.1b). This megastructure is termed the (3) Kazakh Orocline (Zonenshain et al., 1990). In central Kazakhstan, the outer part of the orocline is made of micro continents and intra-oceanic arcs, which amalgamated during the Early Palaeozoic (Kröner et al., 2008). In the inner part of the orocline, the subduction of the Junggar Ocean below the Kazakhstan active margin generated Late Palaeozoic accretionary

complexes and magmatic arcs (**Degtyarev, 1999; Wang et al., 2006; Windley et al., 2007**). To the north of this domain (*Fig. 6.B.1b*), the Irtysh-Zaisan fold-and-thrust Belt results from the Late Carboniferous closure of the Ob-Zaisan Ocean that originally separated the Kazakh orocline and the south-western margin of Siberia (**Buslov et al., 2004**). The Permian-Early Triassic transcurrent tectonics that affected Central Asia (**Allen et al., 1995; Laurent-Charvet et al., 2003**), eventually dismembered the oroclinal system, displaced segments over more than 1000 km, and thus disorganised its original structure (**Wang et al., 2007; Choulet et al., 2010**).

### *B.2.ii West Junggar*

West Junggar, a mountainous area located along the Kazakh border in northwestern China, forms the easternmost part of the Kazakh orocline (*Fig. 6.B.1b*). It is limited by two major strike-slip fault systems, the Irtysh-Gornotsaev sinistral shear zone to north and the Chingiz-Alakol-North Tianshan dextral shear zone to the south (**Choulet et al., 2010; Fig. 6.B.1b**). Permian displacements along these faults have been estimated from several hundreds to more than one thousand kilometres (**Wang et al., 2007; Choulet et al., 2010**). These faults represent major tectonic boundaries between West Junggar, Altai, and Tianshan. Although detailed investigations are rare in West Junggar, several authors have recognized numerous stratigraphic and tectonic units (**Feng et al., 1989; Buckman & Aitchison, 2004**). The section below is a brief summary of the litho-stratigraphic units defined in **Choulet et al. (unpublished results; Fig. 6.B.2a)**.

The Chingiz-Tarbagatay Unit in the central part of the West Junggar massif, is composed of Early Palaeozoic mélangé, turbidite and magmatic arc rocks (Unit I in *Fig. 6.B.2a; Feng et al., 1989*). The Mayila and Tangbale Units are also formed by Early Palaeozoic ophiolitic mélangés and turbidites (Units IVa and IVb in *Fig. 6.B.2a; Buckman & Aitchison, 2004*). Unconformable Middle Devonian conglomerate that overlie Ordovician and Silurian rocks argue for a Late Silurian event (**XBGRM, 1965a**). A-type Early Devonian granites intrude the Chingiz-Tarbagatay Unit and postdate the pre-Late Silurian accretion-subduction (**Chen et al., 2010a**). These units with still a poorly documented architecture represent the substratum of the Devonian-Carboniferous arcs (Units IIa and IIIa in *Fig. 6.B.2a*). At the end of the Middle Devonian, two new subduction zones developed. To the north, the south-dipping subduction of the Ob-Zaisan Ocean generated the Sawuer arc and Erquis accretionary complex (Unit IIa and IIb in *Fig. 6.B.2a; Windley et al., 2007; Shen et al., 2008; Zhou et al., 2008b; Chen et al., 2010a*). To the south, the Barliek magmatic arc,



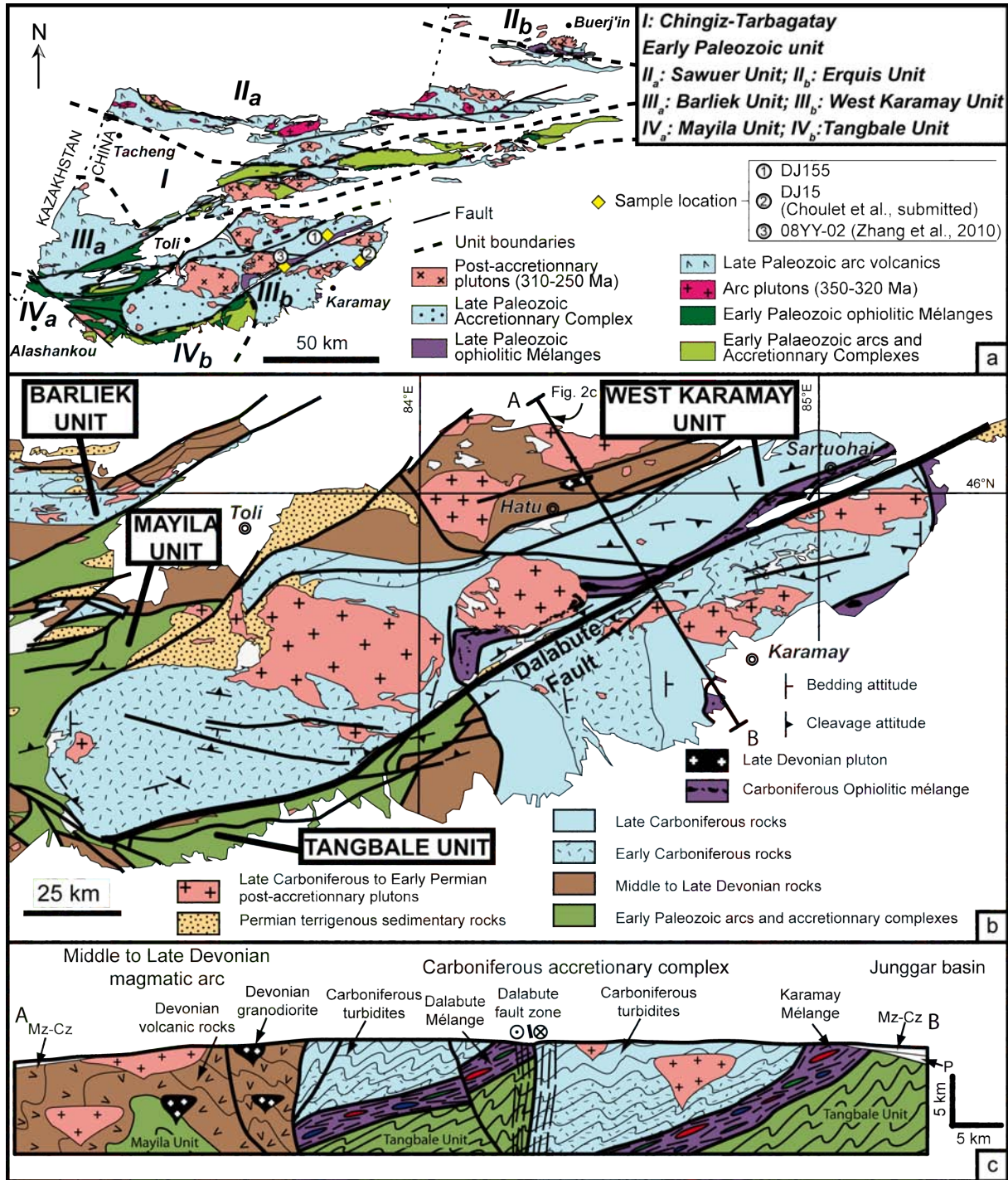


Figure 6.B.2: a) map of West Junggar Mountains, showing the different tectonic units. Two pairs of Late Palaeozoic accretionary complexes and magmatic arcs overlie an Early Palaeozoic substratum, itself formed by arc magmatism and accretion. The location of samples described in this article is also presented. b) structural map of the West Karamay Unit. This unit is in fault contact with the surrounding Barliek, Mayila and Tangbale units. The West Karamay unit is an accretionary complex that comprises Early to Late Carboniferous sedimentary rocks (turbidite series and mass-flow greywacke deposits) and ophiolitic mélanges. The NE-SW trending Dalabute fault separates the unit in two parts. c) geological section across Barliek magmatic arc end West Karamay accretionary complex. P: Permian, Mz-Cz: Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks.

and the West Karamay accretionary complex are related to the northwest-dipping subduction of the Junggar Ocean (Units IIIa and IIIb in Fig 6.B.2a; Feng et al., 1989; Buckman &

**Aitchison, 2004; Chen et al., 2006; Xiao et al., 2008**). This magmatic arc–subduction complex assemblage corresponds to the easternmost extension of the Kazakh orocline (**Choulet et al., in press; Fig. 6.B.1b**).

A particularity of West Junggar is the abundant and widespread Late Palaeozoic magmatism (**Han et al., 2006; Fig 6.B.2a**), which affected the entire Central Asia (**Jahn et al., 2000a**). Magmatic suites consist of A-type and I-type plutons, mafic dykes and volcanic rocks, emplaced between 320 Ma and 250 Ma (**Chen & Jahn, 2004; Li et al., 2004a; Han et al., 2006; Xu et al., 2008b; Geng et al., 2009; Yin et al., 2010**). A-type granitoids were generated either by a partial melting of the depleted-mantle reservoir (**Han et al., 1999**) or, alternatively, by a thermally induced melting of the Palaeozoic juvenile lower crust followed by in situ differentiation (**Chen & Jahn, 2004; Su et al., 2006a**); or both processes acting together (**Chen & Arakawa, 2005; Geng et al., 2009**). I-type granitoids stem from the melting of Early Palaeozoic juvenile crust (**Chen & Jahn, 2004**) or a depleted mantle reservoir (**Zhou et al., 2008b**). Dolerite and low-Mg diorite dykes dated between 283Ma and 241Ma (**Qi, 1993; Li et al., 2004a; Xu et al., 2008b; Zhou et al., 2008a**) have a depleted-mantle origin. All these rocks have been assigned a post-collisional setting.

In contrast, 320-300 Ma calc-alkaline rocks with adakitic affinities (**Zhang et al., 2006; Geng et al., 2009; Tang et al., 2010**) and high-Mg diorite dykes (**Yin et al., 2010**) were recently described and slab melting related to ridge subduction was proposed to account for their genesis. These new data led several authors to consider that subduction may have continued during Permian (**Geng et al., 2010; Xiao et al., 2010**), but this is not supported by field evidence. Actually, eruption of Permian lava flows (**Tan et al., 2006**) is closely associated with the accumulation of Permian coarse red sandstones and conglomerates, considered as a post-orogenic molasse (**Feng et al., 1989; Allen et al., 1995; Jin & Li, 1999; Buckman & Aitchison, 2004; Fig. 6.B.2b**). Undeformed Early Permian molasse postdates turbidite accumulation; therefore, subduction likely ended before the Early Permian.

All the Palaeozoic rocks of West Junggar have been affected by Permian post accretion transcurrent tectonics (**Allen et al., 1995; Laurent-Charvet et al., 2003; Fig 6.B.1b**). SW-NE trending faults, such as the Dalabute sinistral fault, affect Permian plutons and generate cataclasite (**Allen et al., 1995; Fig 6.B.2b**), whilst ductile mylonite is never observed.

### B.3 Age and nature of the West Karamay Unit

West Junggar Mountains are bounded to the east by the Junggar basin (*Fig. 6.B.2b*); in this area, low elevation and desert morphology expose discontinuous outcrops. From the bottom to the top, the Carboniferous Xibeikulasi, Baogoutu, and Tailegula formations have been classically recognized (**XBGRM, 1966; 1978; Wu and Pan, 1991**); however, similar lithologies and the lack of accurate stratigraphic evidence led several authors to reappraise this classification (**Feng et al., 1989; Buckman & Aitchison, 2004; Choulet et al., unpublished results**). In the following section, they will be collectively termed “West Karamay Unit” (*Fig. 6.B.2b; Choulet et al., unpublished results*). This unit consists of imbricate slices of turbidite, greywacke, and ophiolitic mélange (**Feng et al., 1989**), described thereafter (*Fig. 6.B.2b*).

#### B.3.i The turbidite series

In the West Karamay Unit, ca. 10 m-thick alternations of fine-grained grey siltstone and blackish mudstone are the predominant lithology (**Feng et al., 1989; Li & Jin, 1989; Guo et al., 2002; Fig. 6.B.3a); in many places, the Permian magmatism and associated high heat flow transformed these rocks into hornfels (**Choulet et al., unpublished results; Fig. 6.B.2a**). In clastic rocks, quartz and clay are dominant, but many feldspar and lithic clasts are also preserved (*Fig. 6.B.3b*), and coarse-grained, greywacke contains numerous andesite clasts (*Fig. 6.B.3c*). Slumps, disrupted soft sandstone beds, Bouma sequences (*Fig. 6.B.3d*), and the coexistence of deep-water and shallow-water ichnofacies attest to the tectonic instability of the basin and resedimentation processes (**Jin and Li, 1999**).**

Rare fossils of plants, corals and brachiopods do not provide a better age assignment than Carboniferous (**XBGRM, 1966; Li & Jin, 1989; Wu & Pan, 1991**). Recent U-Pb geochronological data on detrital zircons yield a maximum Late Carboniferous age (ca. 305 Ma) for turbidite deposition, which is close to the age of accretion (**Choulet et al., unpublished results**). The positive  $\epsilon_{\text{Hf}}$  values of these zircons argue for a juvenile origin consistent with an immature active margin (**Choulet et al., unpublished results**). The bedding ( $S_0$ ) is usually apparent in coarse-grained turbidites, but often undistinguishable from the slaty cleavage ( $S_1$ ) in black mudstone. Relationships between bedding and cleavage will be described and discussed later in this article. Turbidites often dip steeply, however upright folds hinges are rarely observed (*Fig. 6.B.3e*).



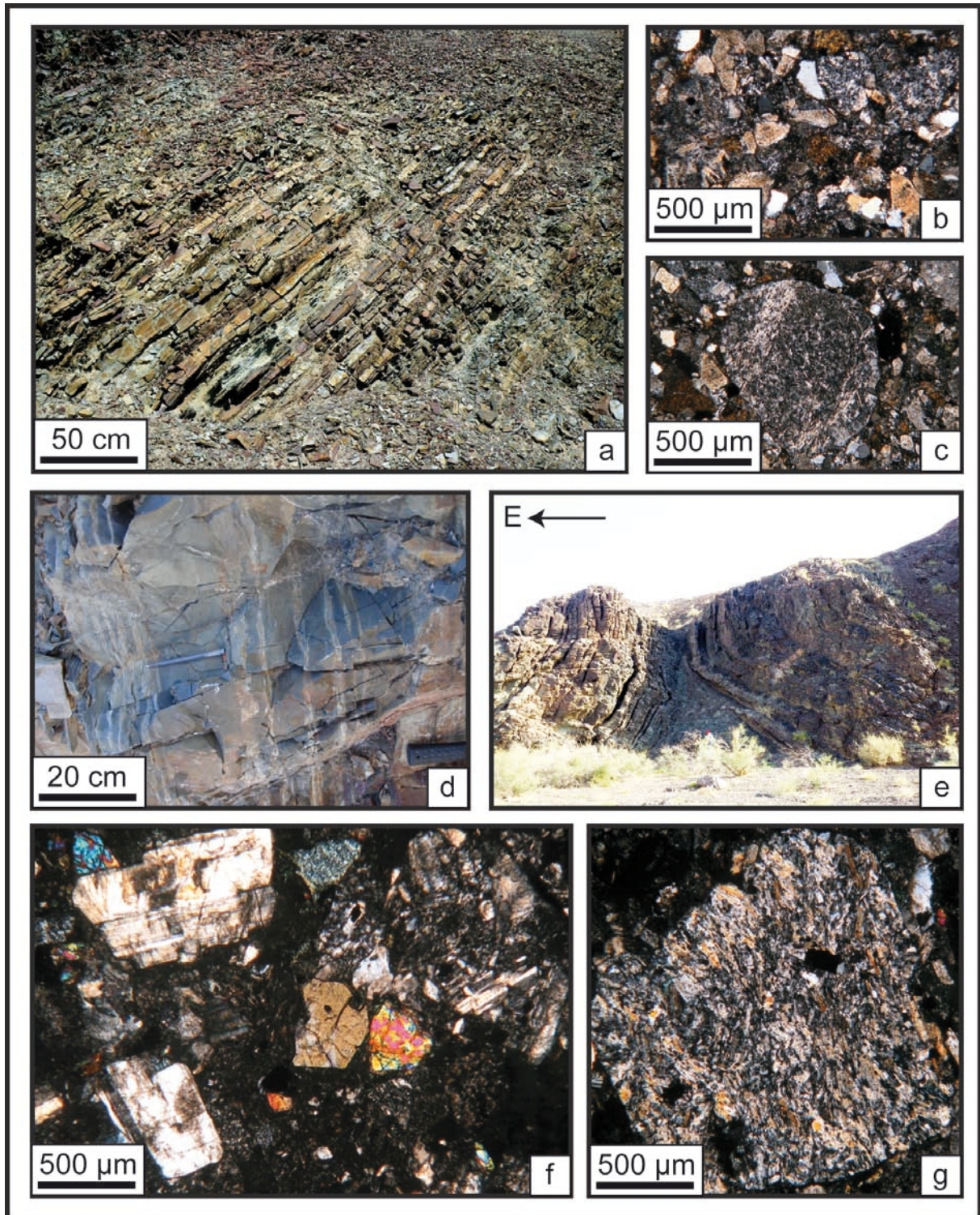


Figure 6.B.3: Photographs of turbidites and greywackes from the West Junggar sedimentary units. a: turbidites made of decimetre-scale alternation of medium to coarse-grained volcaniclastic sandstone (45.9808°N; 85.3093°E), b: microphotographs of lithic, feldspar and quartz clasts within turbidite sandstone (45.7233°N; 84.4516°E), c: fine-grained andesite clast frequently appearing within turbidites (45.7233°N; 84.4516°E), d: syn-sedimentary load casts structures of sandstone-siltstone beds in turbidites (45.8675°N; 84.6934°E), e: upright fold in the turbidites (45.8702°N; 85.2176°E), f: microphotograph of greywacke showing plagioclase, amphibole and pyroxene clasts within a clayey matrix (45.7214°N; 84.4593°E), g: andesite clast with well-expressed fluidal texture in greywacke mass-flow deposit (45.7214°N; 84.4593°E).

Table 6.B.1: La-ICPMS U-Pb detrital zircon data. \*: Degree of discordance.

| Analysis No.        | Th<br>(ppm) | U<br>(ppm) | Th/U   | Ratios              |        |                    |        |                    |        |                     |        | Ages (Ma)           |      |                    |      |                    |      |                     |      | Disc% * |       |
|---------------------|-------------|------------|--------|---------------------|--------|--------------------|--------|--------------------|--------|---------------------|--------|---------------------|------|--------------------|------|--------------------|------|---------------------|------|---------|-------|
|                     |             |            |        | 207Pb<br>/<br>206Pb | ± 1σ   | 207Pb<br>/<br>235U | ± 1σ   | 206Pb<br>/<br>238U | ± 1σ   | 208Pb<br>/<br>232Th | ± 1σ   | 207Pb<br>/<br>206Pb | ± 1σ | 207Pb<br>/<br>235U | ± 1σ | 206Pb<br>/<br>238U | ± 1σ | 208Pb<br>/<br>232Th | ± 1σ |         |       |
| <b>DJ155 (n=26)</b> |             |            |        |                     |        |                    |        |                    |        |                     |        |                     |      |                    |      |                    |      |                     |      |         |       |
| 1                   | DJ155 03    | 238.42     | 255.70 | 0.93                | 0.0526 | 0.0005             | 0.3674 | 0.0079             | 0.0507 | 0.0011              | 0.0138 | 0.0003              | 312  | 22                 | 318  | 6                  | 319  | 7                   | 276  | 6       | -2.14 |
| 2                   | DJ155 05    | 76.35      | 89.53  | 0.85                | 0.0533 | 0.0014             | 0.3927 | 0.0202             | 0.0534 | 0.0017              | 0.0148 | 0.0007              | 342  | 57                 | 336  | 15                 | 335  | 10                  | 297  | 15      | 2.08  |
| 3                   | DJ155 06    | 51.66      | 77.20  | 0.67                | 0.0531 | 0.0005             | 0.3920 | 0.0074             | 0.0535 | 0.0012              | 0.0156 | 0.0003              | 334  | 22                 | 336  | 5                  | 336  | 7                   | 313  | 7       | -0.52 |
| 4                   | DJ155 07    | 406.58     | 393.41 | 1.03                | 0.0532 | 0.0005             | 0.3956 | 0.0070             | 0.0539 | 0.0012              | 0.0160 | 0.0003              | 337  | 22                 | 338  | 5                  | 339  | 7                   | 322  | 6       | -0.53 |
| 5                   | DJ155 08    | 94.31      | 120.14 | 0.79                | 0.0528 | 0.0005             | 0.3717 | 0.0063             | 0.0510 | 0.0011              | 0.0137 | 0.0003              | 322  | 22                 | 321  | 5                  | 321  | 7                   | 275  | 5       | 0.21  |
| 6                   | DJ155 09    | 84.89      | 102.06 | 0.83                | 0.0525 | 0.0005             | 0.3550 | 0.0070             | 0.0490 | 0.0011              | 0.0124 | 0.0003              | 308  | 21                 | 309  | 5                  | 309  | 7                   | 249  | 6       | -0.31 |
| 7                   | DJ155 10    | 52.99      | 74.93  | 0.71                | 0.0533 | 0.0007             | 0.3901 | 0.0113             | 0.0531 | 0.0013              | 0.0167 | 0.0005              | 339  | 28                 | 334  | 8                  | 334  | 8                   | 335  | 10      | 1.73  |
| 8                   | DJ155 11    | 22.70      | 44.06  | 0.52                | 0.0531 | 0.0018             | 0.3821 | 0.0235             | 0.0522 | 0.0019              | 0.0172 | 0.0012              | 334  | 73                 | 329  | 17                 | 328  | 11                  | 344  | 23      | 1.86  |
| 9                   | DJ155 12    | 359.05     | 362.73 | 0.99                | 0.0529 | 0.0006             | 0.3702 | 0.0050             | 0.0508 | 0.0011              | 0.0142 | 0.0002              | 325  | 23                 | 320  | 4                  | 319  | 6                   | 284  | 5       | 1.85  |
| 10                  | DJ155 13    | 92.75      | 134.05 | 0.69                | 0.0530 | 0.0005             | 0.3778 | 0.0058             | 0.0517 | 0.0011              | 0.0145 | 0.0003              | 328  | 22                 | 325  | 4                  | 325  | 7                   | 291  | 5       | 0.75  |
| 11                  | DJ155 15    | 28.56      | 56.07  | 0.51                | 0.0531 | 0.0006             | 0.3895 | 0.0096             | 0.0532 | 0.0012              | 0.0175 | 0.0005              | 335  | 24                 | 334  | 7                  | 334  | 7                   | 351  | 10      | 0.26  |
| 12                  | DJ155 18    | 280.90     | 280.11 | 1.00                | 0.0529 | 0.0005             | 0.3758 | 0.0055             | 0.0515 | 0.0011              | 0.0150 | 0.0003              | 324  | 24                 | 324  | 4                  | 324  | 7                   | 301  | 5       | -0.12 |
| 13                  | DJ155 19    | 91.39      | 162.90 | 0.56                | 0.0528 | 0.0010             | 0.3596 | 0.0141             | 0.0494 | 0.0014              | 0.0134 | 0.0006              | 321  | 44                 | 312  | 11                 | 311  | 8                   | 269  | 13      | 3.15  |
| 14                  | DJ155 21    | 99.04      | 122.76 | 0.81                | 0.0524 | 0.0005             | 0.3484 | 0.0067             | 0.0482 | 0.0010              | 0.0138 | 0.0003              | 305  | 24                 | 303  | 5                  | 303  | 6                   | 277  | 6       | 0.44  |
| 15                  | DJ155 22    | 65.25      | 408.37 | 0.16                | 0.0548 | 0.0006             | 0.4894 | 0.0070             | 0.0648 | 0.0013              | 0.0197 | 0.0005              | 404  | 24                 | 404  | 5                  | 404  | 8                   | 395  | 11      | 0     |
| 16                  | DJ155 24    | 10.73      | 26.74  | 0.40                | 0.0542 | 0.0008             | 0.4349 | 0.0138             | 0.0582 | 0.0015              | 0.0184 | 0.0008              | 378  | 31                 | 367  | 10                 | 365  | 9                   | 368  | 15      | 3.49  |
| 17                  | DJ155 25    | 93.09      | 172.86 | 0.54                | 0.0529 | 0.0005             | 0.3783 | 0.0073             | 0.0519 | 0.0011              | 0.0139 | 0.0003              | 322  | 21                 | 326  | 5                  | 326  | 7                   | 279  | 7       | -1.25 |
| 18                  | DJ155 27    | 365.07     | 403.30 | 0.91                | 0.0527 | 0.0006             | 0.3665 | 0.0044             | 0.0504 | 0.0010              | 0.0142 | 0.0002              | 318  | 26                 | 317  | 3                  | 317  | 6                   | 286  | 4       | 0.22  |
| 19                  | DJ155 30    | 166.33     | 158.89 | 1.05                | 0.0526 | 0.0005             | 0.3566 | 0.0057             | 0.0492 | 0.0010              | 0.0135 | 0.0002              | 309  | 21                 | 310  | 4                  | 310  | 6                   | 272  | 5       | -0.08 |
| 20                  | DJ155 32    | 25.58      | 47.25  | 0.54                | 0.0532 | 0.0006             | 0.3840 | 0.0098             | 0.0523 | 0.0012              | 0.0160 | 0.0005              | 339  | 25                 | 330  | 7                  | 329  | 7                   | 322  | 10      | 2.98  |
| 21                  | DJ155 33    | 49.81      | 80.35  | 0.62                | 0.0527 | 0.0006             | 0.3599 | 0.0099             | 0.0495 | 0.0012              | 0.0136 | 0.0004              | 317  | 28                 | 312  | 7                  | 311  | 7                   | 273  | 9       | 1.84  |
| 22                  | DJ155 34    | 123.65     | 133.63 | 0.93                | 0.0532 | 0.0005             | 0.3939 | 0.0085             | 0.0536 | 0.0012              | 0.0146 | 0.0003              | 339  | 22                 | 337  | 6                  | 337  | 7                   | 292  | 7       | 0.64  |
| 23                  | DJ155 35    | 52.14      | 70.81  | 0.74                | 0.0528 | 0.0006             | 0.3683 | 0.0091             | 0.0506 | 0.0012              | 0.0124 | 0.0004              | 319  | 23                 | 318  | 7                  | 318  | 7                   | 248  | 7       | 0.35  |
| 24                  | DJ155 36    | 77.59      | 100.61 | 0.77                | 0.0526 | 0.0006             | 0.3548 | 0.0085             | 0.0489 | 0.0011              | 0.0137 | 0.0004              | 312  | 25                 | 308  | 6                  | 308  | 7                   | 275  | 7       | 1.38  |
| 25                  | DJ155 38    | 141.05     | 179.12 | 0.79                | 0.0527 | 0.0005             | 0.3673 | 0.0065             | 0.0506 | 0.0011              | 0.0139 | 0.0003              | 315  | 20                 | 318  | 5                  | 318  | 7                   | 278  | 6       | -0.97 |
| 26                  | DJ155 39    | 277.83     | 260.72 | 1.07                | 0.0527 | 0.0005             | 0.3705 | 0.0076             | 0.0510 | 0.0011              | 0.0142 | 0.0003              | 317  | 22                 | 320  | 6                  | 320  | 7                   | 284  | 6       | -1.05 |



B.3.ii The graywacke mass flows

Mass flows are lenses without obvious internal structure intercalated within turbidite series (Wu & Pan, 1991; Guo et al., 2002). These discharges of sand-sized volcanic materials can reach tens of metres in thickness. Despite highly variable geometry of the mass flow itself, the greywacke is very homogenous and occasionally well sorted (Guo et al., 2002); quartz, zoned feldspar and volcanic-rock clasts are dispersed in a matrix of fine-grained quartz and clay (Fig. 6.B.3f). Rock fragments are usually dark andesite, occasionally exposing fluidal texture (Fig. 6.B.3g), consistent with a volcanic-arc origin for these

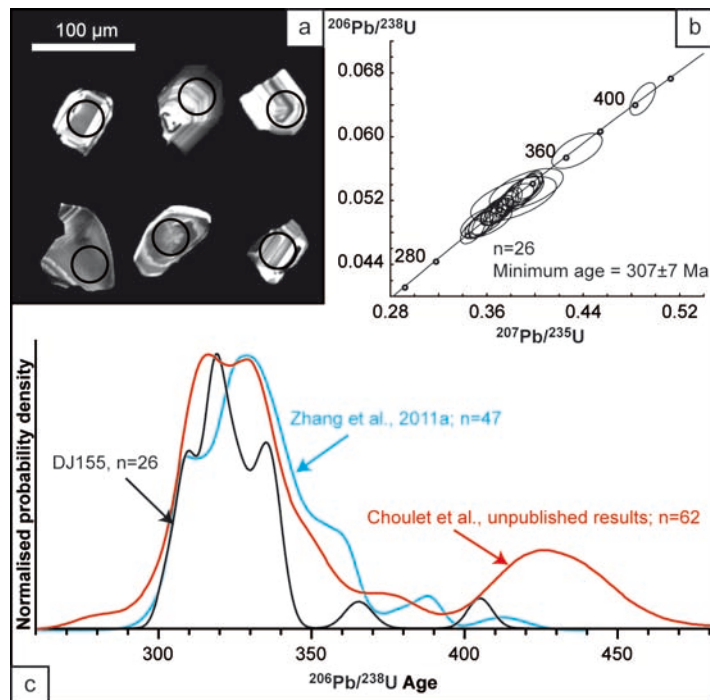


Figure 6.B.4: a: cathodoluminescence image of representative detrital zircon grains from sample DJ155, showing grain and spot numbers, and  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  for each analysed spot, b: Concordia plot of U-Pb isotopic ratios from zircons of sample DJ155, c: relative probability diagrams for detrital zircons of samples DJ155, 08YY-02 (Zhang et al., 2011) and DJ15 (Choulet et al., unpublished results).

volcaniclastic rocks. Greywackes are lithologically identical to the volcaniclastic sandstone beds of turbidite sequences. Some of these rocks were previously referred to as volcanic tuffs (Wu & Pan, 1991; Buckman & Aitchison, 2004), however, the clayey matrix and rounded clasts clearly rule out a pyroclastic origin for this rocks, which otherwise present all the features of volcaniclastic turbidites accumulated in a fore-arc basin. Nevertheless, Tournaisian-Viséan and Moscovian volcanic tuffs are locally associated with greywacke mass-flows (Guo et al., 2010; Zhang et al., 2011a), a possible consequence of transient filling-up.

A U-Pb geochronological study on detrital zircons was performed on a sample of greywacke from Sartuohai (Fig. 6.B.2a). In coarse-grained greywacke, zircons were separated and analyzed by LA-ICPMS at the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing. Details regarding analytical procedure and instrumentation can be found in Wu et al. (2010). Isotopic ratios and individual ages are reported in Table 6.B.1. Detrital zircon grains are generally euhedral and display growth zoning on cathodo-luminescence



images (*Fig. 6.B.4a*), a feature consistent with a magmatic origin. The U-Pb Concordia plot displays concordant ages, which are considered as crystallization ages (*Fig. 6.B.4b*). The age distribution pattern shows one single population mode of 320 Ma and a maximum age of sedimentation (the mean of the three youngest concordant grains; **Dickinson & Gehrels, 2009**) of ca. 305 Ma (*Fig. 6.B.4c*).

These results are similar to those obtained from nearby tuff and turbidite (**Zhang et al., 2011a; Choulet et al., unpublished results**). Each sample of tuff, greywacke and turbidite displays an unimodal age distribution, with a population peak ranging between 330 Ma and 320 Ma (*Fig. 6.B.4c*). Maximum ages of deposition of both turbidites and greywacke mass flows cluster around 305 Ma. The consistency between minimum age of sedimentation and single population peak age implies a local and single source for the turbidites and greywacke discharges (**Zhang et al., 2011a; Choulet et al., unpublished results**). This is consistent with the angular shape of detrital zircon grains that indicate short transport from the source to the basin (*Fig. 6.B.4a*). The potential sources of these zircon grains are the mid-Carboniferous (**Feng et al., 1989; Han et al., 2006; Shen et al., 2008; Chen et al., 2010a**) Barliek and Sawuer magmatic arc rocks.

### *B.3.iii Ophiolitic and sedimentary mélanges*

These rock bodies occur as irregular bands, within the sedimentary series (*Fig. 6.B.2b*). Mélanges are characterized by the lack of internal strata continuity and inclusion of various-sized blocks of oceanic material in a fragmented fine matrix (**Greenly, 1919; Raymond, 1984**). In West Junggar, the matrix is usually serpentine or, locally, metasomatized serpentine, termed listwaenite (**Buckman & Aitchison, 2004**), this material is highly sheared and encloses lens-shaped exotic fragments. Many stripes of mélange interleaved with sediments are too small for being represented on geological maps; in contrast, two large bands, the Dalabute and Karamay mélanges have been mapped in detail (**Feng et al., 1989; Zhang et al., 2011a; 2011b; Fig. 6.B.2b**).

#### *B.3.iii.a The Dalabute mélange*

The Dalabute (also called Darbut) ophiolitic mélange crops out on the northwestern side of the Dalabute Fault (*Fig. 6.B.2b*). The width of the rock body can reach several kilometres and its fabric dips steeply. However, a preserved northwest dipping foliation suggests that the ophiolitic mélange lies below the sediments that crop out to the west of the Dalabute Fault (**Feng et al., 1989; Fig. 6.B.2c**).

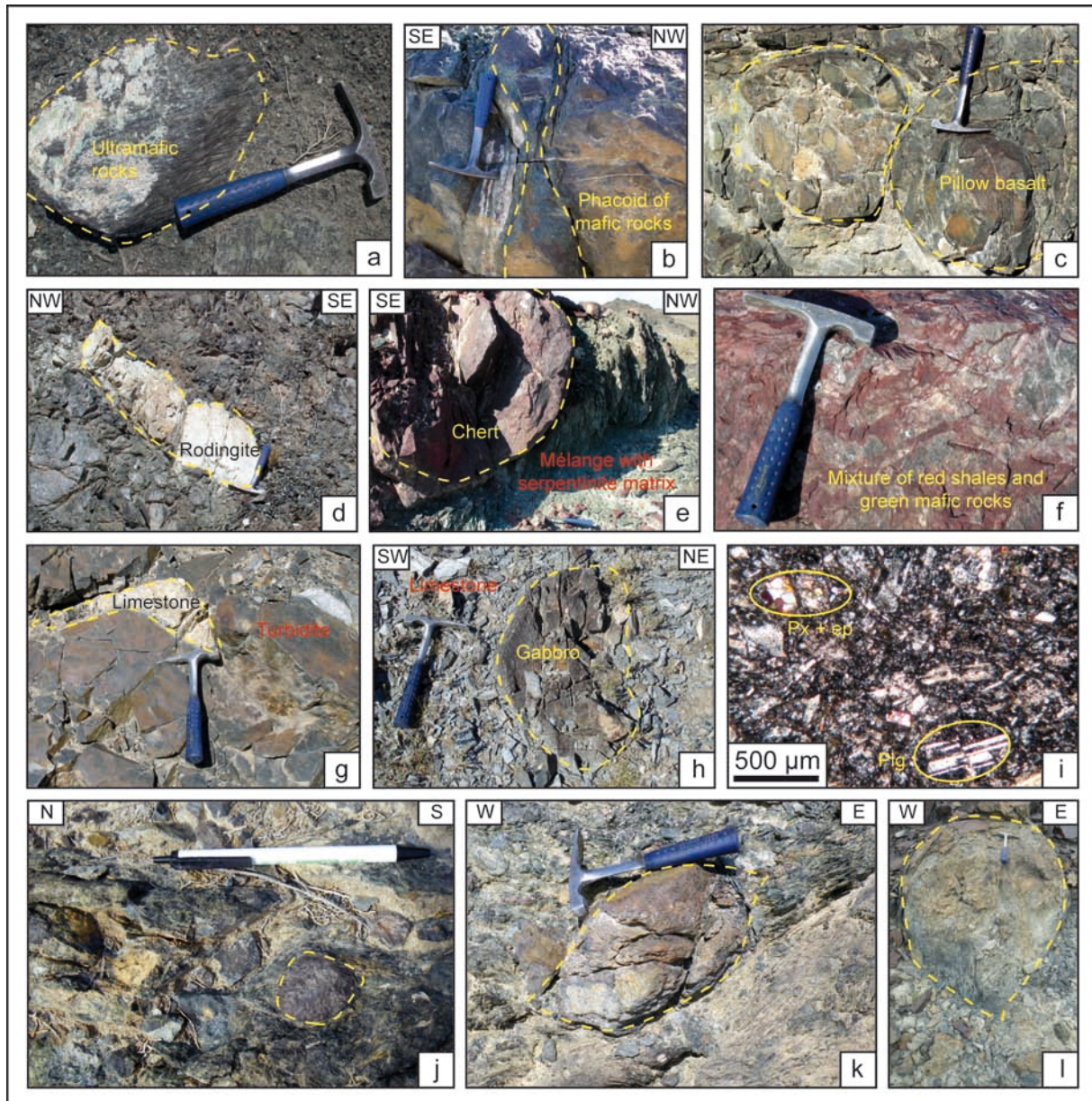


Figure 6.B.5: Photographs of the main lithologies represented within ophiolitic and sedimentary mélanges. a: pyroxenite block within a serpentinite matrix of the Dalabute mélangé, near Sartuohai (45.9847°N; 84.9155°E), b: phacoidal blocks of basalts and gabbro, metamorphosed into the greenschist facies, southwest of Sartuohai (45.8698°N; 84.6832°E), c: pillow basalt block, northwest of Sartuohai (46.0895°N; 84.8138°E), d: rodingitized dyke within the Dalabute ophiolitic mélangé, along the Dalabute River (45.8609°N; 84.7275°E), e: metric block of red chert within the serpentinite matrix, near Sartuohai (45.9067°N; 84.7743°E), f: mixture of red shale and fine-grained green rocks (probably hyaloclastic basalt), west of Karamay (45.9847°N; 84.9155°E); this facies denotes pre-accretion but syn-tectonic sedimentation upon the oceanic plate (45.7915°N; 84.5622°E), g: decimetre-scale lenses of limestone within the turbiditic sequence, north of Karamay (45.6937°N; 84.8486°E), h: round-shaped block of undeformed gabbro within a strongly deformed limestone lens, west of Karamay (45.7199°N; 84.4619°E), i: microphotograph of gabbroic sandstone, exposing plagioclase (plg), pyroxene (px) and epidote (ep) angular clasts in a fine-grained matrix of quartz and clay, West of Karamay (45.7199°N; 84.4619°E), j: photograph of horizontal surface, showing vertically dipping schistose serpentinite matrix that supports chert and greenstone boulders, Karamay mélangé, north of Karamay (45.9595°N; 84.2975°E), k: sigmoidal block of basalts within the Karamay mélangé (45.9595°N; 84.2975°E), l: round-shaped block of gabbro within the serpentinite matrix of the Karamay mélangé (45.9595°N; 84.2975°E).

The mélangé also contains serpentinitized harzburgite blocks that can reach several tens

to hundreds of metres near Sartuohai mine (*Fig. 6.B.2b; 6.B.5a*), cumulate gabbro, and basalt metamorphosed into amphibolite or greenschist (**Feng et al., 1989; Fig. 6.B.5b**). Pillow basalts are not uncommon (*Fig. 6.B.5c*). Mafic rocks display OIB, N-MORB or E-MORB affinities (**Zhang et al., 1993; Wang et al., 2003; Buckman & Aitchison, 2004; Lei et al., 2008; Gu et al., 2009; Liu et al., 2009**). Since the dismembered nature of the mélange facilitates fluids migration, some magmatic rocks have been transformed into roddingite at the boundary with the serpentinite matrix (**Buckman & Aitchison, 2004; Fig. 6.B.5d**). The rheological behaviour of serpentinite (**Saleeby, 1984**) also enhances the exhumation of high-grade metamorphic rocks such as blueschists (**Feng et al., 1989**). Boulders of red chert and recrystallized radiolarite are often associated with greenish mafic rocks, giving the landscape its typical “coloured mélange” look (*Fig. 6.B.5e*). Sometimes, mixtures of chert, basalt and limestone appear within one single block (*Fig. 6.B.5f*), and this close association is a clear evidence for pre-mélange syntectonic sedimentation. Modern analogues of these features can be found at sites of oceanic mantle denudation, such as the Gorringe Bank in the Atlantic Ocean (**Lagabrielle & Auzende, 1982**).

Olistostromes and broken formations are often closely associated with ophiolitic mélange stripes; they contain intrabasinal dismembered strata, and exotic blocks as well. Various-sized limestone lenses are irregularly distributed along the strike of the Dalabute fault (**XBGRM, 1966; Guo et al., 2002; Fig. 6.B.5g**). This thin-bedded limestone is highly recrystallized, but contains remnants of crinoids and Devonian to Carboniferous rugose corals as well (**XBGRM, 1966**). The limestone also locally contains gabbro phacoids associated with sandstone, conglomerate and breccia (*Fig. 6.B.5h*) that contain a significant amount of pyroxene, feldspar and gabbro fragments (*Fig. 6.B.5i*). The occurrence of mafic clasts argues for syn-tectonic sedimentation to have occurred prior to accretion. A detailed structural study of this limestone will be provided in the next section. The sedimentary mélange also contains phacoids of greywacke and turbidite, similar to those of the coherent sedimentary units.

The age of the Dalabute mélange is uncertain since its matrix remains undated. Poorly preserved radiolarian fossils in chert blocks indicate a Middle Devonian age (**Feng et al., 1989**). Sm/Nd and U-Pb isotopic ages of  $395 \pm 12$  Ma and  $391 \pm 7$  Ma, respectively have been obtained on blocks of oceanic gabbro (**Zhang et al., 1993; Gu et al., 2009**). An E-MORB leucogabbro yields a zircon U-Pb age of  $302 \pm 2$  Ma (**Liu et al., 2009**). This age is very close to that of alkaline plutons that obviously postdate mélange emplacement (**Geng et al., 2009**). Since no information on the sampling location of this leucogabbro is available, this

rock could be a boulder within the mélange, or alternatively a dyke or a sill that crosscuts it. Therefore, this date must be considered with caution and will not be used in our discussion.

### *B.3.iii.b The Karamay mélange*

This stripe of mélange, also called Baijiantan mélange or Baikouquan (**Zhu et al., 2008**), that crops out at the boundary of the Junggar Basin is partly hidden by Mesozoic sediments (*Fig. 6.B.2b*). Thus, the breadth of the band is possibly underestimated. Geometrically, the Karamay mélange lies below the sedimentary stack; a configuration similar to that of Dalabute mélange (**Feng et al., 1989**). The matrix of the mélange consists of highly sheared serpentinite, which encloses various-sized blocks of harzburgite, metagabbro, basalt and chert (*Fig. 6.B.5j, 6.B.5k and 6.B.5l*). Mafic rocks display both OIB and MORB geochemical affinities (**Zhu et al., 2007; Zhang et al., 2011b**). Metamorphic mineral assemblages representative of pressure up to 27 kbar are preserved within dolomitic marble and garnet amphibolite blocks (**Zhu et al., 2008**). Exsolution textures in two-pyroxenes lherzolite lenses also attest for high-grade metamorphism and deep burial (**Zhu & Xu, 2007**).

The formation of the Karamay Mélange is not well time-constrained. Zircons extracted from a gabbro yield two U-Pb ages at  $415 \pm 8$  Ma and  $332 \pm 14$  Ma (**Xu et al., 2006a**), but the significance of these ages is uncertain. Based upon regional correlation, and in agreement with **Geng et al. (2009)**, and **Zhang et al. (2011a)**, we consider that the Late Silurian-Lower Devonian age may come from inherited grains, whilst the Visean age represents the crystallization age of gabbro. **Zhu et al. (2007)** also provide a zircon U-Pb age of 517 Ma on a pillow basalt of the OIB type; however, this data will not be considered since it is based on one single and highly discordant individual age, only.

### *B.3.iv Magmatic and tectonic features of the West Karamay Unit*

High-Mg diorite dykes, dated at  $321 \pm 1$  Ma, by  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  method, were likely formed by partial melting of the mantle metasomatised by slab-derived fluid/melt (**Yin et al., 2010**). The calc-alkaline plutons of Baogutu porphyry copper belt intrude the West Karamay unit and consist in diorite porphyry stocks that document Late Carboniferous arc magmatism (**Shen et al., 2009**). 315-310 Ma adakites also crop out in the Baogutu area, and a slab melting origin is forwarded (**Tang et al., 2010**). Many circular plutons intrude the West Karamay Unit (**Kwon et al., 1989; Fig. 6.B.2b**). The oldest intrusion is dated at  $305 \pm 5$  Ma, but many ages stretch from 300 Ma to 280 Ma (**Kwon et al., 1989; Han et al., 1999; 2006;**



**Chen & Jahn, 2004; Su et al., 2006a; Geng et al., 2009**). Recently, diorites with adakitic affinity were interpreted as the result of the partial melting of a subducted slab (**Geng et al., 2009**). An alternative origin of these magmas could be a partial melting of the mafic juvenile lower crust consistent with the Permian post-accretionary episode (**Jahn et al., 2000**). However, the slab melting interpretation (**Geng et al. 2009**) does not contradict the post-accretionary setting hypothesized for the Late Carboniferous to Permian magmatism, since subduction related magmas can be retained in the crust during a residence time of several millions years (**Wang et al., 2009a**). Alkaline magmatism persists until the Late Permian, with the emplacement of a doleritic to basaltic dyke swarm (**Qi, 1993; Li et al., 2004a; Han et al., 2006; Xu et al., 2008b; Zhou et al., 2008b**).

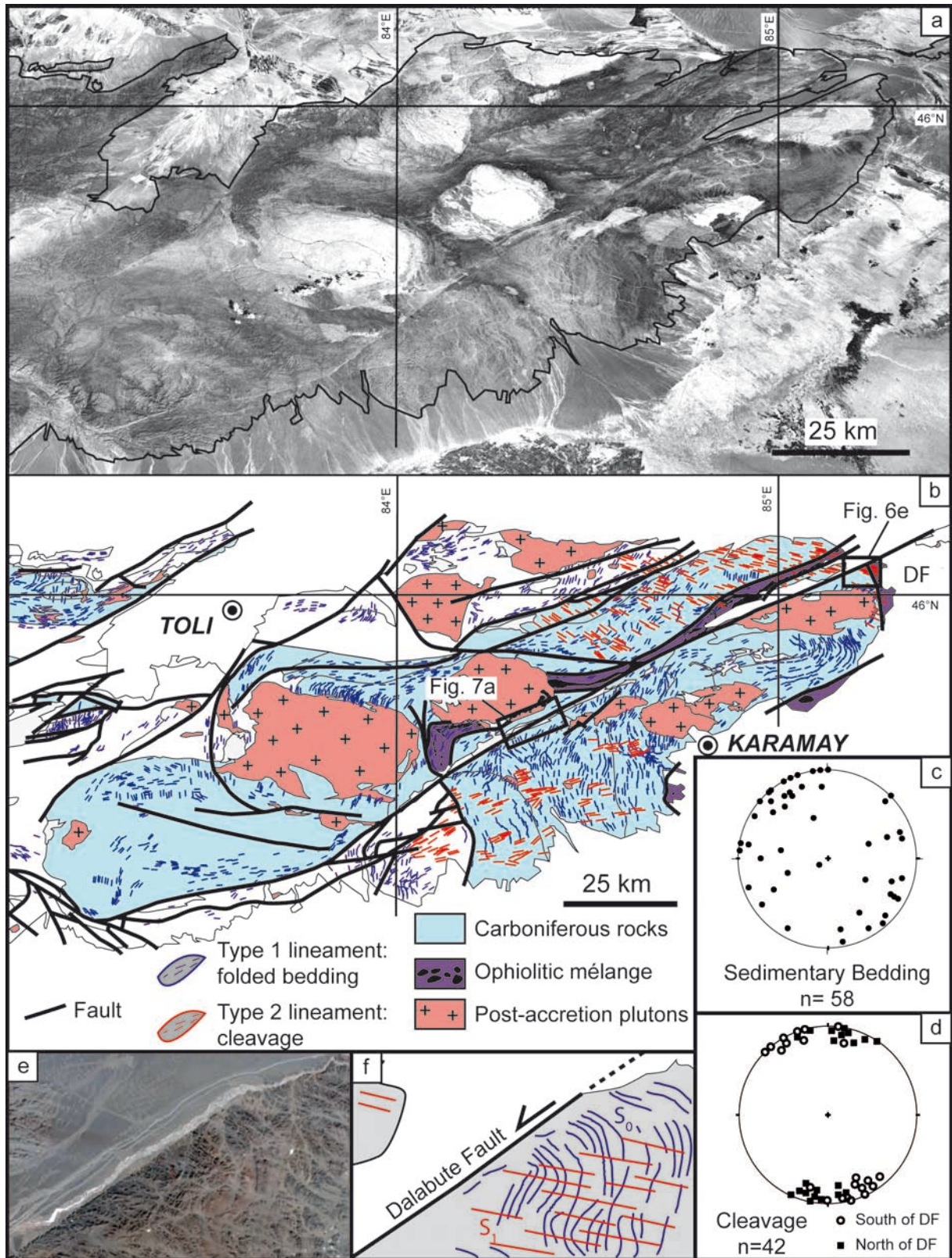
The West Karamay Unit is divided into two parts by the NE-SW trending Dalabute fault (*Fig. 6.B.2b*). This sinistral fault affects post-accretionary plutons, but estimate of its offset is not available. Strike slip faulting continued in Early Mesozoic time and intensely disturbed the primary Palaeozoic geometry (**Allen et al., 1995; Xu et al., 2009**). Cenozoic tectonics also reactivated most tectonic discontinuities (**Avouac et al., 1993**); however, this reactivation remains weak in West Junggar, compared to Tianshan.

#### B.4 New structural evidence for transpression

Within the West Karamay Unit, the deformation is irregularly expressed, depending on the lithology and observation scale.

##### *B.4.i Mega scale structures of the West Karamay Unit*

Mega scale structures are obviously visible on satellite scene (available at <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/> and <http://maps.google.com/>; *Fig. 6.B.6a*). Lineament analysis reveals two types of linear structures within the sedimentary series of the West Karamay unit (*Fig. 6.B.6b*). Type 1 lineaments draw kilometre-scale undulations and tens of kilometres wide S-shaped features (*Fig. 6.B.6a ; 6.B.6b*) that are interpreted as mega scale drag-folds with vertical axes. Type 2 lineaments display a regular pattern, with two principal directions. To the north of the West Karamay Unit, the trend is N100°E, whereas to the south of the unit, the average direction is N75°E. Such a constant distribution pattern suggests that the type 2 lineaments represent the slaty cleavage trend developed in the turbidites.



Field investigations confirm our interpretation of the mega scale structures. At outcrop scale, the bedding  $S_0$  shows a persistent vertical or steep dip, but a frequently changing strike (Fig. 6.B.2a; 6.B.6c), consistent with the folds with vertical axes inferred from satellite imagery (Fig. 6.B.6a). The pervasive slaty cleavage in fine-grained sedimentary rocks displays a constant attitude, which depends upon the location (Fig. 6.B.2a; 6.B.6d). To the



Figure 6.B.6: a: satellite map of southeast of West Junggar Mountains (Landsat 7 image downloaded from <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>), b: interpretative map of lineaments, with the 2 major trends. Type 1, which is marked by small undulations corresponds to the bedding. Type 2 lineaments display regular N110°E and N80°E trending directions, to the north and to south of Dalabute Fault, respectively. Type 2 linear trend corresponds to the cleavage, c: stereoplot of field measurements of the bedding of the turbidites. Though a preferred NE-SW trending direction is visible, the bedding is variable in trend but constantly dips vertical, d: stereoplot of the cleavage of the turbidite, deduced from field measurements on both sides of the Dalabute Fault. In average, the vertically dipping cleavage is trending N75°E, to the south of West Karamay Unit, and N100°E to the north of the unit, e: detailed satellite photograph of the northernmost part of the West Karamay unit (located in Fig. 6.B.6b), f: interpretative map of fig. 6e, showing the vertical folds in turbidite. The deflection of the bedding close to the Dalabute Fault is in agreement with a sinistral kinematics.

north of Dalabute Fault, the cleavage trend is ca. N110°E, whilst, to the south of the fault, its average trend is ca. N70°E, fully consistent with satellite observation (Fig. 6.B.6a; 6.B.6b).

Although folds with vertical axes are common geologic features, they may generate through different mechanisms (Reutter et al., 1991; Fig. 6.B.7). They may form by tilting or refolding of preexisting upright or recumbent folds (Fig. 6.B.7a; 6.B.7b). However, the lean by 90° of the whole region would require large detachment structures that are totally lacking in West Junggar. Moreover, there is no progressive change from gently to steeply plunging

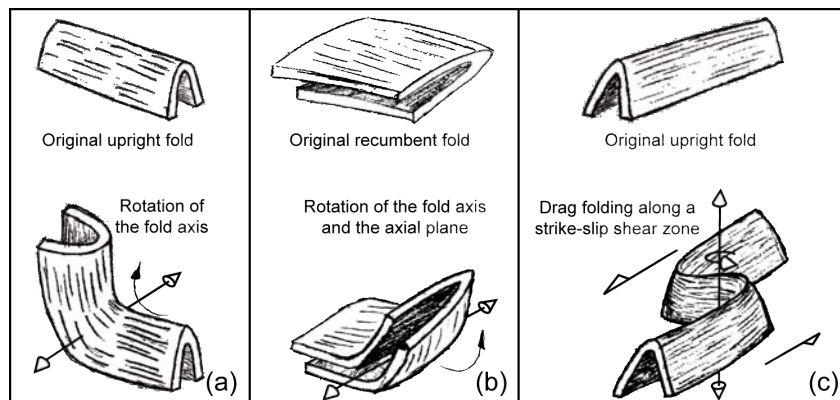


Figure 6.B.7: schematic diagrams showing the three possibilities to generate folds with vertical axes. a: 90° rotation of the fold axis of a preexisting upright fold. b: 90° rotation of both axial plane and fold axis of an early recumbent fold. c: drag folding along a shear zone (e.g. the Dalabute sinistral strike-slip fault) that induces rotations around a vertical axis of both axial plane and fold axis of a preexisting upright fold.

fold axes. Alternatively, wrench tectonics could directly generate folds with steeply dipping axes (Fig. 6.B.7c). Drag folds with oblique to vertical axes appear in brittle or ductile wrench shear zones (Ramsay, 1967; Sanderson, 1979; Berthé & Brun, 1980; Carreras et al., 2005). The

steepening of the sedimentary series requires a preliminary deformation stage, which is locally documented in the Karamay Unit (Wu & Pan, 1991; Zhang et al., 2011a; Fig. 6.B.3e). A continuum between compression and transpression can also be envisaged and will be discussed later in this paper.

It is worth to note that, on satellite scenes, circular plutons neatly crosscut the two types of lineament (Fig. 6.B.6a; 6.B.6b), thus clearly demonstrating that Late Carboniferous magmatism postdates the folding. Moreover, near the Dalabute Fault, both bedding and

cleavage deflect and progressively become tangent to this NE-SW trending fault (*Fig. 6.B. 6e; 6.B.6f*).

#### *B.4.ii Mesoscale and microscale structures in the West Karamay Unit*

Since West Junggar rocks do not record significant crust thickening, there is also no evidence for any ductile deformation and high-grade metamorphism. However, our structural investigations reveal that limestone olistoliths, silicified siltstone, well-sorted turbidite, or mafic magmatic rocks record a pervasive deformation restricted to a ca. 4-5 km wide band along the Dalabute Fault.

##### *B.4.ii.a Polyphase ductile shearing within limestone olistoliths*

Several hundred of metres to kilometre-scale massive limestone blocks, which crop out along the northern side of the Dalabute fault zone (**XBGRM, 1966; Guo et al., 2002**), draw asymmetric S-shaped drag folds (*Fig. 6.B.8a*). The well-defined vertical planar fabric represents both bedding and foliation (*Fig. 6.B.8b*). This  $S_{0-1}$  surface is deformed by three types of folds. Upright or slightly recumbent folds are rarely observed (*Fig. 6.B.8c*). Folds with vertical axes are generally tight or isoclinal (*Fig. 6.B.8d*) and develop a vertical axial plane cleavage striking N80°E (*Fig. 6.B.8e*). Multi-scale (from centimetre to several metres) second-phase gentle to open folds with similarly steeply plunging axes refold the early folds (*Fig. 6.B.8a; 6.B.8f; 6.B.8g*). An horizontal mineral/stretching lineation ( $L_1$ ) develops on the  $S_{0-1}$  surface (*Fig. 6.B.8h*).

Limestone blocks are often associated with gabbro and gabbroic sandstone lenses (*Fig. 6.B.5h; 5i*). The sigmoidal shape of these metre-scale phacoids indicates sinistral shearing. Though mafic rocks are too strong to experience ductile deformation, they developed a rough vertical foliation. This planar fabric is deflected at the block boundary, in agreement with a sinistral shearing along a N60°E direction. Microscopic observation in thin sections perpendicular to the foliation and parallel to the lineation (i.e. in the horizontal plane) of limestone and mafic sandstone show asymmetric clasts of calcite, quartz or epidote that indicate a left-lateral shearing (*Fig. 6.B.8i; 6.B.8j*). The sinistral kinematics of the clayey shear bands that develop in sandstone corroborates this interpretation (*Fig. 6.B.8k*).

Both sinistral and dextral asymmetric fold limbs appear in limestone (*Fig. 6.B.8f; 6.B.8g*). S-shaped open folds, sheared along N30°E and N80°E directions, are distributed along the fold long limb (*Fig. 6.B.8f*). In contrast, open to gentle Z-shaped drag folds appear



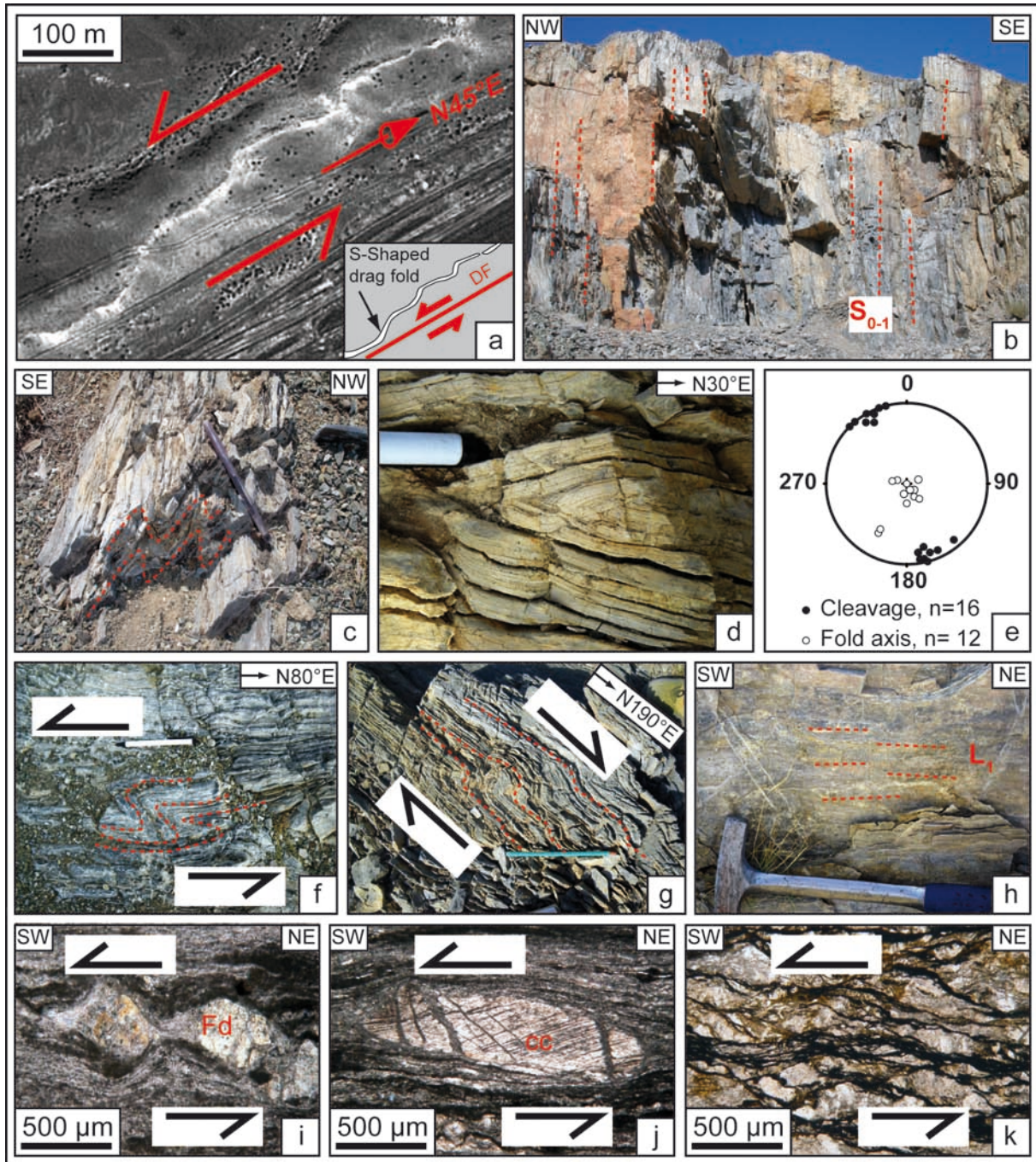


Figure 6.B.8: photographs of structures within limestone olistoliths along the Dalabute Fault. a: Aerial photograph of a deformed limestone lens located in Fig. 6.B.6b (45.6928°N; 84.4101°E). The general trend of the ribbon is NE-SW and parallels the Dalabute Fault (DF), but, locally, draws S-shaped drag fold consistent with sinistral kinematics along the fault, b: vertically schistosed beds of limestone representing a S<sub>0-1</sub> fabric (45.7199°N; 84.4619°E), c: upright to NW verging fold inside limestone (45.7199°N; 84.4619°E), d: horizontal surface exposing isoclinal fold with vertical axis (45.7084°N; 84.4412°E), e: stereonet showing the vertical axis of the folds and vertical dip of the N80°E trending cleavage within the limestone, f: S-shaped drag fold indicating Riedel P-sinistral shears (45.6928°N; 84.4101°E), g: subsidiary Z-shaped drag fold indicating Riedel R'-dextral shears (45.6928°N; 84.4101°E). The geometric configuration of S and Z-shaped drag folds is consistent with a NE-SW sinistral strike-slip fault, h: horizontal lineation supported by the vertical cleavage of limestone (45.7084°N; 84.4412°E), i: microphotograph of a sigmoidal clast of an altered feldspar (fd, 45.6928°N; 84.4101°E), j: microphotograph of a deformed crinoid fragment made of calcite (cc, 45.6928°N; 84.4101°E), k: clayey shear bands indicating (45.5747°N; 84.2464°E). The i, j and k pictures show microstructures documenting sinistral kinematics.

with a north-south trend and indicate a dextral sense of shear (Fig. 6.B.8g). Such a geometry



is consistent with a conjugate fault configuration (**Riedel, 1929**). Considering the N50°E sinistral shearing along the Dalabute Fault, slightly oblique secondary faults with sinistral

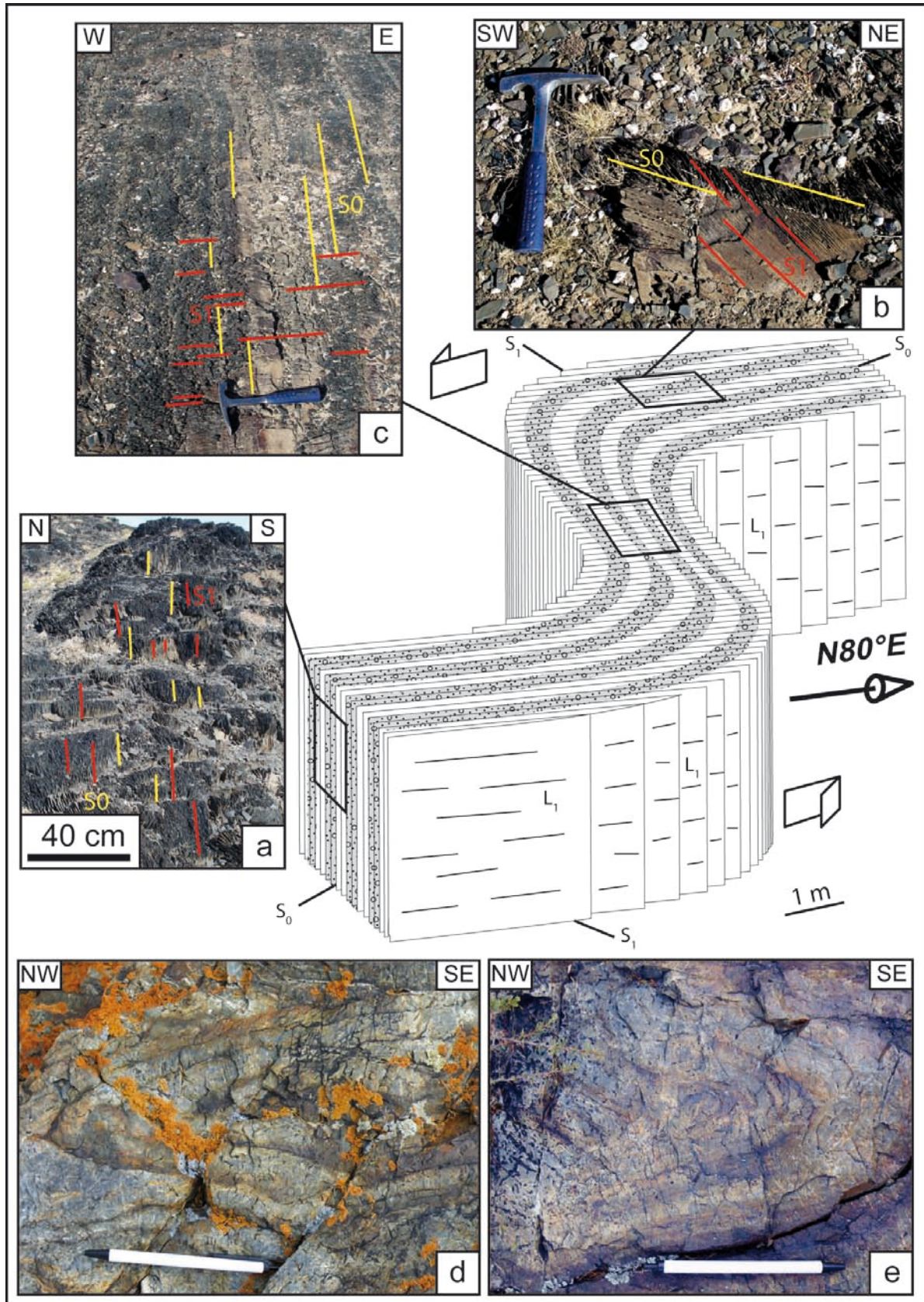


Figure 6.B.9: a, b and c: field photographs showing the geometric interactions between the bedding ( $S_0$ ) and the cleavage ( $S_1$ ), with parallel (a), oblique (b) and perpendicular intersections (c), respectively, from northwest of Karamay (45.7777°N; 84.5174°E). The distribution in map of these structures display folds with vertical axes of several metres amplitude. In fig. 6.B.8b, the penetrative character of the  $S_1$  cleavage depends on the lithology. d and e: examples of 10 cm-scale isoclinal folds with vertical axis developed in silicified siltstones (45.3978°N; 83.4024°E).

kinematics may develop along the N°30-N40°E and N°70-80°E directions (R and P-type, respectively, *Fig. 6.B.8f*). The highly oblique dextral faults along the N-S direction may correspond to antithetic shear zones (R'-type; *Fig. 6.B.8g*). The kinematic indications observed around the Dalabute Fault therefore attest for a bulk sinistral shearing.

#### *B.4.ii.b Evidence for folds with vertical axes in turbidites.*

Ductile fabric and kinematic indicators generally lack in massive greywacke, whilst they are widespread in turbidite. In mudstone, a penetrative slaty cleavage ( $S_1$ ) develops and generally erases or transposes the sedimentary bedding ( $S_0$ ). In contrast, in coarser-grained well-sorted turbidites, the relationships between sedimentary and tectonic fabrics clearly appear. Both  $S_0$  and  $S_1$  are steeply dipping, and make an angle that vary from 0° to 90° in the limbs and hinge, respectively (*Fig. 6.B.9a; 6.B.9b and 6.B.9c*). These metre- to hectometre-scale structures are consistent with the megascale folds with vertical axes, inferred from observation of satellite scenes (*Fig. 6.B.6a; 6.B.6b*). The cleavage trend remains relatively constant throughout the West Karamay Unit, except in the vicinity of the Dalabute fault zone, where it has been reoriented parallel to the fault (*Fig. 6.B.6e*). Therefore, the regional cleavage may be related to the large-scale folds with vertical axes. Metre-scale isoclinal folds with vertical axes also develop in siliceous siltstone of the turbidite series (*Fig. 6.B.9d and 6.B.9e*).

### B.5 Discussion

These new structural data raise fundamental questions about the timing and origin of the deformation. In this section, we discuss these two points and, on the basis of preexisting data, we propose a possible scenario for the West Junggar Palaeozoic evolution in the frame of the Central Asia geodynamics.

#### *B.5.i The West Karamay Unit: a single Carboniferous accretionary complex*

New investigations in West Junggar led us to reconsider the nature and origin of the West Karamay Unit. Dalabute and Karamay ophiolitic mélanges probably formed by off-scraping oceanic crust materials and bathyal sediments from the lower oceanic plate. Both

MORB and OIB-like components of the mélange (**Zhang et al., 1993; Wang et al., 2003; Zhu et al., 2007; Lei et al., 2008; Gu et al., 2009; Liu et al., 2009; Zhang et al., 2011b**) argue for an oceanic basin (e.g. oceanic crust and seamounts). Pre-subduction features, such as ophiolitic detritism, are commonly preserved, but the initial oceanic stratigraphy is completely disturbed (*Fig. 6.B.5f; Feng et al., 1989*). Rheologically contrasted oceanic materials generate the disrupted aspect of the mélange and allow strain partitioning (*Fig. 6.B.5a; 6.B.5b; 6.B.5d; 6.B.5j; 6.B.5k*). Serpentinite is especially ductile, even at a low temperature, and may accommodate the bulk of deformation both by plasticity and protrusion processes (**Saleeby, 1984**). Boulders of high-strength rocks such as gabbro, basalt, and chert, generally preserve their initial magmatic or sedimentary structure, and are only deformed at their boundaries (*Fig. 6.B.5b; 6.B.5d; 6.B.5j; 6.B.5k*). However, at high strain rates, phacoids (lens-shaped boulders) are not uncommon. The local occurrence of high-grade rocks (eclogite and blueschist; **Feng et al., 1989; Zhu & Xu, 2007; Zhu et al., 2008**), in spite of an overall greenschist facies, is probably due to the syntectonic exhumation of the deepest parts of the West Karamay Unit, favored by the ductile flow of serpentinite matrix.

Turbidites, greywacke mass flows and olistostrome formations geometrically overlie the mélange. Although folded and faulted, sedimentary rocks remain coherent, as suggested by type 1 lineaments observed in the satellite images (*Fig. 6.B.6a*). Broken formations, slumps and occurrence of allochthonous limestone boulders suggest a syntectonic sedimentation developed in an unstable margin. Andesite, pyroxene and plagioclase clasts that are widespread in greywacke, turbidite, and mass-flow deposits as well, argue for a nearby volcanic-arc source. Finally, the occurrence of one single detrital population of Late Carboniferous age within sandstone samples of the West Karamay Unit, demonstrates one single and local magmatic-arc source (*Fig. 6.B.4c*).

The association of turbidites, greywacke, mass-flows and ophiolitic mélange in the West Karamay Unit suggest that they formed in an accretionary complex. **Buckman & Aitchison, (2004), Xiao et al. (2008), and Geng et al. (2009)** already proposed this interpretation, and considered that the Karamay Unit was a combination of three separate terranes. They distinguished, i) to the west, the Kulumudi terrane, interpreted as a Devonian accretionary wedge, ii) the Karamay terrane, to the east, corresponding to accreted Carboniferous oceanic material, and iii) the Sartuohai terrane equivalent to the Dalabute mélange and laying in-between the two aforementioned terranes. The Karamay mélange was not included in this tectonic analysis. Recently, **Zhang et al., (2011a; 2011b)** have suggested



that the eastern and western domains represent two separate accretionary complexes formed along two opposite subduction zones. All these models assume that the Dalabute Fault was a major terrane boundary. Our field investigations reveal that the same lithological succession is exposed on both sides of the Dalabute Fault. Moreover, evidence of opposite senses of subduction is unclear, since the transcurrent deformation erased most of the initial structure. Furthermore, the available geochronological data do not confirm the existence of two diachronous accretionary complexes; conversely, the eastern and western domains of the fault appear genetically and chronologically related. Detailed mapping several tens of years ago, already established a similarity of the sedimentary rocks on both sides of the Dalabute Fault (XBGRM, 1966). Presently, our lithological, chronological and structural knowledge does not allow us to distinguish the Dalabute and Karamay mélanges, since blocks are similar in age and nature, and display identical tectonic structures. Finally, the apparent difference between Dalabute and Karamay mélanges is only due to the present geometry on both sides of the Dalabute Fault (Fig. 6.B.10), as discussed in the next section. Therefore, in contrast with **Buckman & Aitchison (2004)** and **Zhang et al. (2011a)**, we consider only one single West Karamay Unit, made of sedimentary series and ophiolitic mélange.

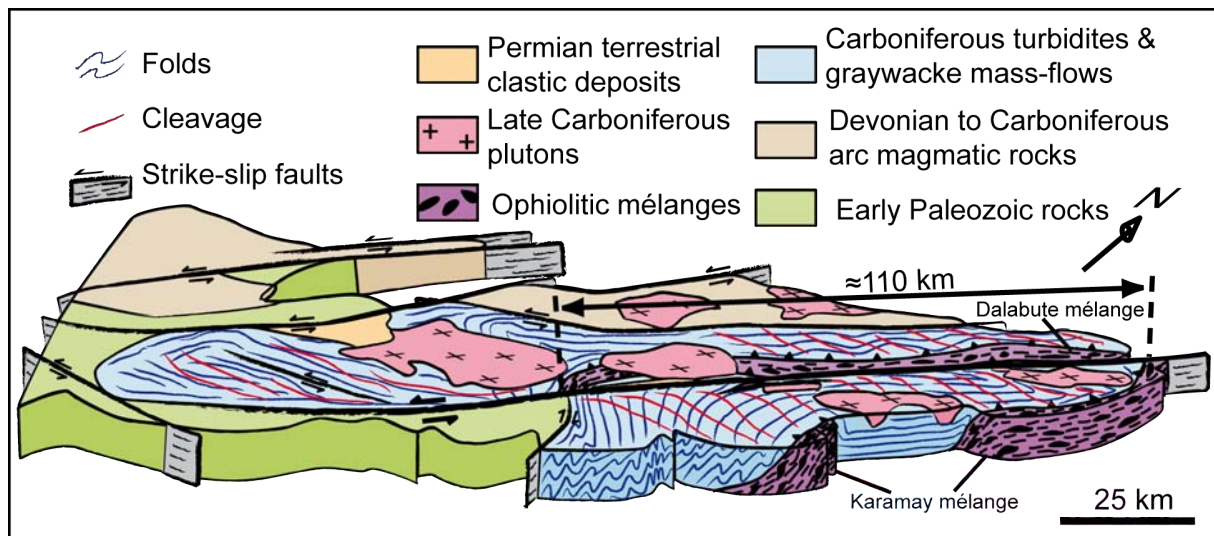


Figure 6.B.10: a: 3D diagram of the West Karamay unit and surrounding units. Upright and vertical folds, and thrust deform the accretionary complex. These structures are postdated by the Late Carboniferous plutons. Transcurrent events marked by strike-slip fault affected the region, during the Permian. The 110 km of displacement along the Dalabute fault is estimated by the present offset of the two mélangé belts.

#### B.5.ii Timing of the deformation

New U-Pb geochronology on detrital zircons indicates a Late Carboniferous maximum age of deposition of turbidites and greywackes (Fig. 6.B.4c; 6.B.11; **Zhang et al., 2011a; Choulet al., unpublished results**); however, sedimentation may have started earlier, possibly

as soon as Middle or Late Devonian (XBGRM, 1966; Feng et al., 1989). Since structures in limestone boulders are similar to that of turbidites, the deformation obviously took place after olistostrome accumulation; thus, all the structures described above result from the same tectonic event. Although transcurrent tectonics is prominent throughout the West Karamay Unit, an earlier stage of compressive tectonics is locally preserved (Feng et al., 1989; Wu & Pan, 1991; Zhang et al., 2011a). In agreement with these authors, in several places such as Sartuohai or Baijiantan, we recognize thrusts and folds that contributed to place the strata into an upright position. Then, various-scale folds with steep axes deformed upright strata under ductile, low temperature rheological conditions. Firstly, isoclinal to tight folds are accompanied by the development of a vertical E-W axial plane cleavage and a shallow dipping lineation (Fig. 6.B.8d; 6.B.8d), and asymmetrical clasts and intrafolial folds indicate a sinistral sense of shear (Fig. 6.B.8i; 6.B.8j). Asymmetrical open or kink-like folds commonly follow the early synfolial folds, and developed during the last increments of ductile shearing (Fig. 6.B.8f; 6.B.8g).

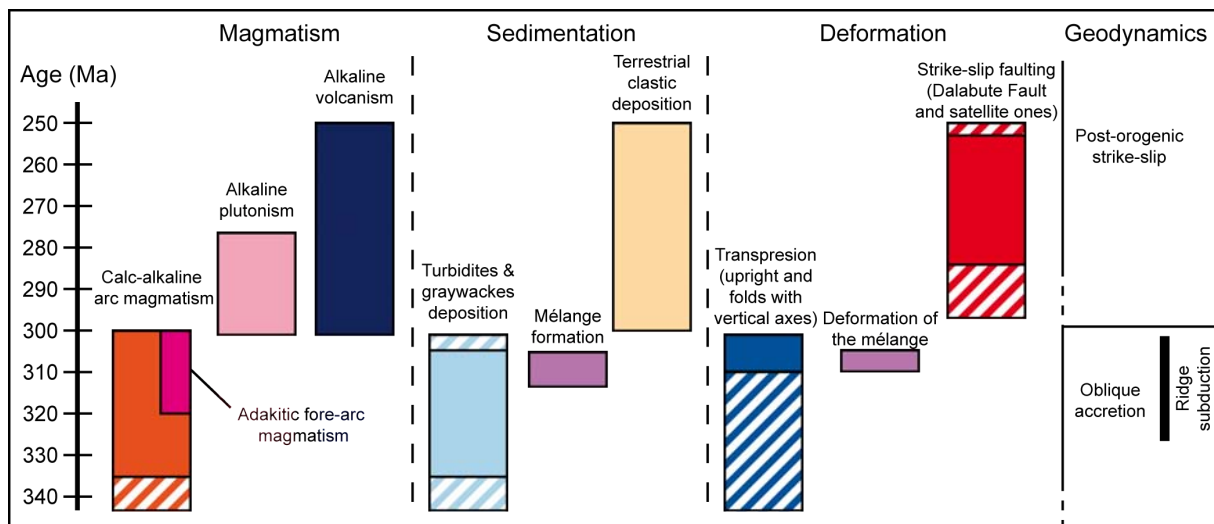


Figure 6.B.11: synoptic chart of the major episodes of magmatism, deformation and sedimentation that affected West Junggar during Carboniferous and Permian. The Carboniferous is marked by syn-accretion sedimentation, and is accompanied by a continuous deformation, and magmatism in the arc and fore-arc regions. The Late Carboniferous to Permian stage is characterized by moderate continental erosion, alkaline magmatism and transcurrent brittle deformation. Hachures in boxes correspond to periods where age assignment is uncertain.

Alkaline plutons, dated at ca. 300 Ma (Han et al., 2006; Geng et al., 2009) postdate both the compressive and the transcurrent structures (Fig. 6.B.6a) that appeared after ca. 305 Ma, which is the age of the youngest deformed turbidites. Such a short interval argues for a deformation continuum between the compressional and transcurrent events.

The geometry of the early synfolial folds, the shallow dipping lineation, and the secondary folds (*Fig. 6.B.8f; 6.B.8g*), suggest accommodation of movements along a major wrench shear zone, precursor of the Dalabute Fault, whilst the present fault is only a result of minor reactivation in brittle conditions (*Fig. 6.B.8a*). Brittle faulting probably occurred during Permian time, since the Late Permian conglomerate and sandstone that crop out along the fault valley, display evidence for syn-tectonic sedimentation such as tilted blocks (**Zhao et al., 1990; Allen et al., 1995**). Permian palaeomagnetic data from remagnetised turbidites sampled on both sides of the fault do not reveal any relative block motion (**Choulet et al., in press**). This means that either the remagnetisation is younger than faulting, or, alternatively, that fault motion was not large enough to be recorded by palaeomagnetic investigation. Therefore, the two domains of the Karamay Unit, lying on both sides of the Dalabute Fault, initially formed a single continuous domain, and Dalabute and Karamay mélanges originally formed one single belt, overlain by disrupted sediments. The present-day offset between the two mélanges can be estimated at ca. 110 km (*Fig. 6.B.10*); this bulk value includes the Permian displacements, and possible younger reactivations, as well (**Gu et al., 2009**).

In summary, two tectonic events may be distinguished in the Karamay Unit (*Fig. 6.B.11*). From 340 Ma to 305 Ma, oceanic material derived from the Devonian Junggar Ocean was scraped-off and accreted in the wedge. Meanwhile, magmatic-arc rocks intruded the Early Palaeozoic substratum or erupted upon it. The accretionary complex was also intruded by 320-300 Ma diorites with adakitic affinities (**Geng et al., 2009; Tang et al., 2010; Yin et al., 2010**). These authors propose that ridge subduction might have provoked the “unzipping” of the divergent plate boundary (**Thorkelson, 1996**) and the opening of a slab window (**Dickinson & Snyder, 1979**). In response, asthenosphere upwelling triggered slab melting, and generated adakitic magma (**Kay et al., 1993**) in the fore-arc region (**Marshak & Karig, 1977; Delong et al., 1979; Hole et al., 1991**). Eroded volcanoclastic material fed the fore-arc basin and the accretionary wedge, where they formed syntectonic turbidites and mass-flow deposits. The occurrence of sub-contemporaneous upright folds and folds with vertical axes during the 305-300 Ma interval suggests transpression coeval with oblique accretion in the West Karamay Unit. The 305-300 Ma period also represents the transition from accretion to post-accretion setting. During this period, both alkaline and calc-alkaline magmatic rocks are recorded (**Geng et al., 2009; Fig. 6.B.10**), but no evidence of a Permian subduction can be found in the sedimentary and tectonic records, as well (**Feng et al., 1989; Buckman & Aitchison, 2004**). Permian brittle transcurrent tectonics coexists with molasse deposition and

alkaline magmatism (*Fig. 6.B.10*). In contrast with Tianshan and Altai regions, where Permian post-accretion plutons display the features of synkinematic intrusions, controlled by strike-slip shear zones (**Laurent-Charvet et al., 2003**; **Wang et al., 2009**; **Pirajno, 2010**), West Junggar plutons do not present fabrics related to a syntectonic emplacement. This may infer either a post-kinematic intrusion, or, alternatively, shallow level emplacement.

The lack of continuity of the West Karamay Unit and Dalabute Fault along strike prevents any accurate calculation of the bulk offset. A series of NW-SE trending strike-slip faults hinders the relationship between the West Karamay Unit and the Early Palaeozoic Mayila Unit. In addition, the connection between the West Karamay Unit and the Early Palaeozoic basement is also unknown, since the deeper parts of the accretionary complex have not been exhumed yet.

#### *B.5.iii Oblique subduction driven by oroclinal bending*

Transpression within an accretionary complex evokes oblique subduction (**McCaffrey, 1992**). Decoupling of oblique plate convergence into a normal component and a shear component could explain the coexistence of compressive and transcurrent tectonics. Such tectonics features are documented in South America or New Zealand (**Reutter et al., 1991**; **Henderson, 1987**). These authors recognized en-echelon fault systems and vertical folds that superimposed on compressive episodes in connection with oblique subduction. Considering these analogues, we suggest that the West Karamay Unit also formed during oblique subduction.

This interpretation raises the issue of oblique subduction inception. Oblique subduction may result either from a changing lower plate vector, or, alternatively, from a modification of the geometry at the boundary between the upper and lower plates (**McCaffrey, 1992**). Constraints are not available to check the first option, since the oceanic domains completely disappeared by subduction. The second option could account for the development of an oblique convergence in West Junggar. The West Junggar magmatic arc and the accretionary complex can be extended westward into the Kazakh orocline (*Fig. 6.B.1b*). A complex evolution of this megastructure is documented by the palaeomagnetic data obtained in the three segments of the orocline (**Abrajevitch et al., 2007**; **2008**; **Levashova et al., 2003**; **2009**). Since Late Devonian time, the convergence of Tarim and Siberia caused a bending of the NW-SE trending Middle Devonian active margin (**Abrajevitch et al., 2008**). In response to this buckling, the magmatic arc segmented into

three parts that formed the Kazakh orocline (Fig. 6.B.12). These three segments rotated around a vertical axis during the tightening that led to the closure of the Junggar Ocean. A

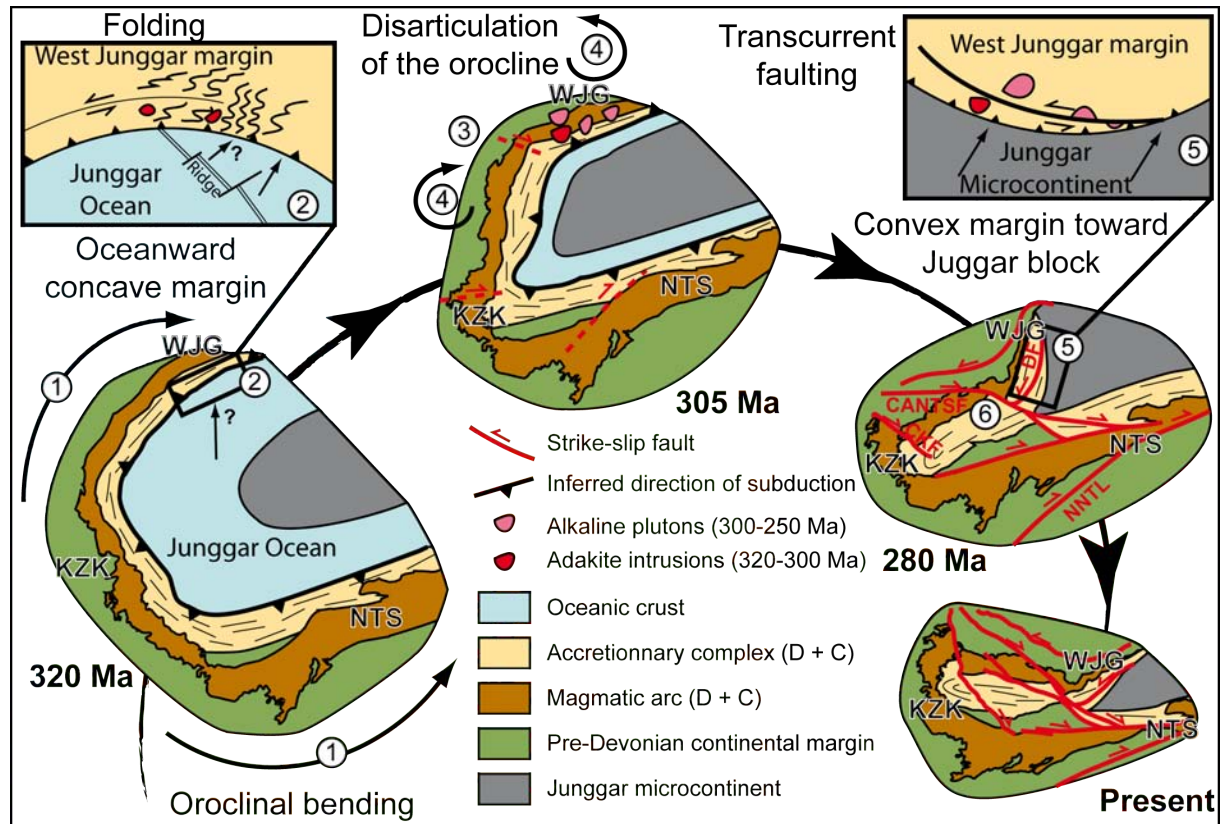


Figure 6.B.12: tentative reconstruction of the Late Paleozoic evolution of West Junggar in the regional frame of Central Asia. The time-evolution in Kazakhstan and northwestern China is based on palaeomagnetic data (Van der Voo et al., 2008; Choulet et al., 2010). Carboniferous closure of the Junggar Ocean by oroclinal bending leads to buckling of the active margin (1); subsequent relative rotation of a part of this margin give an oceanward concave shape of the margin and induced obliquity of the subduction zone. Ridge subduction may also be implicated in this process (2). Such a configuration may have favoured continuous deformation inside the upper plate and impeded large transcurrent displacements. In Late Carboniferous (305 Ma), oceanic domains have almost disappeared by subduction, and in response to the buckling of the margin, large transcurrent faults started to develop (3); this led to the destruction of the orocline and induced opposite relative rotations of West Junggar and North Kazakhstan ribbon margins (4). During the Permian (280 Ma), the counterclockwise rotation of West Junggar modified the geometry of the oblique convergent zone that turned into a convex shape toward Junggar (5); it may favour the initiation of strike-slip faults and lateral displacement of units within West Junggar. The continuous transcurrent faulting throughout Central Asia (6) probably kept up this "Sunda style tectonics". KZK: Kazakhstan, NTS: North Tianshan, WJG: West Junggar. Faults abbreviations are the same as in Fig. 6.B.1b.

continuous subduction until the Late Carboniferous eventually closed the internal oceanic domain (Abrajevitch et al., 2008).

In order to relate this geodynamic scenario with the structural observations and to explain how oroclinal bending controlled the development of the tectonic features, we propose a comparison with Cenozoic to modern active margins. According to Beck et al. (1994), the association of an oblique subduction with the convex shape of Western North America plate toward the Pacific Plate has strongly favoured the lateral displacement since at least Mesozoic times. In contrast, the oceanward concave shape of the South American plate

characterized the configuration of the Bolivian orocline that inhibited or at least limited sideways transports. However, oblique slip was accommodated by internal transpression in the accretionary complex and in the magmatic arc (**Reutter et al., 1991; McCaffrey, 1992**). In comparison, until the Late Carboniferous (ca. 305 Ma; *Fig. 6.B.12*), West Junggar, affixed to the bend structure of the Kazakh orocline, constituted its easternmost extension. The horseshoe shape, deduced from the available palaeomagnetic data, suggests an oceanward concave active margin (**Abrajevitch et al., 2008; Fig. 6.B.12**). Since relative rotations of the arms, at the lithosphere scale can reach several tens of degrees, the subduction vector with respect to the plate margin changed during the Late Devonian and Carboniferous. During this period, ridge subduction likely occurred, and the resulting slab window probably enabled emplacement of adakitic magma in the fore-arc region (**Geng et al., 2009; Tang et al., 2010; Yin et al., 2010**). The “unzipping” of the ridge during subduction can also facilitate transcurrent deformation in the overriding plate (**Thorkelson, 1996**). Since no lateral displacements in the upper plate are documented, we propose that the concavity of the subduction zone with respect to the oceanic plate generated a transform margin, and a configuration similar to the Bolivian Orocline (**Beck et al., 1994**). In response, folds with vertical axis developed in West Junggar (*Fig. 6.B.12*). Since the Ob-Zaisan Ocean (that originally separated West Junggar and Siberia during the Palaeozoic) closed in Late Carboniferous time (**Windley et al., 2007**), the northern segment of the orocline was at that time, affixed to Siberia. This probably played the role of a buttress (**Beck, 1991**) and hindered the localization of the transcurrent deformation along strike-slip faults.

During the latest Carboniferous (ca. 305-300 Ma), subduction partly ended around the orocline, which had reached ca. fifty per cent of the present curvature only (**Abrajevitch et al., 2008**). The additional fifty per cent of buckling are supposed to be due to large-scale Permian block rotations along major shear zones (**Van der Voo et al., 2006; Abrajevitch et al., 2008; Wang et al., 2007; Choulet et al., 2020; Fig. 6.B.12**). This transcurrent episode partly dismembered the horseshoe. At that time, West Junggar was separated from the northeastern segment of the orocline by the Chingiz-Alakol-North Tianshan fault. The resulting Permian counterclockwise rotation of West Junggar with respect to Kazakhstan probably increased the obliquity of the convergence and modified the shape of the active margin (**Choulet et al., 2010; Fig. 6.B.12**). The new Permian convex shape of the convergence zone towards the Junggar microcontinent may have initiated transcurrent



displacements along the Dalabute Fault, and duplication of the accretionary complex (*Fig. 6.B.12*).

In this study, we have considered that the basement of the Junggar basin was a microcontinent, but we do not want to speculate much about its nature. Many hypotheses have been proposed, like a trapped oceanic basin (**Hsü, 1989; Carroll et al., 1990**), a Precambrian crust (**Wu, 1987; Chen et al., 2002**), or a Palaeozoic juvenile crust (**Chen & Jahn, 2004; Hu et al., 2000**). Here, we assume that the Junggar microcontinent is a composite consolidated tectonic block and not a Precambrian craton. However, our results can suggest an alternative origin for the Carboniferous magmatic arc-rocks and accreted materials, drilled below the Mesozoic infill of the Junggar basin (**Zheng et al., 2007**). Until now, these rocks were hypothesized to belong to an arc-accretionary complex system, independent of the West Karamay Unit (**Zhang et al., 2011a; 2011b**) that collided with the West Junggar margin. Alternatively, based on our observations in the West Karamay Unit, we suggest that the units hidden below the Junggar basin are equivalent to the West Karamay and Barliek Units, and therefore, are fragments of the same Late Palaeozoic subduction-accretion complex. The present-day geometry is related to major Permian strike-slip faults, such as the Dalabute Fault that transported magmatic-arc rocks and accreted units along the margin. This model is in agreement with that of **Wang et al. (2003)** who proposed that West Junggar results of the lateral imbrication of a shredded single Palaeozoic active margin. However, our observations only document Carboniferous and Permian “Sunda-style” tectonics, and there is no evidence for such a similar continuous tectonics since the Early Palaeozoic.

This article only focuses on the prominent tectonic features of the accretionary complex, and we did not consider the tectonic response of the magmatic arc to oblique convergence. However, the thermal softening of the lithosphere in the magmatic arc region probably favoured transcurrent deformation of the upper plate (**Beck, 1983**).

## B.6 Conclusion

This study emphasizes the role of the transcurrent tectonics that affected West Junggar during the Late Palaeozoic. The tectonic structures at various scales include folds with vertical axes and strike-slip faults that can be interpreted as the tectonic response of the accretionary complex to the forces acting at the boundary between the West Junggar and Junggar oceanic plates. The geometry and kinematics indicators suggest an oblique slip of the lower oceanic plate. Ridge subduction, traced by the adakitic rocks also supports oblique

geometry. Non-frontal subduction directly results from the formation of the Kazakh orocline that provoked the bending of the subduction zone and subsequent block rotations. This specific tectonic setting controlled the style of deformation and strain partitioning, with two consecutive episodes of folding and strike-slip faulting.

These tectonic events have deeply altered the original geometry of the accretionary complex, and reorganized the West Karamay unit. The ca. 100 km lateral displacement is responsible for the partial duplication of the accretionary complex, the thickness of which is probably overestimated.

In West Junggar, and in Central Asia as a whole, the production of juvenile crust accounts for vertical growth of the continents (**Jahn et al., 2000; Jahn, 2004; Han et al., 2006**). Nevertheless, as suggested by **Xiao et al. (2010)**, the continental crust growth in the Altai is a combination of both lateral and vertical processes. Vertical addition of mantle-derived magmas contributed to the formation of the juvenile continental crust, but lateral transport by strike-slip faults of this newly formed crustal material reorganized the primary tectonic pattern formed during accretion. Although the geological data gathered during the last two decades are not consistent with one single long-lived subduction, the collage model proposed by **Sengör et al. (1993)**, which emphasized the importance of the lateral tectonic transport, remains still valid for the Late Palaeozoic evolution of the Altai.

#### Aknowledgements

We thank Xiao Wenjiao and two anonymous referees for their critical reviews, which substantially improved the manuscript. This work was funded by Chinese National SandT Major Project (2011ZX05008) and National Basic Research Program of China (973 Project N° 2009CB825008).

## C Conclusion

Cette étude a mis en évidence des plis à axes verticaux au sein du complexe d'accrétion. Ce style de déformation suggère un régime de transpression, en réponse à un partitionnement de la déformation lors de la subduction oblique de l'Océan Balkash-Junggar au cours du Carbonifère. L'épisode décrochant permien scelle le processus d'accrétion et entraîne une imbrication latérale des unités paléozoïques du Junggar Occidental. La chronologie de ces événements est bien établie, grâce à des contraintes géochronologiques sur les plutons tardifs et les turbidites du complexe d'accrétion. Ce plissement et cette tectonique décrochante sont le résultat de la géodynamique régionale, marquée notamment par l'évolution de la virgation du Kazakhstan. La formation puis la destruction de cette structure a contrôlé la géométrie de la zone de convergence et, par conséquent, influencé la structure finale. Ce travail établit clairement un lien entre les contextes syn- à post-accrétion et il contribue à la compréhension de la collision finale des Altaïdes Occidentales. En outre, cette étude met en avant la nécessité d'obtenir des données structurales dans les trois directions de l'espace (et aussi dans le temps), dans le but de caractériser l'architecture des chaînes d'accrétion.



**CHAPITRE VII : EVOLUTION TARDI- A POST-OROGENIQUE DES CHAINES D'ACCRETION D'ASIE CENTRALE**

---



*Bassin triasique de Laba (Junggar Occidental)*



*Discordance des grès triasiques sur le flysch permien*





## **A Introduction**

Dans les chapitres précédents, grâce aux études structurales et géochronologiques, nous avons montré que le Junggar Occidental s'était formé par accrétions successives d'unités exotiques (arcs insulaires, microcontinents) au cours du Paléozoïque. Bien que certains auteurs suggèrent que la subduction a perduré au cours du Permien (**Xiao et al., 2008**), les contraintes sédimentologiques, tectoniques et magmatiques indiquent que l'amalgamation finale a lieu au Carbonifère terminal, dans le Junggar Occidental comme dans le reste de l'Asie Centrale. L'épaississement crustal lié à cette collision reste assez faible car le collage est essentiellement accommodé par un régime transcurrent (**Allen et al., 1995**). L'activité décrochante des zones de cisaillement, documentée entre le Carbonifère supérieur et le Trias (e.g. **Laurent-Charvet et al., 2003**) conduit à une redistribution de la géométrie initiale du collage. Ainsi, résoudre le puzzle de l'Asie Centrale va permettre de caractériser les épisodes tardi à post-orogéniques. Les reconstructions paléogéographiques et cinématiques nécessitent cependant des contraintes paléomagnétiques.

Les récentes études paléomagnétiques ont permis de décrypter l'histoire cinématique de l'orocline du Kazakhstan (**Abrajevitch, 2007 ; 2008 ; Levashova, 2007 ; 2009**), tout en insistant sur le rôle majeur des rotations permiennes dans la réorganisation géométrique du collage (**van der Voo, 2006 ; Wang et al., 2007**). Ces rotations de blocs rigides sont associées des mouvements décrochants à la limite des blocs. Dans le nord-ouest de la Chine, la quantité de déplacement durant le Permien a été estimée à plusieurs centaines de kilomètres (**Wang et al., 2007**), mais ces valeurs reposent sur l'existence d'un bloc Junggar comprenant le Junggar Occidental et le Tianshan du Nord. Or, les récents travaux sur l'Asie Centrale ont montré que ces deux régions avaient enregistré une histoire géodynamique contrastée (cf. chapitres 2 et 3), si bien que la rigidité du bloc Junggar peut être remise en cause. De plus, l'histoire cinématique actuellement proposée pour le Nord-Ouest de la Chine ne tient pas compte de la déformation intracontinentale post-paléozoïque. Or, il existe des preuves d'une tectonique majeure dans l'enregistrement sédimentaires mésozoïque et cénozoïque (**Hendrix et al., 1992 ; Chen et al., 2011**), et le rôle de la réactivation ne doit pas être minimisé.

L'objectif de ce chapitre est d'apporter de nouvelles données paléomagnétiques sur les régions de la périphérie du bassin du Junggar, afin de contraindre la rigidité du bloc Junggar. Les collections, prélevées dans le Junggar Occidental, dans le sud du bassin du Junggar et dans le Tianshan, s'étalent du Carbonifère au Trias. Les résultats obtenus permettent d'estimer les déplacements le long des limites de blocs afin de proposer une histoire

cinématique du nord-ouest de la Chine. Les résultats de cette étude sont présentés dans deux articles originaux. Le premier article, basé sur la comparaison entre les quatre nouveaux pôles permien calculés et les pôles permien existants en Asie Centrale, s'intéresse aux étapes tardi à post-orogénique du collage. Le second article, qui présente les premières données paléomagnétiques triasiques du pourtour du bassin du Junggar, traite des interactions entre l'évolution post-orogénique du collage et les réactivations mésozoïques de l'Asie Centrale.

**B Article accepté à Journal of Asian Earth Sciences: Late Paleozoic paleogeographic reconstruction of Western Central Asia based upon paleomagnetic data and its geodynamic implications**

F. Choulet<sup>1, \*</sup>, Y. Chen<sup>1, 2</sup>, B. Wang<sup>3, 4</sup>, M. Faure<sup>1, 2</sup>, D. Cluzel<sup>1, 5</sup>, J. Charvet<sup>1</sup>, W. Lin<sup>2</sup> and B. Xu<sup>6</sup>

<sup>1</sup>. Université d'Orléans, CNRS/INSU, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans – UMR 6113, France

<sup>2</sup>. Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

<sup>3</sup>. Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing, China

<sup>4</sup>. Institute of Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei

<sup>5</sup>. Université de la Nouvelle Calédonie, EA 3325-PPME.

<sup>6</sup>. School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing, China

\*: corresponding author, address: UMR 6113 - CNRS/Université d'Orléans, 1A, rue de la Férellerie, F45071 ORLEANS CEDEX 2, Tel. : +33 2 38 49 25 73, Fax. : +33 2 38 63 64 88, E-mail: flavien.choulet@univ-orleans.fr

**Abstract**

Carboniferous to Permian volcanoclastic rocks have been collected from South Junggar and West Junggar. Primary magnetizations have been observed from the characteristic components of 10 sites of Early Permian (P<sub>1</sub>) and Late Permian (P<sub>2</sub>) red beds of South Junggar area. The 14 Early Carboniferous sites from West Junggar Mountains expose post-folding secondary magnetizations and according to their spatial distribution, 9 remagnetized sites are related to Late Carboniferous – Early Permian granite emplacement whereas 5 sites are located at the vicinity of Late Permian mafic dykes. Two new paleomagnetic poles have been consequently calculated for the periods of P<sub>1</sub> at 79.5°N, 36.6°E and of P<sub>2</sub> at 60.4°N, 4.7°E, with A<sub>95</sub> of 6.8° and 5.4°, respectively. They yield two paleomagnetic poles at 65.3°N, 329.7°E with A<sub>95</sub> of 6.3 and 64.8°N, 179.5°E with A<sub>95</sub> of 6.9° respectively. Compilation of available data shows stationary and consistent poles for South Junggar area during the Carboniferous and Permian whereas NW Junggar underwent a significant anticlockwise rotation between the Late Carboniferous-Early Permian and the Late Permian, indicating that Junggar was not a rigid block up to the end of the Paleozoic. West

Junggar and South Junggar may have experienced contrasting tectonic evolutions. Comparisons of Late Paleozoic poles of Central Asia blocks show: (1) counter clockwise rotation of West Junggar with respect to Siberia, contrasting with the clockwise rotation of North Kazakhstan with respect to Siberia, (2) no significant movements between West Junggar, North Kazakhstan and Siberia since Late Permian, indicating that they were rigidly welded since that time, and (3) anticlockwise rotations of Tarim, Yili and South Junggar with respect to the welded Siberia-Kazakhstan-West Junggar block. Such rotations may have been accommodated by Late Permian to Early Triassic strike-slip faults with an estimation of the displacements of  $1570 \pm 280$  km along the Irtysh-Gornotsaev Shear Zone,  $410 \pm 380$  km along the Nikolaiev-Nalati Tectonic Line and  $490 \pm 250$  km along the Chingiz-Alakol-North Tian Shan Fault since Late Permian time.

Keywords:

CAOB, Junggar, paleomagnetism, strike-slip faults, Tian Shan, Late Paleozoic

## B.1 Introduction

Paleozoic continental growth in Central Asia results from successive accretion, collision and collage in a huge orogen, called the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) which extends from the Urals to the Pacific Ocean between the main continents of Baltica, Siberia, Tarim and North China (*Figs. 7.B1a; 7.B.1b*). On the basis of observation in the western part of the CAOB, **Sengör et al., (1993)** and **Sengör & Natal'in (1996a)** proposed a model of collage invoking a single long-lived subduction along the Kipchak Arc. They emphasized the role of strike-slip faulting that duplicated the Kipchak Arc. Regional studies provided new data on the accretion and accretion processes in Chinese Tian Shan (e.g. **Charvet et al., 2007**), Kazakhstan and Kirghizstan (e.g. **Windley et al., 2007**), Altai (e.g. **Xiao et al., 2004**) and Mongolia (e.g. **Badarch et al., 2002; Windley et al., 2007**). These new data do not agree with the Kipchak collage model. Alternative models with multiple subductions of several oceanic basins, island arcs and microcontinents, widely distributed in time and space, similar to the present setting of Southwest Pacific, have been proposed (**Xiao et al., 2004; Windley et al., 2007**).

Recent paleomagnetic studies also documented a northward drift of the Kazakh terranes during Early Paleozoic accretion (**Bazhenov et al., 2003**). Successive accretions led to the formation of the Kazakhstan microcontinent (**Degtyarev & Ryazantsev, 2007**). Along its margin, the Late Paleozoic subduction of the Junggar Ocean is associated with the

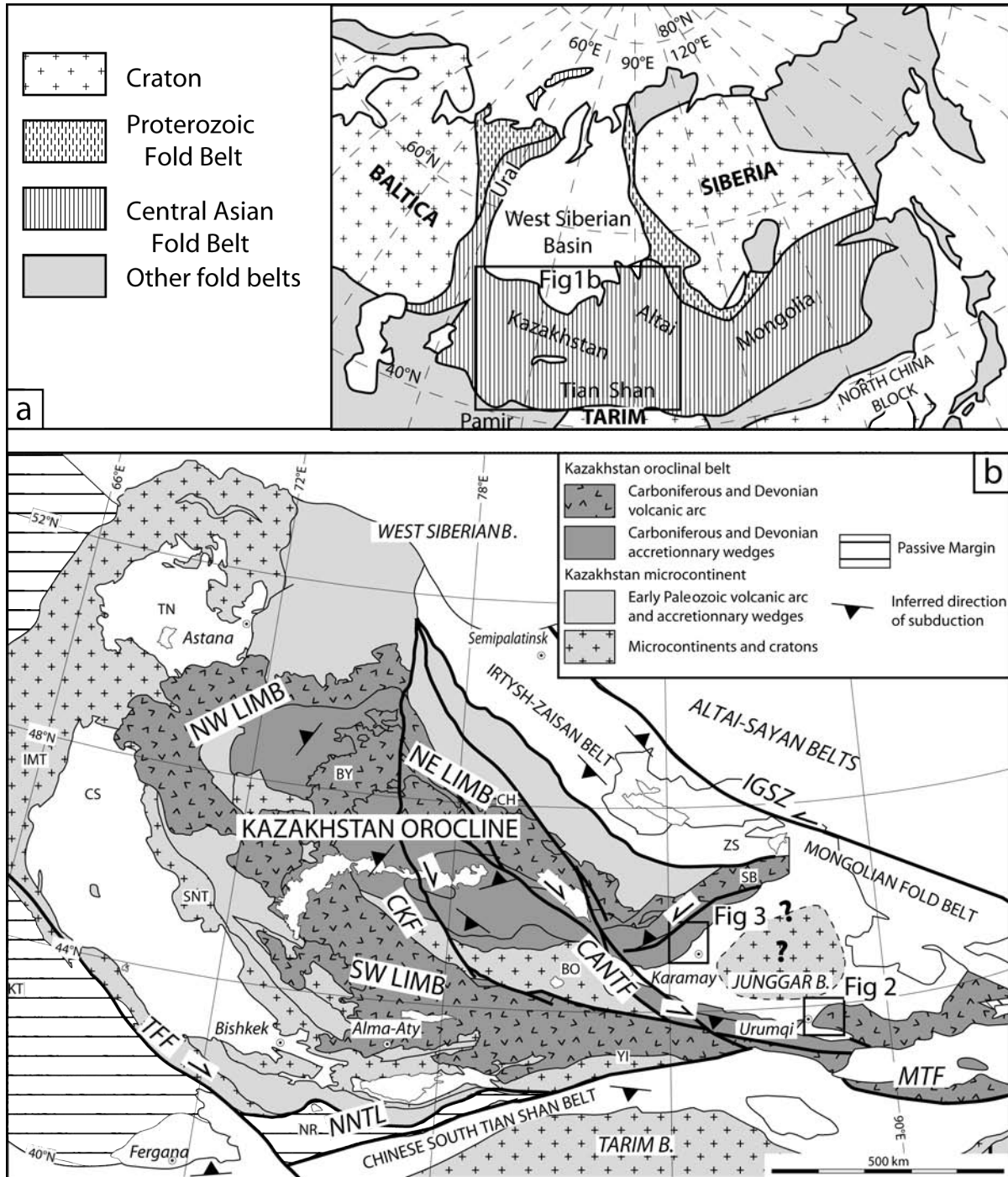


Figure 7.B.1 a) Location of the Central Asian Fold Belt in Eurasia (after van der Voo et al., 2006). b) Map of West Central Asia, including major belts and tectonic features (modified after Charvet et al., 2007 and Windley et al., 2007). Thick solid lines denote major shear zone with their main kinematics. Abbreviations correspond to: BO: Bole; CANTF: Chingiz-Alakol-North Tian Shan Fault; CH: Chingiz; CKF: Central Kazakhstan Fault; CS: Chu-Sarysu; IGSZ: Irtys-Gornotsaev Shear Zone; IMT: Ishim Middle Tian Shan; KT: Karatau; MTF: Main Tian Shan Fault; NNTL: Nikolaiev-Nalati Tectonic Line; NR: Naryn; SB: Shaburt Mountains; SNT: Stepnyak-North Tian Shan; TFF: Talas-Fergana Fault; TN: Teniz; YI: Yili; ZS: Zharna Sawuer.

emplacement of a magmatic arc and an accretionary wedge. The current horseshoe shape of the Kazakhstan (Fig. 7.B.1a) results from Devonian to Permian oroclinal bending (Collins et al., 2003; Levashova et al., 2003a, 2003b; 2007; 2009; van der Voo et al., 2006;

**Abrajevitch et al., 2007, 2008**). The clockwise rotation of its northern limb with respect to its southern one would be responsible for the closure of the Junggar Ocean.

Central Asia underwent a final stage of collage, accommodated by transcurrent deformation (*Fig. 7.B.1a*; **Burtman, 1975, 1980; Yin & Nie, 1996; Laurent-Charvet et al., 2003; Buslov et al., 2004; van der Voo et al., 2006; Wang et al., 2007**) coeval with magmatism, leading to world-class economic mineral deposits (**Yakubchuk, 2004**). The origin of the Carboniferous to Permian magmatism has been well constrained by geochemical and geochronological studies (e.g. **Jahn et al., 2000; Chen & Jahn, 2004**). Although chronological and kinematic studies are available, the amount of displacement along these strike-slip faults and thus the Late Paleozoic paleogeography remains controversial or even unknown. However, recent studies have suggested that the displacement between Late Carboniferous and Late Permian interval can reach several hundreds of kilometers in the Chinese North Tian Shan and more than one thousand kilometers in Altai (**Wang et al., 2007**). **Wang et al. (2007)** also considered that the present geometric framework was principally acquired in the Late Permian with only limited Mesozoic motions and a Cenozoic reactivation due to the Indian Collision (**Avouac et al., 1993; Chen et al., 1993**).

Junggar is a triangular-shaped area surrounded by three belts, with different orientations of verging and accretionary events (e.g. **Charvet et al., 2007; Windley et al., 2007; Xiao et al. 2008**). The Junggar basin is enclosed between Kazakhstan (west Junggar mountains), Siberia (Altai) and Tian Shan. Due to its location, Junggar is a key area for understanding the final amalgamation of Western Central Asia. Until now, Junggar and its surrounding belts have been regarded as a rigid block and no comparison between these diachronous surrounding belts have been attempted. Thus a paleomagnetic study has been performed in the southern and western borders of the Junggar Basin. This study is an attempt to estimate the Late Paleozoic relative motions between these belts, and also with respect to other units of Central Asia. Another aim of this work is to propose a tentative paleogeographic reconstruction during the Late to Post-orogenic processes of the western part of Central Asia.

## B.2 Geological setting and paleomagnetic sampling

Northwestern China consists of several mountain ranges (Tian Shan, Altai, West Junggar Mountains) and sedimentary basins (Yili, Tarim and Junggar). The Junggar area can



be simplified as a triangle-shaped sedimentary basin surrounded by Paleozoic orogenic belts (*Fig. 7.B.1b*).

### *B.2.i The Junggar basin*

Bordered by the Tian Shan range in the south, the Altai in the northeast and the West Junggar mountains in the northwest, the Junggar Basin is filled by Permian to Quaternary sedimentary series overlying an unknown basement, the nature of which is a matter of speculation (e.g. **Lawrence, 1990**). Based on the sedimentary record along its border, **Carroll et al. (1990)** suggested a trapped oceanic basin. **Hsü (1988)** also proposed an oceanic nature of the Junggar crust, but in a back-arc context. However, recent geophysical studies indicated that the thickness of the crust attains to 40 km, suggesting a continental character. Furthermore, recent drillings have encountered schist and volcanic-arc rocks (**Ma H.D., personal communication**), which question the trapped oceanic crust hypothesis, and argue for the existence of accreted terranes below the Junggar basin. The thick sedimentation started accumulating with Permian marine sandstone mainly derived from the erosion of underlying terranes. Sedimentation changed upwards into lacustrine deposits with several coal lenses and a large amount of oil-bearing material. The deformation, limited to the basin border, along active faults such as the Uhre Thrust is due to intracontinental orogenies.

### *B.2.ii North Tian Shan*

The southern border of the Junggar Basin is in contact with North Tian Shan (*Fig. 7.B.2*), which consists of a Devonian to Carboniferous accretionary complex and a volcanic arc, largely exposed in the Bogda Shan (e.g. **Wang et al., 2006; Charvet et al., 2007**). Accreted rocks are coarse and fine-grained turbidite, associated with an ophiolitic mélange. North-verging folds and top-to-the north kinematic criteria observed in these series argue for a deformation associated with a south-dipping subduction (**Wang et al., 2006**). Superimposed Permian dextral strike-slip faults affected the accretionary complex and the magmatic arc as well (**Laurent-Charvet et al., 2002, 2003; Wang et al., 2006**). Post-collisional pull-apart basins, with bimodal magmatism (e.g. Baiyanggou, SE of Urumqi) occurred during the events. The structures related to the Paleozoic were reactivated by multiple intracontinental tectonic events, which resulted in repeated uplift, erosion, folding and thrusting of the Tian Shan Belt over the Junggar basin (**Avouac et al., 1993; Charreau et al., 2005**). In north Tian Shan, the age of folding is mainly Tertiary (**Avouac et al., 1993; Charreau et al., 2005**), although several Mesozoic tectonic events are recognized (**Hendrix et al., 1992**).

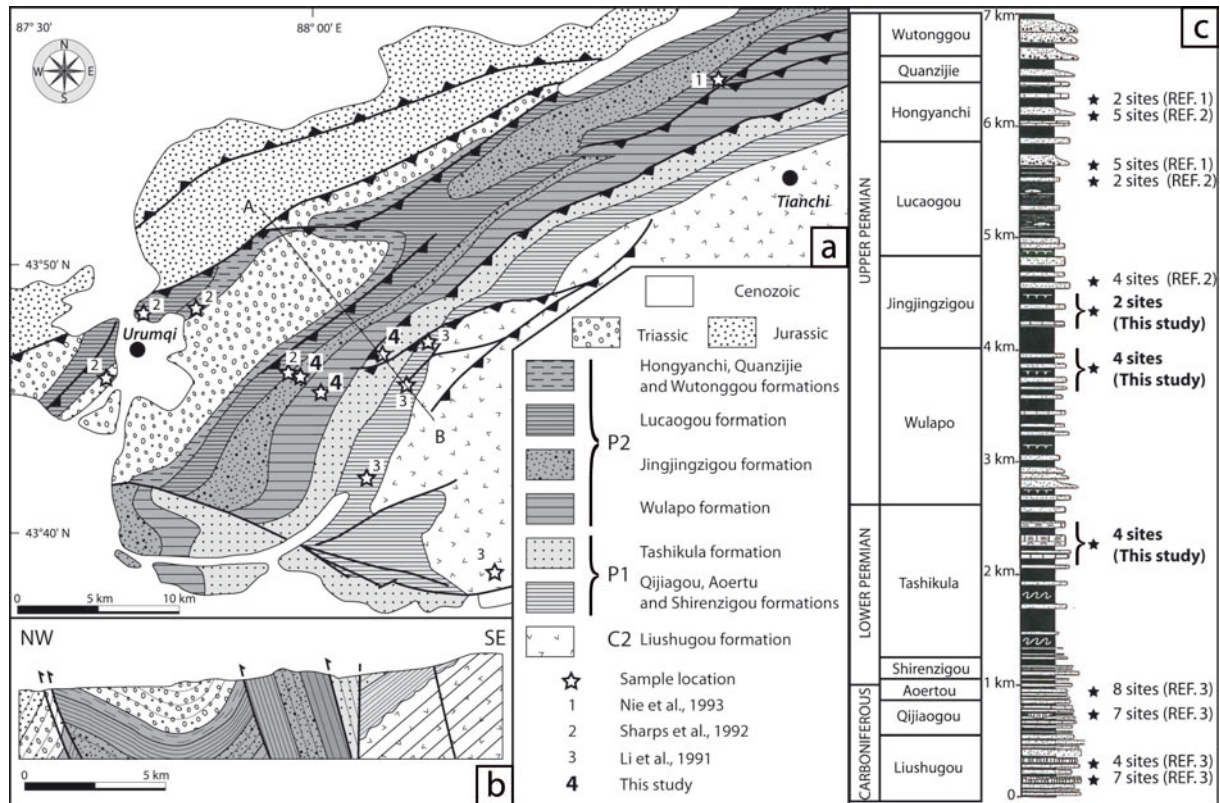


Figure 7.B.2 Map (a), cross section (b) and stratigraphic chart (c) of the Northwestern Bogdashan (South Junggar) simplified after **XBGRM (1965b)**, with stratigraphic chart after **Carroll et al. (1995)** and **Wartes et al. (2002)**. Reference number (REF 1-4) is the same than those in the caption of the map of Figure 2a.

The term “South Junggar” used in this paper refers to the geographic location of the samples and it is not related to a peculiar geologic unit. The Permian terrigenous rocks that we sampled can be considered either as the sedimentary cover of the Carboniferous Bogda Shan arc because of a weak unconformity between Carboniferous and Permian layers or as the lowest strata of the Junggar Basin since the sedimentary sequence is continuous from Permian to present.

### B.2.iii West Junggar Mountains

The West Junggar Mountains are located at the northwestern edge of the Junggar basin and extends to the Kazakh frontier (Fig. 7.B.1). To the south, West Junggar is limited by the active Alashankou Fault, a reactivation of the Permian Chingiz-Alakol-North Tian Shan Shear Zone. To the north, West Junggar is separated from the Chinese Altai by the 50 km wide sinistral Late Carboniferous–Permian Irtysh-Gornotsaev Shear Zone (**Laurent-Charvet et al., 2003; Buslov et al., 2004**). The northern part of West Junggar, in Sawuer and Shaburt Mountains along the Kazakh border, consists of Devonian to Carboniferous volcanic-arc rocks, which unconformably overlie an Early Paleozoic accretionary complex (Fig. 7.B.3; **Feng et al., 1989; Zhou et al., 2008b**). The southern part of West Junggar Mountains consists

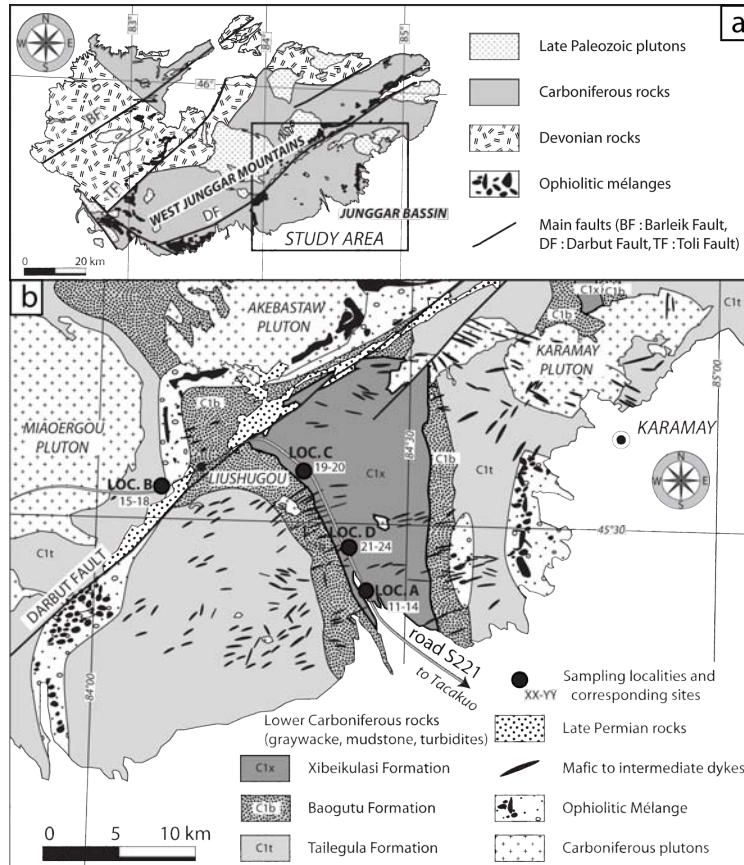


Figure 7.B.3 Location (a) and map (b) of eastern part of the West Junggar Mountains, modified after XBGRM (1966).

of an association of Ordovician to Carboniferous ophiolitic mélanges and turbidite sequences (Feng et al., 1989; Zhang et al., 1993). Although these accreted terranes are affected by post-collisional tectonics, their architecture suggests a north-dipping subduction (Buckman & Aitchinson, 2004). This subduction zone might extent to the west into Kazakhstan. Its strike becomes progressively

rotated by 180° in Central Kazakhstan and thus connects to the North Tian Shan subduction zone (Fig. 7.B.1). This horseshoe shape corresponds to the Devonian to Carboniferous Kazakh orocline (Sengör & Natal'in, 1996a; Abrajevitch et al., 2007). Post-collisional magmatic rocks cross-cut the accretionary complex (Chen & Jahn, 2004; Han et al., 2006; Geng et al., 2009), and Permian continental deposits unconformably overlie Carboniferous turbidites. Ductile to brittle deformation occurs along SW-NE trending sinistral faults, like Darbut Fault. Since the Paleozoic, intracontinental basins, like Junggar were filled by Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks covering the Paleozoic basement. Active top-to-the SE thrusting allows the Paleozoic basement of the West Junggar Mountains to be locally exposed along the Darbut Fault or the Uhre thrust near Karamay City.

#### B.2.iv Paleomagnetic sampling

In South Junggar, three Permian formations were sampled namely the Early Permian Tashikula formation ( $P_{1t}$ ); and Late Permian rocks of Wulapo and Jingjingzhigou formation ( $P_{2j}$  and  $P_{2jn}$ ), outcropping in Jingjingzi Valley and Shiren Valley, East of Urumqi (Fig. 7.B.2). The Tashikula formation ( $P_{1t}$ ) consists of fine to medium-grained greywacke, which contain lithic fragments of volcanic-arc rocks, alternating with mudstone. The age of this formation is defined by *Pugilis sp.*, *Septimyalina sp.*, *Mesoconularia sp.*, *Neoggerathiopsis*

*sp.* (XBGMR, 1965b; Carroll et al., 1995; Wartes et al., 2002). 4 sites have been sampled in this formation (Table 7.B.1). The Late Permian species *Labiisporites*, *Illinites*, *Darwinula Darwinuloides*, and *Tomiella*, have been found in the Wulapo and Jingjingzigou formations (XBGMR, 1965b; Zhang, 1981; Carroll et al., 1995; Wartes et al., 2002). Four and two sites of siltstone and sandstone have been drilled in these two formations (Table 7.B.1), respectively. Permian rocks rest with a slight unconformity upon Late Carboniferous volcanic-arc rocks of Bogda Shan, and are in turn overlain by Triassic detrital series (Wartes et al., 2002). This area is marked by fold and thrusts related to the Cenozoic intracontinental orogeny (Molnar & Tapponnier, 1975)

In West Junggar, the ages of the sedimentary rocks from Xibeikulasi and Tailegula formations are less well constrained, since fossils are rare; however, a few fossil discoveries allow an Early Carboniferous age to be established (XBGRM, 1966). Fourteen sites were sampled in greywacke of Xibeikulasi and Tailegula formations in the south-west of Karamay City, along the road S221, between Miaoergou and Tacakuo (Fig. 7.B.3, Table 7.B.1). These rocks are folded, with a slaty cleavage developed in fine-grained facies. Deformation is postdated by abundant Late Paleozoic plutons (Chen & Jahn, 2004; Han et al., 2006; Geng et al., 2009) and all the sites are located within thermal aureoles. In addition, some sampling sites are located near Permian mafic dykes that belong to a large dyke swarm (XBGRM, 1966; Li et al., 2004a; Qi, 1993). In all these sites, prominently silicified hornfels bear evidence of a strong thermal overprint. The timing of these late-orogenic processes will be furthermore discussed in detail.

Eight to ten cores were drilled from each site with a portable gasoline drill. Cores were orientated by both magnetic and solar compasses, when it was possible. The average difference between these two azimuths is about  $2.9^\circ \pm 2^\circ$  and  $4.3^\circ \pm 3^\circ$  for Urumqi and Karamay areas, respectively. These values were used to correct the orientation of samples measured by magnetic compass alone and the sedimentary bedding measurements.

### B.3 Paleomagnetic study

#### B.3.i Laboratory processing

Before the measurements of the magnetic remanence of this paleomagnetic collection, its magnetic mineralogy was investigated by several methods in the Laboratory of Rock Magnetism of Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO). Thermal magnetic (Curie point) experiment and the measurements of Anisotropy of Magnetic Susceptibility were

carried out by Agico ® CS3 coupled KLY-3s kappabridge, the measurements of Isothermal Remanent Magnetization (IRM, acquired with ASC Scientific IM-10-30), Lowrie test (Lowrie, 1990) and magnetic remanence were performed with Agico® JR5A spinner magnetometer. The thermal and Alternative Field (AF) demagnetization are realized by lab-built furnace and Agico® LDA-3 demagnetizer, respectively.

Table 7.B.1 Results of the paleomagnetic measurements. Abbreviations: n, number of measured samples; N, number of collected samples; P, polarity; R, reversed; P<sub>1t</sub>, Early Permian Tashikula Formation (Fm); P<sub>2j</sub>, Late Permian Wulapo Fm; P<sub>2jn</sub>, Late Permian Jingjingzigou Fm; C<sub>1x</sub>, Early Carboniferous Xibeikulasi Fm; C<sub>1t</sub>, Early Carboniferous Tailegula Fm; \*, the age of remanence in parentheses; Dg, Ig, Ds and Is, declination (D) and inclination (I) in geographic (g) and stratigraphic (s) coordinates; k, the precision parameter, α<sub>95</sub>, the radius that the mean direction lies within 95% confidence.

| Site                | Coordinates    | Rocks                     | Age                                   | Strike/Dip | n/N      | P        | Dg           | Ig           | Ds           | Is           | k            | α <sub>95</sub> |
|---------------------|----------------|---------------------------|---------------------------------------|------------|----------|----------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-----------------|
| <i>Urumqi area</i>  |                |                           |                                       |            |          |          |              |              |              |              |              |                 |
| DP92                | 43.8°N, 87.8°E | Grey sandstones           | P <sub>1t</sub>                       | 207/37     | 7/8      | R        | 263.5        | -62.5        | 165.5        | -70.1        | 187.8        | 4.4             |
| DP93                | 43.8°N, 87.8°E | Grey sandstones           | P <sub>1t</sub>                       | 205/40     | 7/8      | R        | 253.8        | -57.6        | 171.4        | -64.9        | 247.4        | 3.8             |
| DP94                | 43.8°N, 87.8°E | Dark siltstones           | P <sub>1t</sub>                       | 199/41     | 8/8      | R        | 250.4        | -52.8        | 175.2        | -65.7        | 49.7         | 7.9             |
| DP95                | 43.8°N, 87.8°E | Dark siltstones           | P <sub>1t</sub>                       | 199/41     | 8/9      | R        | 253.1        | -60.3        | 156.4        | -66.8        | 235.6        | 3.6             |
| <b>Mean</b>         |                |                           |                                       |            | <b>4</b> | <b>R</b> | <b>254.8</b> | <b>-58.4</b> |              |              | <b>255.2</b> | <b>5.8</b>      |
|                     |                |                           |                                       |            |          |          |              |              | <b>167.4</b> | <b>-67.0</b> | <b>417.5</b> | <b>4.5</b>      |
| DP96                | 43.8°N, 87.8°E | Dark siltstones           | P <sub>2j</sub>                       | 200/67     | 6/9      | R        | 269.3        | -50.1        | 135.7        | -58.4        | 71.8         | 8.0             |
| DP97                | 43.8°N, 87.8°E | Dark siltstones           | P <sub>2j</sub>                       | 200/67     | 8/9      | R        | 262.2        | -49.4        | 142.6        | -55.7        | 217.2        | 3.8             |
| DP98                | 43.8°N, 87.8°E | Siltstones and sandstones | P <sub>2j</sub>                       | 200/67     | 8/8      | R        | 278.9        | -51.7        | 123.8        | -60.1        | 80.4         | 6.2             |
| DP99                | 43.8°N, 87.8°E | Dark siltstones           | P <sub>2j</sub>                       | 214/58     | 8/14     | R        | 283.0        | -55.9        | 149.3        | -62.0        | 103.6        | 5.5             |
| DP101               | 43.8°N, 87.8°E | Siltstones and sandstones | P <sub>2jn</sub>                      | 222/94     | 5/8      | R        | 305.4        | -27.4        | 143.1        | -58.0        | 648.5        | 3.0             |
| DP102               | 43.8°N, 87.8°E | White sandstones          | P <sub>2jn</sub>                      | 222/94     | 8/10     | R        | 304.3        | -25.0        | 146.1        | -60.1        | 45.6         | 8.3             |
| <b>Mean</b>         |                |                           |                                       |            | <b>6</b> | <b>R</b> | <b>286.4</b> | <b>-44.6</b> |              |              | <b>18.6</b>  | <b>16.0</b>     |
|                     |                |                           |                                       |            |          |          |              |              | <b>140.1</b> | <b>-59.3</b> | <b>253.9</b> | <b>4.2</b>      |
| <i>Karamay area</i> |                |                           |                                       |            |          |          |              |              |              |              |              |                 |
| DP11                | 45.4°N, 84.4°E | Graywackes                | C <sub>1x</sub> (C <sub>3</sub> -P) * | 359/62     | 7/8      | R        | 160.9        | -58.7        | 211.5        | -10.5        | 200.0        | 4.3             |
| DP12                | 45.4°N, 84.4°E | Graywackes                | C <sub>1x</sub> (C <sub>3</sub> -P)   | 359/62     | 6/8      | R        | 165.3        | -54.3        | 208.0        | -6.8         | 165.9        | 5.2             |
| DP14                | 45.4°N, 84.4°E | Graywackes                | C <sub>1x</sub> (C <sub>3</sub> -P)   | 359/62     | 5/8      | R        | 144.1        | -48.0        | 198.8        | -18.4        | 18.7         | 18.1            |
| DP15                | 45.5°N, 84.1°E | Graywackes                | C <sub>1t</sub> (C <sub>3</sub> -P)   | 131/70     | 8/8      | R        | 163.1        | -49.0        | 84.3         | -35.9        | 202.3        | 3.9             |
| DP16                | 45.5°N, 84.1°E | Graywackes                | C <sub>1t</sub> (C <sub>3</sub> -P)   | 131/70     | 5/9      | R        | 158.9        | -51.3        | 82.1         | -32.8        | 449.2        | 3.6             |
| DP17                | 45.5°N, 84.1°E | Graywackes                | C <sub>1t</sub> (C <sub>3</sub> -P)   | 131/70     | 7/8      | R        | 155.0        | -45.3        | 89.5         | -30.8        | 240.5        | 3.9             |
| DP18                | 45.5°N, 84.1°E | Graywackes                | C <sub>1t</sub> (C <sub>3</sub> -P)   | 131/70     | 8/8      | R        | 148.5        | -37.6        | 97.9         | -25.6        | 140.6        | 4.7             |
| DP19                | 45.3°N, 84.3°E | Graywackes                | C <sub>1x</sub> (C <sub>3</sub> -P)   | 359/62     | 6/8      | R        | 136.3        | -53.1        | 228.4        | -47.3        | 98.1         | 6.8             |
| DP20                | 45.3°N, 84.3°E | Graywackes                | C <sub>1x</sub> (C <sub>3</sub> -P)   | 359/62     | 7/8      | R        | 151.4        | -58.9        | 233.6        | -37.8        | 199.7        | 4.3             |
| <b>Mean</b>         |                |                           |                                       |            | <b>9</b> | <b>R</b> | <b>153.5</b> | <b>-51.0</b> |              |              | <b>81.6</b>  | <b>5.7</b>      |
|                     |                |                           |                                       |            |          |          |              |              | <b>164.4</b> | <b>-48.4</b> | <b>2.2</b>   | <b>45.8</b>     |
| DP13                | 45.4°N, 84.4°E | Graywackes                | C <sub>1x</sub> (P <sub>2</sub> )     | 359/62     | 5/8      | R        | 215.6        | -52.7        | 226.1        | 16.4         | 19.7         | 17.7            |
| DP21                | 45.5°N, 84.4°E | Graywackes                | C <sub>1x</sub> (P <sub>2</sub> )     | 341/85     | 5/9      | R        | 217.0        | -61.6        | 234.7        | 18.4         | 573.9        | 3.2             |
| DP22                | 45.5°N, 84.4°E | Graywackes                | C <sub>1x</sub> (P <sub>2</sub> )     | 341/85     | 5/8      | R        | 217.5        | -58.8        | 233.2        | 20.8         | 261.1        | 4.7             |
| DP23                | 45.5°N, 84.4°E | Graywackes                | C <sub>1x</sub> (P <sub>2</sub> )     | 341/85     | 4/8      | R        | 201.2        | -52.9        | 222.0        | 18.5         | 58.3         | 12.1            |
| DP24                | 45.5°N, 84.4°E | Graywackes                | C <sub>1x</sub> (P <sub>2</sub> )     | 341/85     | 7/10     | R        | 213.8        | -61.3        | 233.2        | 17.7         | 204.3        | 4.2             |
| <b>Mean</b>         |                |                           |                                       |            | <b>5</b> | <b>R</b> | <b>212.7</b> | <b>-57.6</b> |              |              | <b>196.9</b> | <b>5.5</b>      |
|                     |                |                           |                                       |            |          |          |              |              | <b>229.8</b> | <b>18.4</b>  | <b>217.8</b> | <b>5.2</b>      |

Six to eight specimens were selected from each site to be demagnetized by about 16 steps with both thermal (up to 690°C) and AF (up to 100 mT) methods. Progressive demagnetizations were plotted on orthogonal vector diagrams (Zijderveld, 1967) and magnetic remanent directions were isolated by the principal component analysis (Kirschvink, 1980). Site-mean directions were computed by spherical statistic (Fisher, 1953). Paleomagnetic softwares written by Cogné (2003) and Enkin (unpublished) were used for the data analysis.

### B.3.ii Magnetic mineralogy

Figure 7.B.4 presents the results of the magnetic mineralogical investigations on the representative samples from both south (left column) and west of Junggar basin (right column).

Concerning the samples from South Junggar, the fine to medium-grained greywacke of Tashikula formation ( $P_{1t}$ ) and siltstone and sandstone of Wulapo and Jingjingzigou formations ( $P_{2w}$  and  $P_{2j}$ ) show similar magnetic behaviors: a saturation of >95% below 300 mT (Fig. 7.B.4a), total demagnetization of the three components of the Lowrie Test (Fig. 7.B.4b), and sharp drops of the magnetic susceptibility at 580°C (Fig. 7.B.4c), suggesting the presence of various-sized titanium-poor magnetite as the principal magnetic remanent carrier.

For the greywacke of Xibeikulasi ( $C_{1x}$ ) and Tailegula ( $C_{1t}$ ) formations from West Junggar, IRM measurements (Fig. 7.B.4d) indicate that the specimens are saturated more than 80% at 200 mT and not completely saturated until 1200 mT, and Lowrie Test curves (Fig. 7.B.4e) present two drops of magnetic remanence at about 300-350°C and 580°C, corresponding to maghemite (titanomaghemite) and magnetite. These observations are confirmed by thermal magnetic (Curie) measurements (Fig. 7.B.4f) with magnetic susceptibility dropping at around 300-350°C and 580°C.

To summarize the investigation of remanent carriers, the soft coercive minerals, such as magnetite, with probably a few maghemite, are the principal remanent carriers with small percentage of high coercive minerals for all collection.



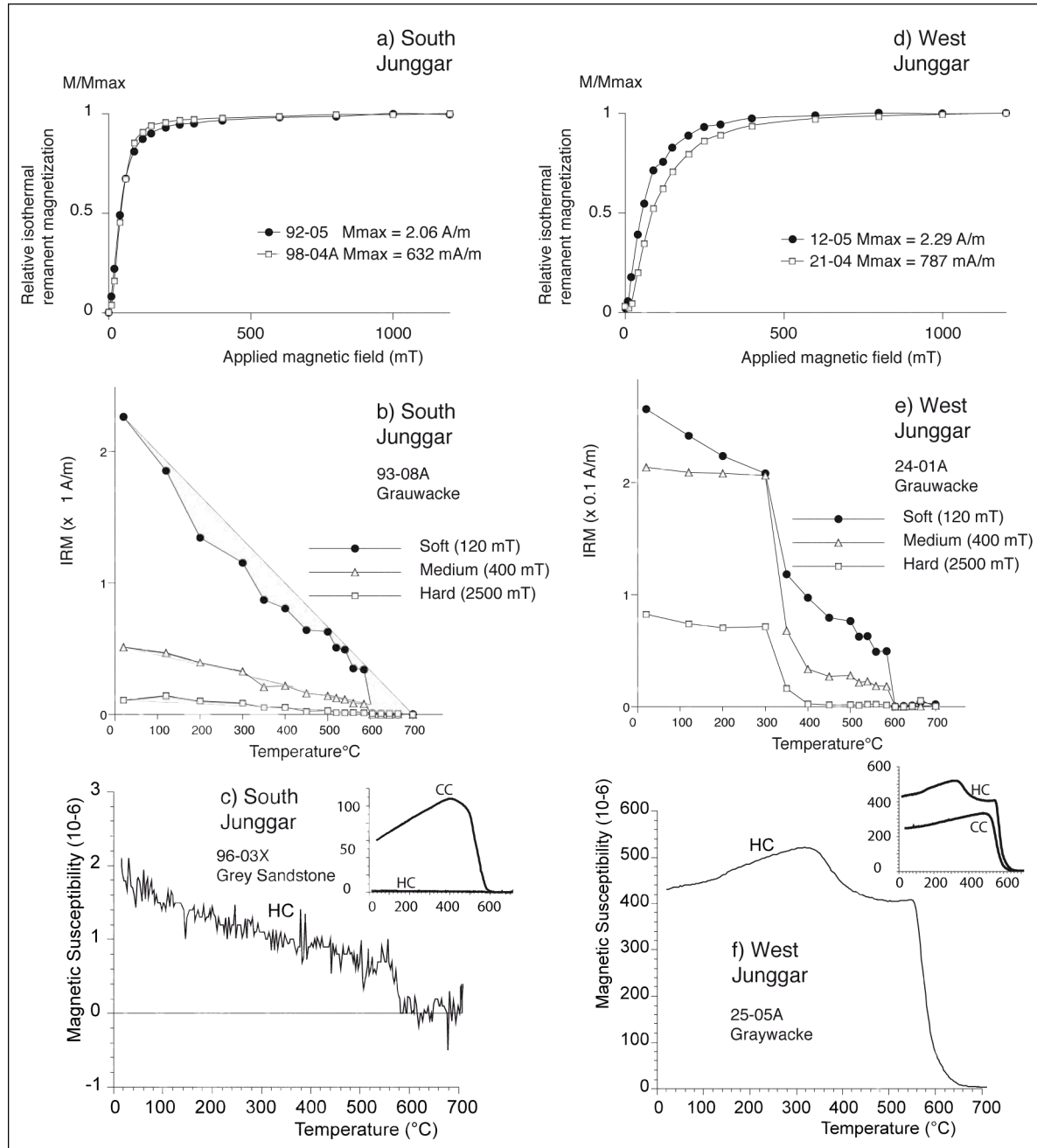


Figure 7.B.4 Results of Isothermal Remanence of the Magnetism (IRM, a, d), Lowrie Test (b, e) and thermomagnetic Curie temperature analysis (c-f) of samples from South Junggar and West Junggar. HC and CC are the heating and cooling curves respectively.

*B.3.iii Paleomagnetic directional data*

The progressive demagnetization show two magnetic components for most of the measured samples differentiated at about 300°C (Figs. 7.B.5a; 7.B.5b; 7.B.6a; 7.B.6b). The low temperature component (LTC, up to 200-300°C) isolated from the 10 Permian sites from South Junggar present a well-grouped mean direction with a negative fold test (McElhinny, 1964):  $D_g = 5.4^\circ$ ,  $I_g = 60.1^\circ$ ,  $k_g = 46.5$ ,  $\alpha_{95} = 7.2^\circ$  and  $D_s = 328.0^\circ$ ,  $I_s = 15.4^\circ$ ,  $k_s = 12.9$ ,  $\alpha_{95}$

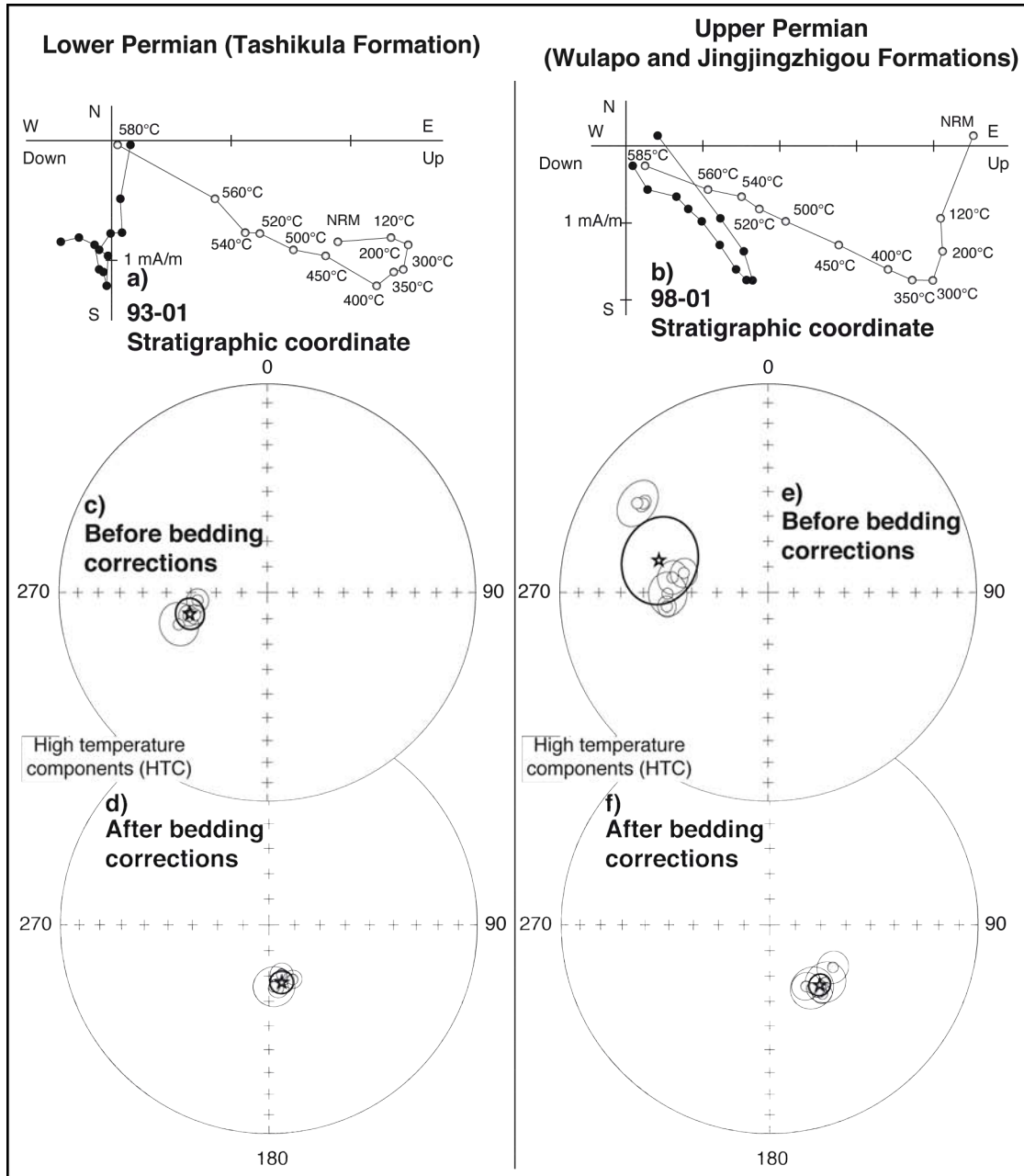


Figure 7.B.5 Measurement results from Early and Late Permian rocks of South Junggar (a, b): Orthogonal projection of sample demagnetization (Zijderveld, 1967) in stratigraphic coordinates. White and black circles represent vertical and horizontal plans respectively. (c-f): Equal-area projection for site-mean directions isolated from high temperature and high coercive AF components in geographic (c, e) and stratigraphic (d, f) coordinates. Stars represent the locality-mean directions.

= 14° with n = 10 (labels g and s correspond to the geographic and stratigraphic coordinate system respectively). This mean direction in geographic coordinates is close to the Present Earth Field (PEF, D = 1.4°, I = 62.9°). The LTC from West Junggar show a dispersed distribution. Therefore, no mean direction has been calculated. As this LTC does not offer any information on further geodynamic implication, we will only discuss the high temperature component (HTC) below.

Before presenting the statistical results of each formation from both areas, some common characteristics of HTC may be described as following. Unblocking temperature of this component is in the 300°C and 350°C interval. The thermal demagnetization of this remanence shows a linear decay of the magnetization to the origin and a total demagnetization before 585°C (see demagnetization curves in *Figs. 7.B.5; 7.B.6*). The above observations confirm again that (various-sized titanium-poor) magnetite is the principal remanence carrier. Conversely to LTC, this component only presents a reverse polarity for the characteristic magnetic direction.

### *B.3.iii.a Paleomagnetic data from South Junggar*

#### · Tashikula Formation ( $P_{1t}$ )

Fisher spherical statistics (**Fisher, 1953**) on the 4 sites (30 cores) of fine to medium-grained greywacke show a well grouped direction of each site with  $\alpha_{95} < 8^\circ$  (*Table 7.B.1*). Site mean directions and the corresponding statistical parameters are presented in Table 1 and Figures 5c and 5d. A  $P_1$  age-mean direction has been further calculated for this locality:  $D_g = 254.8^\circ$ ,  $I_g = -58.4^\circ$ ,  $k_g = 255.2$ ,  $\alpha_{95} = 5.8^\circ$  for the geographic coordinates and  $D_s = 167.4^\circ$ ,  $I_s = -67^\circ$ ,  $k_s = 417.5$ ,  $\alpha_{95} = 4.5^\circ$  with  $n = 4$  sites for the stratigraphic coordinates (*Table 7.B.1*).

#### · Wulapo and Jingjingzigou formations ( $P_{2w}$ and $P_{2j}$ )

Four and two sites of siltstone and sandstone, from Late Permian Wulapo formation and Jingjingzhigou formation, respectively, show similar magnetic behaviors as Lower Permian samples. A  $P_2$  age-mean direction has been therefore calculated:  $D_g = 286.0^\circ$ ,  $I_g = -44.6^\circ$ ,  $k_g = 18.6$ ,  $\alpha_{95} = 16^\circ$  for the geographic coordinates and  $D_s = 140.1^\circ$ ,  $I_s = -59.3^\circ$ ,  $k_s = 253.9$ ,  $\alpha_{95} = 4.2^\circ$  with  $n = 6$  sites for the stratigraphic coordinates (*Table 7.B.1, Figs. 7.B.5e; 7.B.5f*).

Because of weak bedding variation for only 4 sites, the fold test for Lower Permian Tashikula formation is not conclusive though the statistical parameter ( $k$ ) is improved after bedding correction. However, the regional fold test for Tashikula, Wulapo and Jingjingzhigou formations is positive at 95% level (**McElhinny, 1964**).

### *B.3.iii.b West Junggar Mountains*

Fourteen sites of greywacke sampled in the Early Carboniferous Xibeikulasi and Tailegula formations in the southwest of Karamay City (*Fig. 7.B.3*) show significantly

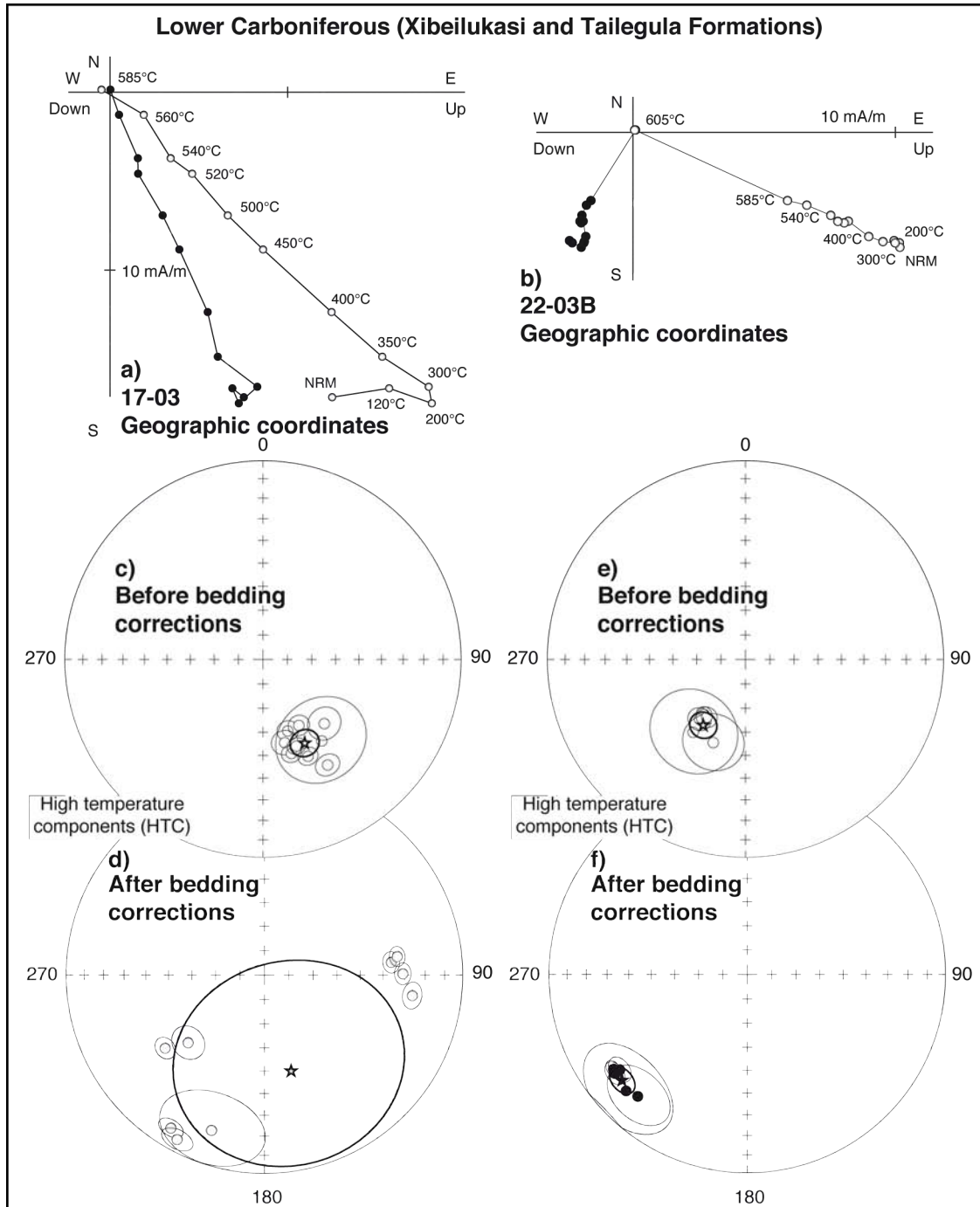


Figure 7.B.6 Measurement results from Early Carboniferous rocks of West Junggar Mountains (for 9 sites: a, c and d and for 5 sites: b, e and f) (a, b):Orthogonal projection in geographic coordinates. (c, d, e, e, f): Equal-area stereoplots for site-mean directions isolated from high temperature and hard AF components.

different magnetic behaviors from above though the majority of sites show still coherent directions within the site. These same age rocks reveal two distinct groups of directions in geographic coordinates and highly dispersed directions in the stratigraphic directions (*Fig. 7.B.6; Table 7.B.1*). Statistically, the dispersion of site-mean directions does not yield one single Fisherian age mean direction for this locality. Two mean directions have been therefore

computed for this area (*Table 7.B.1*). The first group consists of 9 sites:  $D_g = 153.5^\circ$ ,  $I_g = -51.0^\circ$ ,  $k_g = 81.6$ ,  $\alpha_{95} = 5.7^\circ$  and  $D_s = 164.4^\circ$ ,  $I_s = -48.4^\circ$ ,  $k_g = 2.2$ ,  $\alpha_{95} = 45.8^\circ$  (*Figs. 7.B.6c; 7.B.6d*), and the second consists of 5 sites:  $D_g = 212.7^\circ$ ,  $I_g = -57.9^\circ$ ,  $k_g = 196.9$ ,  $\alpha_{95} = 5.5^\circ$  and  $D_s = 229.8^\circ$ ,  $I_s = 18.4^\circ$ ,  $k_s = 217.8$ ,  $\alpha_{95} = 5.2^\circ$  (*Figs. 7.B.6e; 7.B.6f*). The fold test is negative (**McElhinny, 1964**). The geological significance of the direction grouping will be analyzed in the Discussion section.

#### B.4 Discussion

Progressive demagnetizations have successfully isolated two magnetic components. The low temperature component (LTC), called also the viscous magnetization, presents only a normal magnetic polarity and directions close to the PEF, therefore, records the recent geomagnetic field. The high temperature components (HTC), principally carried by magnetite with probably little maghemite, reveal a solo reversed polarity. The directions are generally consistent within site with  $\alpha_{95} < 10^\circ$ . Before interpreting tectonically these new paleomagnetic data, some discussion on their reliability and age of magnetization is deserved, as it is well known that Central Asia experienced a multiphase tectonic evolution.

##### *B.4.i Reliability and age of the magnetic remanence*

Although no direct evidence of a penetrative deformation (except tilting and folding of the strata) can be observed in the field, the measurement of Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) has been carried out on the paleomagnetic collection in order to assess the effect of rock deformation. A weak anisotropy has been observed with the anisotropy degree  $P' < 1.05$  (*Fig. 7.B.7a*) suggesting that these rocks have not experienced intensive deformation since their formation. The statistical results of the three principal magnetic anisotropic axes show a well-grouped vertical  $K_3$  ( $D = 60.7^\circ$ ,  $I = 81.8^\circ$ , pole of magnetic foliation; *Fig. 7.B.7b*) after bedding corrections. These observations indicate that the magnetic fabrics developed during the sedimentation. Furthermore, the original deposition surface should be close to horizontal.

Only a reversed polarity has been isolated from HTCs of all rocks dated between the Early Carboniferous and the Late Permian. These remanent ages are consistent with the Kiaman Permo-Carboniferous Reversed Superchron (320 to 260 Ma; **Hounslow et al., 2004**). The mean direction deduced from the HTC is distinguishably different from PEF, Mesozoic or Cenozoic magnetic directions (*Table 7.B.1; Chen et al., 1992; 1993*). It is reasonable to

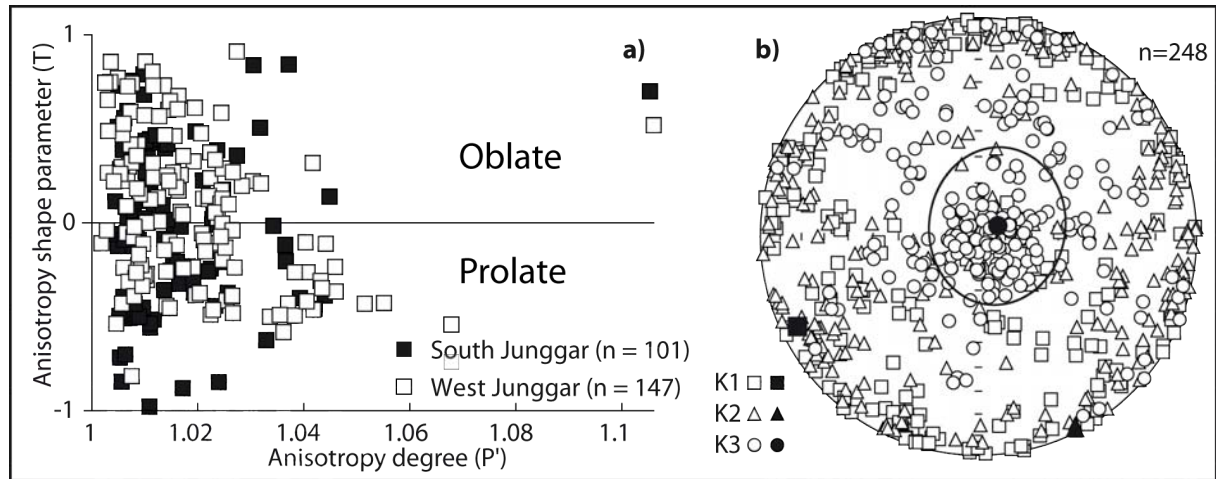


Figure 7.B.7 AMS study of rocks of South Junggar and West Junggar. a) Plots of anisotropy degree (P') versus anisotropy shape (T) of magnetic susceptibility.  $P' = \exp\{2[(\ln K_1 - \ln K_m)^2 + (\ln K_2 - \ln K_m)^2 + (\ln K_3 - \ln K_m)^2]^{1/2}\}$ , and  $T = 2\ln(K_2 / K_3) / \ln(K_1 / K_3) - 1$ , where  $K_1$ ,  $K_2$  and  $K_3$  are the principal axes of the magnetic fabrics and  $K_m$  is the average of them. (b) Stereoplot of  $K_1$ ,  $K_2$  and  $K_3$ , (open and filled circles correspond to data and their means, respectively).

assume that the corresponding magnetic remanence was acquired before 260 Ma. However, the Late Paleozoic time is the main period of accretion in the Central Asia Orogenic Belt, including the Paleozoic Tian Shan range. Numerous magmatic events took place in this region, which could affect the magnetic remanence. In order to check if this remanence is primary or secondary, each section should be discussed.

Concerning the sandstone of the South Junggar area, the stratigraphically well-constrained sedimentary rocks present positive fold tests for both Early and Late Permian directions at 95% statistic level (McElhinny, 1964). With the solo reverse magnetic polarity isolated from these formations, the characteristic tilt-corrected directions can be considered as primary magnetizations. Therefore two paleomagnetic poles have been calculated for Early Permian ( $P_1$ ;  $\lambda=79.5^\circ N$ ,  $\Phi=36.6^\circ E$ ,  $A_{95}=6.8^\circ$  with  $n=4$ ) and Late Permian periods ( $P_2$ ;  $\lambda=60.4^\circ N$ ,  $\Phi=4.7^\circ E$ ,  $A_{95}=5.4^\circ$  with  $n=6$ ), respectively.

In the Western Junggar Mountains, the ages of the remanence for the sites of Early Carboniferous Xibeikulasi and Tailegula Formations are however less constrained. Recent U/Pb datings of zircon from altered tuffs from Baogutu Formation yield a Visean age (between 343 and 328 Ma; Wang & Zhu, 2007; An & Zhu, 2009) and Late Carboniferous detrital zircons were found in similar formation near Karamay (Zhang, 2009). Moreover, if these rocks were representative of Early Carboniferous period, both normal and reverse polarities should be identified, as the reversal frequency is relatively high at that time (Hounslow et al., 2004). The negative fold test with a decrease of the precision parameter after bedding corrections reveals a remagnetization of these Carboniferous rocks (Table



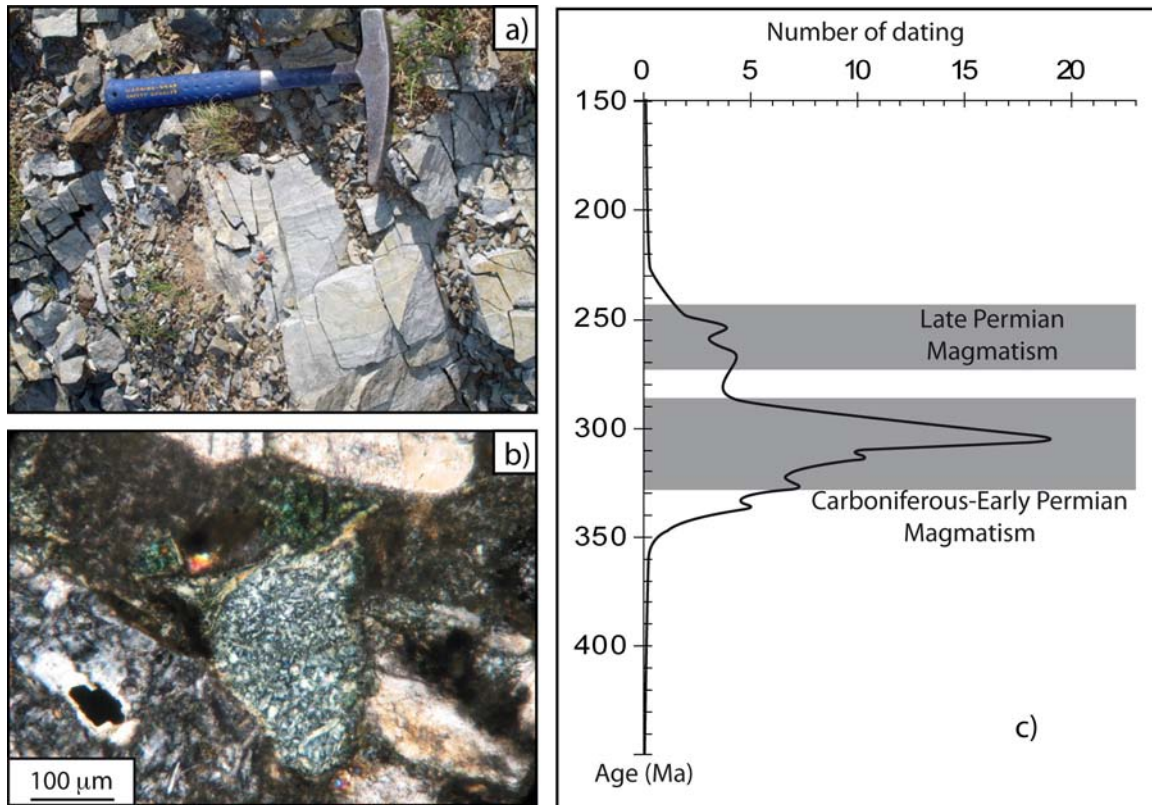


Figure 7.B.8 a): Laminated mudstone transformed into hornfels from the vicinity of Miaoergou pluton of West Junggar. b): Prehnite and pumpellyite from greywacke of West Junggar. c): Synthesis of geochronological data from magmatic Late Paleozoic rocks of West Junggar, after **Kwon et al. (1989)**, **Jin & Zhang (1993)**, **Qi (1993)**, **Shen et al. (1993)**, **Li et al. (2004a)**, **Chen & Arakawa (2005)**, **Han et al. (2006)**, **Su et al. (2006a)**, **Zhou et al. (2006)**, **Song et al. (2007)**, **Wang & Zhu (2007)**, **Zhou et al. (2008b)**, **An & Zhu (2009)**, **Geng et al. (2009)**, **Tang et al. (2009)**, **Zhang (2009)** and **Yin et al. (2010)**.

7.B.1). The observation of solely reverse polarities for this long Carboniferous sedimentary series may indicate that the age of the remanence is probably not older than the lower limit of the Kiaman superchron (i.e. 325 Ma; **Hounslow et al., 2004**). This magnetization is probably related to magmatic events and low-grade metamorphism. Hornfelses (*Fig. 7.B.8a*) and low-grade metamorphic minerals, such as prehnite and pumpellyite (*Fig. 7.B.8b*) can be observed in greywackes. As described in the previous section, two well grouped mean directions have been revealed in this area (*Table 7.B.1*). The sampling sites of these two groups are located very close to the pluton boundary and mafic dykes, respectively. The first group of nine sites is located near the Miaoergou pluton and the remaining five sites are in the vicinity of mafic dykes (*Fig. 7.B.3*). The Miaoergou, Akebastaw or Karamay plutons (*Fig. 7.B.3*) were emplaced between 320 and 300 Ma (**Chen & Jahn, 2004**; **Han et al., 2006**; **Geng et al., 2009**). Several generations of intrusive rocks characterize the dyke swarm, with high-Mg microdiorites at ca. 320 Ma (**Yin et al., 2010**) and dolerites or diabases at 260 Ma (**Qi, 1993**; **Li et al., 2004a**). A compilation of recent dating results exhibits two magmatic peaks at 300 Ma and 260 Ma (*Fig. 7.B.8c*). We thus suggest that these two thermal events may be the

cause of the observed remagnetizations and, therefore, the ages of the two groups of remagnetization may correspond to those of granitic pluton and mafic dyke swarm, i.e. Late Carboniferous-Early Permian (320-300 Ma) and Late Permian (about 260 Ma), respectively. Two paleomagnetic poles have been calculated from the in situ directions of this collection for West Junggar at  $\lambda=65.3^{\circ}\text{N}$ ,  $\Phi=329.7^{\circ}\text{E}$ ,  $A_{95}=6.3^{\circ}$  with  $n=9$  for the Late Carboniferous-Early Permian and at  $\lambda=64.8^{\circ}\text{N}$ ,  $\Phi=179.5^{\circ}\text{E}$ ,  $A_{95}=6.9^{\circ}$  with  $n=5$  for the Late Permian (*Table 7.B.2*). Since no obvious declination deviation has been observed among the sites across the Darbut Fault (*Fig. 7.B.3*), it seems that no major internal deformation associated with this shear zone likely occurred within the West Junggar block since the Late Carboniferous-Early Permian.

#### *B.4.ii Comparison with previous paleomagnetic results*

Eight paleomagnetic poles, including two from this study, are available for South Junggar (*Table 7.B.2*). Among them, two poles are distinguished by abnormal declination and/or inclination with respect to others (Poles 1 and 2 in *Table 7.B.2*). Pole 1 displayed a deviating declination probably due to local rotation along strike slip faults. Pole 2 from volcanic lava flows (Late Carboniferous Liushugou Formation, **Li et al., 1991**) may represent a short time record of the magnetic field due to rapid cooling. Moreover, the initial geometry of these flows is also questionable for the bedding corrections, and these poles were used for tectonic implications. Though the ages, constrained by paleontological evidence are bracketed between C3 and P2, the remaining poles show a relatively good consistency of the paleolatitude with a slight declination variation (*Fig. 7.B.9a*). Within the uncertainty, the pole from Tianchi volcanic rocks seems having experienced a weak clockwise rotation with respect to others (Pole 8 in *Table 7.B.2*; **Nie et al., 1993**). It may be due to the secular variation influence on the data. According to the statistical consistency among these poles, a Late Carboniferous-Late Permian paleomagnetic pole has been calculated at  $\lambda=77.0^{\circ}\text{N}$ ,  $\Phi=7.6^{\circ}\text{E}$ ,  $A_{95}=9.9^{\circ}$  with  $n=6$  (*Fig. 7.B.9a*).

Concerning West Junggar, poles 11 and 12 in *Table 2* of Devonian to Carboniferous rocks from Shaburt Mountains with Late Carboniferous-Early Permian remanent age show a good statistical consistency with that of our study (*Fig. 7.B.9b*). Nevertheless the Late Carboniferous-Early Permian pole from **Zhao et al. (1990)**; Pole 9 in *Table 7.B.2*) obtained from a granite without control neither on its initial setting position nor on the recording time of the magnetic field during its emplacement shows a significant difference with others. A

Late Carboniferous to Early Permian pole has been calculated for West Junggar, from poles 10 – 12 only at  $\lambda=68.2^\circ$ ,  $\Phi=326.7^\circ$ ,  $A_{95}=12.6^\circ$  with  $n=3$  (Fig. 7.B.9b). For the Late Permian data, the Permian pole from **Li et al. (1989)**; Pole 13 in Table 7.B.2) obtained from mafic dykes strongly deviates from the others poles probably due to uncertainty on the initial inclination and/or rapid cooling. The Late Permian poles from Upper Permian detrital rocks and from overprinted basalts (poles 14 and 15, **Zhao et al., 1990**) are similar to the five dyke-related sites-mean direction of Karamay section with an insignificant angular difference of  $19.1^\circ \pm 27.5^\circ$  (Fig. 7.B.9b). A Late Permian pole has also been calculated at  $\lambda=53.0^\circ\text{N}$ ,  $\Phi=183.9^\circ\text{E}$ ,  $A_{95}=16.6^\circ$  with  $n=3$  for West Junggar (Fig. 7.B.9b).

#### B.4.iii Relative motions between blocks

As described in the Introduction section, in the paleogeographic reconstruction of **Wang et al. (2007)**, the paleomagnetic data from West Junggar were used to represent the entire Junggar Block considering that the latter is a rigid body during the Late Carboniferous. The new results from both South and West Junggar of this study allow us to enhance the understanding of the Late Paleozoic paleogeographic evolution of Central Asia. Table 7.B.2 shows the poles used to discuss the relative motions between South Junggar, West Junggar, NE Kazakhstan, Tarim, Yili and Siberia.

Recent studies in North Kazakhstan and especially in the Chingiz Range yield eight poles for the Late Carboniferous-Early Permian and the Late Permian (**Collins et al., 2003**; **Levashova et al., 2003a; 2003b; 2009**; **Abrajevitch et al., 2008**; Table 7.B.2; Fig. 7.B.9c). Pole 17 ( $\lambda=13.3^\circ\text{N}$ ,  $\Phi=138.3^\circ\text{E}$ ,  $A_{95}=6.9^\circ$ ) from **Abrajevitch et al. (2008)** was used as the Late Carboniferous North Kazakhstan pole. Five Late Permian paleomagnetic poles are well grouped and a mean pole was calculated at  $\lambda=46.6^\circ\text{N}$ ,  $\Phi=171.6^\circ\text{E}$ ,  $A_{95}=8.4^\circ$  with  $n=5$  for Late Permian (Fig. 7.B.9c). The two remaining Late Carboniferous to Early Permian and Late Permian poles are scattered with others probably due to local motion produced by the Chingiz Fault (Pole 19 in **Levashova et al., 2003b**) or oversteep inclination (Pole 21 in **Levashova et al., 2003a**; Table 7.B.2). The paleomagnetic poles of Siberia, Yili and Tarim blocs are discussed in **Wang et al., (2007)**.

Figures 7.B.9d and 7.B.9e present the relative motions among the West Junggar, South Junggar, NE Kazakhstan, Tarim, Yili and Siberia at the Late Carboniferous-Early Permian and the Late Permian. Several remarkable features may be outlined, namely: (1) South Junggar remains in a relatively stationary position during this period; (2) South Junggar was

Table 7.B.2 Compilation of Late Paleozoic data of Western Central Asia. Abbreviations: N, the number of sites; Slat (Plat), the latitude of site (pole); Slong (Plong), the longitude of site (pole); # REF, the reference number; A<sub>95</sub>, the radius that mean direction lies within 95% confidence; dp and dm, the two axes of an oval of confidence with 95%. a, important uncertainties on the bedding surface; b, 52 out of 78 samples analysed with great circle method; c, Pole recalculated after cancelling isolated site 42 of **Nie et al. (1993)**; d: mafic dykes sampled without control on the initial setting; e, deviation of the declination due to local rotation along the Chingiz Fault; f: overstep post-folding inclination, with unknown origin. The paleomagnetic poles denoted by \* are eliminated from the average. All poles available in literature were recalculated from paleomagnetic directions and some values could differ from those given by reference papers

| Bloc          | Locality    | Age      | N    | Slat (°) | Slong (°) | Plat (°) | Plong (°) | A95 (°) | dp (°) | dm (°) | #REF | REF                      |  |
|---------------|-------------|----------|------|----------|-----------|----------|-----------|---------|--------|--------|------|--------------------------|--|
| S Junggar     | Urumqi a*   | C2       | 7    | 43.8     | 87.8      | 54.6     | 173.5     | 14.0    | 11.9   | 16.5   | 1    | Li et al., 1991          |  |
|               | Urumqi a*   | C2       | 6    | 43.8     | 87.8      | 73.4     | 96.5      | 27.4    | 26.1   | 28.9   | 2    | Li et al., 1991          |  |
|               | Urumqi      | C3       | 15   | 43.8     | 87.8      | 71.9     | 4.7       | 13.3    | 11.7   | 15.1   | 3    | Li et al., 1991          |  |
|               | Urumqi      | P1       | 4    | 43.8     | 87.8      | 79.5     | 36.6      | 6.8     | 6.2    | 7.5    | 4    | THIS STUDY               |  |
|               | Urumqi      | P2       | 6    | 43.8     | 87.8      | 60.4     | 4.7       | 5.4     | 4.7    | 6.3    | 5    | THIS STUDY               |  |
|               | Urumqi b    | P2       | 78s  | 43.8     | 87.7      | 77.7     | 0.5       | 5.5     | 4.8    | 6.2    | 6    | Sharps et al., 1992      |  |
|               | Urumqi      | P2       | 4    | 43.8     | 87.7      | 75.0     | 13.3      | 22.1    | 19.8   | 24.8   | 7    | Sharps et al., 1992      |  |
|               | Tien Shi c  | P2       | 6    | 44.0     | 88.1      | 83.6     | 211.8     | 7.7     | 6.6    | 8.9    | 8    | Nie et al., 1993         |  |
|               | Mean        | C3 to P2 | 6    |          |           | 77.0     | 7.6       | 9.9     |        |        |      |                          |  |
| W Junggar     | Karamay d*  | C3-P     | 2    | 45.3     | 84.3      | 62.7     | 182.6     | -       | -      | -      | 9    | Zhao et al., 1990        |  |
|               | Karamay     | C3-P OVP | 9    | 45.5     | 84.4      | 65.3     | 329.7     | 6.3     | 5.2    | 7.7    | 10   | THIS STUDY               |  |
|               | Hoboksar    | C2-P     | 11   | 47.2     | 86.6      | 67.3     | 345.2     | 7.5     | 6.4    | 8.7    | 11   | Li et al., 1991          |  |
|               | Hoboksar    | C2       | 13   | 46.7     | 86.1      | 69.2     | 302.7     | 5.6     | 4.5    | 6.9    | 12   | Li et al., 1991          |  |
|               |             | Mean     | C2-P | 3        |           |          | 68.2      | 326.7   | 12.6   |        |      |                          |  |
|               | Karamay d*  | P2       | 25   | 45.6     | 83.2      | 78.0     | 238.7     | 7.9     | 6.6    | 9.4    | 13   | Li et al., 1989          |  |
|               | Karamay     | P2       | 10   | 45.6     | 84.2      | 46.5     | 189.8     | 26.6    | 20.7   | 34.3   | 14   | Zhao et al., 1990        |  |
|               | Karamay     | P2 OVP   | 12   | 45.5     | 84.7      | 47.6     | 180.6     | 7.8     | 6.3    | 9.7    | 15   | Zhao et al., 1990        |  |
|               | Karamay     | P2 OVP   | 5    | 45.5     | 84.4      | 64.8     | 179.5     | 6.9     | 5.9    | 8.1    | 16   | THIS STUDY               |  |
|               |             | Mean     | P2   | 3        |           |          | 53.0      | 183.9   | 16.6   |        |      |                          |  |
| NE Kazakhstan | Ayaguz A    | C3-P     | 15   | 47.85    | 80.0      | 13.3     | 138.3     | 6.9     | 5.7    | 8.4    | 17   | Abrajevitch et al., 2008 |  |
|               | Tokrau A    | C3-P     | 18   | 48.1     | 75.6      | 42.2     | 178.8     | 4.0     | 3.1    | 5.2    | 18   | Abrajevitch et al., 2008 |  |
|               | Ayaguz A e* | P1       | 8    | 47.8     | 80.0      | 25.6     | 151.2     | 4.3     | 6.4    | 5.3    | 19   | Levashova et al., 2003b  |  |
|               | Chingiz     | P OVP    | 9    | 48.8     | 79.0      | 42.0     | 157.0     | 12.9    | 11.0   | 15.2   | 20   | Collins et al., 2003     |  |
|               | Chingiz f*  | P2 OVP   | 16   | 48.4     | 78.4      | 55.4     | 135.4     | 6.6     | 6.2    | 7.1    | 21   | Levashova et al., 2003a  |  |
|               | Ayaguz B    | P2       | 11   | 47.8     | 80.0      | 48.5     | 172.2     | 11.5    | 9.5    | 13.9   | 22   | Abrajevitch et al., 2008 |  |
|               | Tokrau B    | P2       | 19   | 47.9     | 75.3      | 56.3     | 180.6     | 4.5     | 3.7    | 5.5    | 23   | Abrajevitch et al., 2008 |  |
|               | Ayaguz B    | P2       | 8    | 47.6     | 79.7      | 42.8     | 171.6     | 3.6     | 2.9    | 4.4    | 24   | Levashova et al., 2003b  |  |
|               |             | Mean     | P2   | 5        |           |          | 46.6      | 171.6   | 8.4    |        |      |                          |  |
| Siberia       | Mean        | C2       | 17   |          |           | 41.0     | 169.0     | 3.0     |        |        |      | van der Voo. 1993        |  |
|               | Mean        | P2       | 5    |          |           | 50.0     | 160.0     | 7.0     |        |        |      | van der Voo. 1993        |  |
| Tarim         | Mean        | C2       | 6    |          |           | 51.5     | 169.1     | 7.7     |        |        |      | Wang et al., 2007        |  |
|               | Mean        | P2       | 5    |          |           | 66.8     | 184.1     | 4.9     |        |        |      | Wang et al., 2007        |  |
| Yili          | Mean        | C2       | 2    |          |           | 68.6     | 290.6     | 6.1     |        |        |      | Wang et al., 2007        |  |
|               | Mean        | P2       | 1    |          |           | 79.7     | 172.0     | 11.3    |        |        |      | Wang et al., 2007        |  |

at a higher paleolatitude than West Junggar at C3-P1 time, although respective paleolatitudes of  $33.1^{\circ} \pm 12.6^{\circ}$  and  $44.6^{\circ} \pm 9.9^{\circ}$  are not statistically different due to rather large confidence errors; (3) West Junggar underwent an important motion during C3-P1 and P2 with respect to NE Kazakhstan and Siberia, essentially by relative rotations as they are aligned on the small circle centered at the sampling region. (4) These three latter areas form a relatively rigid block since P2, however, Tarim, Yili and South Junggar still experienced relative motions after P2.

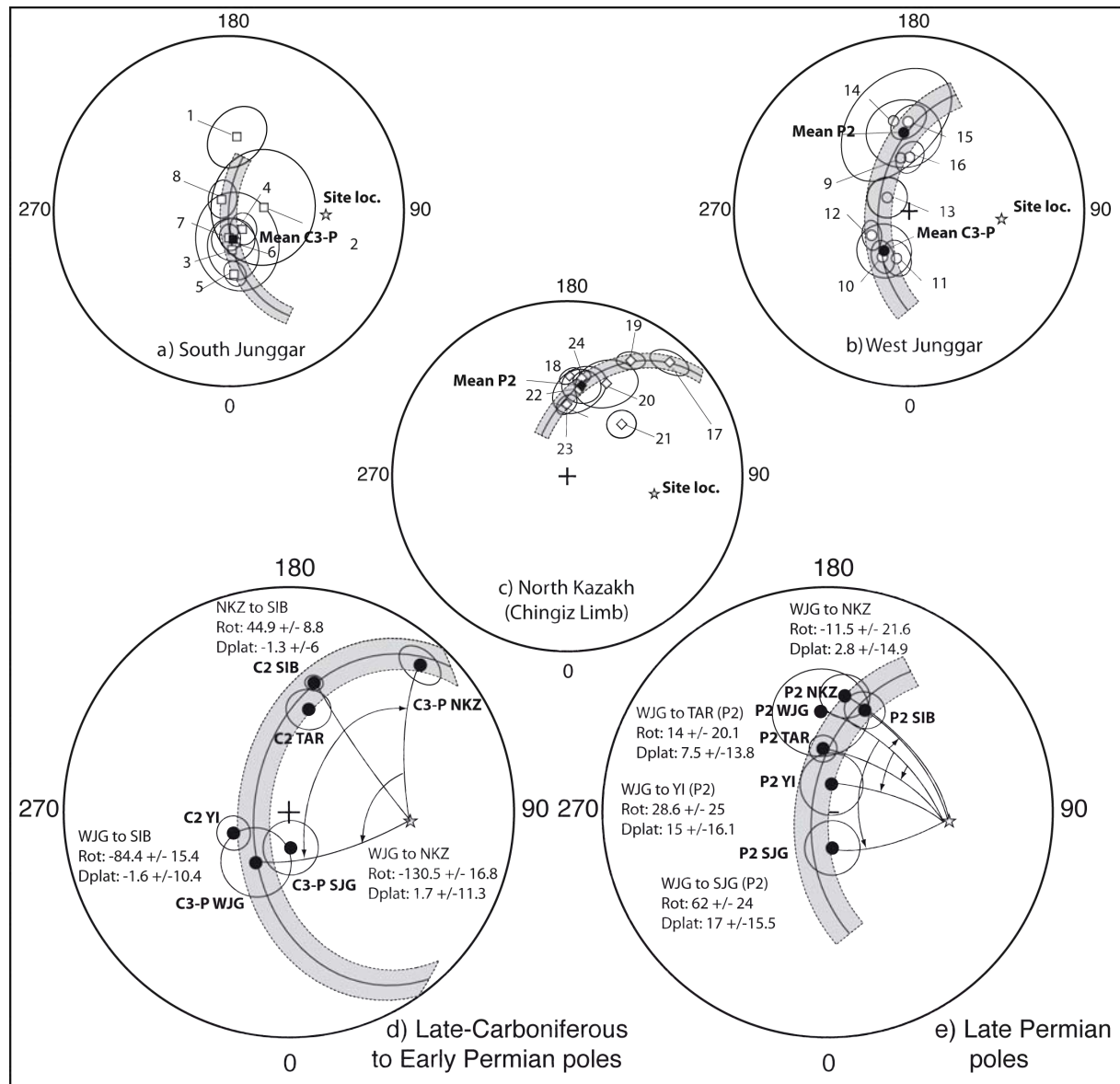


Figure 7.B.9 a-c): Equal-area projections of Late Paleozoic poles of West Junggar, South Junggar and North Kazakhstan, respectively. d-e): Equal-area projections of Late Carboniferous-Early Permian (C<sub>3</sub>-P) and Late Permian (P<sub>2</sub>) mean poles of West Junggar block (WJG), South Junggar block (SJG), North Kazakhstan block (NKZ), Siberia (SIB), Yili (YI) and Tarim (TAR), respectively, showing the amount of relative rotation and latitudinal movement between these blocks. Open stars represent the sampling location. Small circle centred on this location and passing through poles reveals large discrepancies in declination (subsequent rotation) and weak difference in paleolatitude (subsequent N-S movements) of blocks.

From above relative motions, quantitative displacements may be calculated. First, the angular difference can describe the consistency or not between two blocks. Secondly, the relative paleolatitude changes and rotations between two concerned blocks can be inferred. These results are synthesized in *Table 7.B.3* with the geographic reference at 45°N and 84°E.

For the C3-P1 period, the angular difference between South and West Junggar is about  $14.6^\circ \pm 16.0^\circ$ , with a significant paleolatitude discrepancy ( $14.2^\circ \pm 10.0^\circ$  for relative latitudinal displacement and  $-4.4^\circ \pm 16.2^\circ$  for relative rotation). The angular differences become larger and attend to  $69.5^\circ \pm 13.0^\circ$  and  $98.3^\circ \pm 14.4^\circ$  of West Junggar to Siberia and Kazakhstan, respectively, which are essentially due to relative rotations, i.e.  $-84.4^\circ \pm 12.0^\circ$  and  $-130.1^\circ \pm 13.3^\circ$ , respectively (*Fig. 7.B.9d*).

During Late Permian, the angular difference among paleomagnetic poles from West Junggar, NE Kazakhstan and Siberia becomes not significant ( $10.2^\circ \pm 18.6^\circ$ ,  $15.0^\circ \pm 18.0^\circ$ , respectively). However, the angular differences are still relatively important, principally due to relative rotations, between West Junggar-NE Kazakhstan-Siberia and South Junggar, Yili and Tarim,  $61.7^\circ \pm 18.7^\circ$ ,  $28.5^\circ \pm 19.4^\circ$  and  $13.9^\circ \pm 15.7^\circ$ , respectively (*Table 7.B.3* and *Fig. 7.B.9e*). The difference in latitude is less significant, i.e.  $17.2^\circ \pm 12.1^\circ$ ,  $15.1^\circ \pm 12.6^\circ$  and  $7.5^\circ \pm 10.8^\circ$  respectively.

#### *B.4.iv Tectonic implications*

The first important implication from this new paleomagnetic study is the existence of significant relative movements between West and South Junggar. In other words, the Junggar basin cannot be considered as a rigid body at least until the Mesozoic since the P2 poles are still significantly different. Moreover, West Junggar is paleogeographically closer to Kazakhstan and Siberia than to South Junggar, as the P2 poles of West Junggar, Siberia and Kazakhstan are consistent (*Fig. 7.B.9e*). This implies that West Junggar, NE Kazakhstan and Siberia seem having been agglomerated since P2. As described previously, significant post Late Permian rotations between this agglomerated block and South Junggar, Tarim and Yili can be inferred from their respective poles. These rotations reveal a continuity of rotational movements at least until Early Mesozoic between and West-Junggar-Kazakhstan-Siberia.

As mentioned above, the angular differences between the paleomagnetic poles of the aforementioned blocks are mainly due to relative rotations along major faults during the Late Carboniferous to Late Permian period. Latitudinal displacement also occurs between West Junggar and South Junggar during the C2-P1. The Early Permian clockwise rotation of North



Kazakhstan with respect to Siberia has been interpreted to result from oroclinal bending with individualization of three different limbs (**Levashova et al., 2003a, 2009; van der Voo et al., 2006; Abrajevitch et al., 2007, 2008**). Nevertheless, West Junggar underwent a counterclockwise rotation with respect to Siberia and the origin of this motion may be discussed as follows. West Junggar represents the easternmost end of the Kazakhstan orocline and is limited to the northeast by the Gornotsaiev and Irtysh faults. These tectonic structures represent the reactivated suture zone of the Devonian to Carboniferous Ob-Zaisan Ocean (*Fig. 7.B.1b*; **Filippova et al., 2001; Windley et al., 2007**), the boundary between Kazakhstan and Siberia that collided during Late Carboniferous. Geological and geochemical evidences also testify a contemporaneous collision of the Kazakh Orocline with Junggar block. These collisions can be considered as diachronous or “oblique” as only West Junggar is involved. Hence the West Junggar ribbon is sandwiched within Junggar microcontinents, Siberian margin and the Kazakh orocline. This oblique collision may lead to the counterclockwise rotation of West Junggar with respect to Siberia with a complex buckling of an oroclinal ribbon (*Fig. 7.B.1b*). The regional structure with NE-SW and NW-SE trends of the Late Devonian accretionary front in West Junggar and North Kazakhstan, respectively (*Fig. 7.B.1b*), is a consequence of the relative rotation between those two blocks. In this model, Early Permian left lateral motions along Gornotsaiev and Irtysh faults (**Melnikov et al., 1998; Laurent-Charvet et al., 2003; Buslov et al., 2004**) could accommodate that rotation. We also propose that the development of this bent back structure might initiate strike slip faulting along the Chingiz-Alakol-North Tian Shan Shear zone and relative dismembering of the orocline.

To the south, in Tian Shan, the right-lateral shearing has produced the relative rotation of Yili block with respect to Tarim along the Nikolaiev-Nalati Tectonic Line, and with respect to South Junggar along the Chingiz-Alakol-North Tian Shan Fault (**Yin & Nie, 1996; Laurent-Charvet et al., 2003, Wang et al., 2007**). Further to the west, Permian rotations accommodated by strike-slip faults were also described (**van der Voo et al., 2006**). Strike slip faulting along the Central Kazakhstan Fault (**Samugyn, 1974**) has been observed, but until now no relative rotations are reported.

Since the Late Permian, as their poles are statistically coherent, West Junggar, Siberia and North Kazakhstan formed an amalgamated block (*Fig. 7.B.9e*). The relative motions of Tarim, Yili and South Junggar with respect to this welded block are characterized by a northward increase of the amount of anticlockwise rotations, i.e.  $-13.9^{\circ} \pm 15.7^{\circ}$ ,  $-28.5^{\circ} \pm$

19.4° and  $-61.7° \pm 18.7°$ , respectively (Table 7.B.3). Late Permian-Early Triassic right lateral faults in both North and South Tian Shan may have accommodated such rotations; and left-lateral fault in Altai as well (Figs. 7.B.1b; 7.B.10).

Table 7.B.3 Compilation of Late Paleozoic relative movements between West Junggar, North Kazakhstan, Siberia, Yili, South Junggar and Tarim; ANG  $\pm$   $\Delta$ ANG, ROT  $\pm$   $\Delta$ ROT and Plat  $\pm$   $\Delta$ Plat correspond to angular difference between paleopoles, relative rotation and latitudinal displacement (and their error limit) between blocks, respectively. Errors were computed by using the conversion factor of 0.78 (Demarest, 1983; Coe et al., 1985). Relative movements between the blocks are computed by using average sites at 45.3°N, 84.0°E and 43.8°N, 87.8°E for West Junggar and South Junggar, respectively.

| Period | Blocks    | ANG $\pm$ DANG    | ROT $\pm$ DROT      | Plat $\pm$ DPlat  |
|--------|-----------|-------------------|---------------------|-------------------|
| C2-P   | WJG - SJG | 14.6° $\pm$ 16.0° | -4.4° $\pm$ 16.2°   | 14.2° $\pm$ 10.0° |
|        | WJG - NKZ | 98.3° $\pm$ 14.4° | -130.1° $\pm$ 13.3° | 1.6° $\pm$ 9.0°   |
|        | WJG - SIB | 69.5° $\pm$ 13.0° | -84.4° $\pm$ 12.0°  | -1.9° $\pm$ 8.1°  |
|        | SJG - SIB | 61.4° $\pm$ 10.3° | -80.3° $\pm$ 11.2°  | -12.1° $\pm$ 6.5° |
|        | SJG - TAR | 51.0° $\pm$ 12.5° | -69.1° $\pm$ 13.3°  | 7.0° $\pm$ 7.8°   |
|        | SJG - YI  | 22.2° $\pm$ 11.6° | -9.3° $\pm$ 12.0°   | -20.9° $\pm$ 7.3° |
| P2     | WJG - SJG | 50.0° $\pm$ 19.3° | 61.7° $\pm$ 18.7°   | 17.2° $\pm$ 12.1° |
|        | WJG - NKZ | 10.2° $\pm$ 18.6° | -11.4° $\pm$ 16.8°  | 2.8° $\pm$ 11.6°  |
|        | WJG - SIB | 15.0° $\pm$ 18.0° | -12.5° $\pm$ 16.5°  | 11.2° $\pm$ 11.2° |
|        | WJG - YI  | 27.0° $\pm$ 20.1° | 28.5° $\pm$ 19.4°   | 15.1° $\pm$ 12.6° |
|        | WJG - TAR | 13.8° $\pm$ 17.3° | 13.9° $\pm$ 15.7°   | 7.5° $\pm$ 10.8°  |

Considering these Late Permian relative rotations, it is possible to make quantitative estimates of the displacement along these faults since Late Permian. According to the geometry of major structures that separate the mentioned blocks, we can define the Euler pole to quantify the relative motion along the structure (Table 7.B.4, Fig. 7.B.10). The Nalati fault in Chinese Tianshan, also called the Nikolaiev Tectonic Line (Burtman, 1975) in Kirghizstan, is the major fault that separates Tarim and Yili (Zhao et al., 2003; Wang et al., 2007). Though sinistral motions have been described in Kirghizstan (Mikolaichuk et al., 1995), the timing of deformation is badly constrained. More to the East, a dextral kinematics of the fault has been better described and the deformation is dated between 265 Ma and 250 Ma (Ar-Ar dating; de Jong et al., 2009; Wang et al., 2010). Its well preserved linear shape allows to estimate an Euler pole position at ca. 54°N, 76°E, with a radius of about 1690 km. Therefore the  $14.0° \pm 12.9°$  counterclockwise rotation of Yili with respect to Tarim corresponds to its eastward displacement of  $410\text{km} \pm 380 \text{ km}$  (Table 7.B.4).

The boundary between Yili and South Junggar is characterized by a dextral long-lived shear zone called the Chingiz-Alakol-North Tian Shan Shear zone, merging in the Main Tian Shan Shear zone to the east (Zhou et al., 2001; Zhao et al., 2003; Wang et al., 2006, 2007). Dextral criteria can be observed along these faults (Laurent-Charvet et al., 2002; 2003; Wang et al., 2006, 2007) and Ar-Ar dating yield ages ranging from 290 Ma to 240 Ma for the deformation (Yin & Nie, 1996; Zhou et al., 2001; Laurent-Charvet et al., 2002, 2003). The center of the best fitting small circle intercepting this curved shear zone is around 50°N, 92°E, with a radius of about 880km. The estimate of the post Late Permian displacement along the

Chingiz-Alakol-North Tian Shan Shear zone is thus  $490\text{km} \pm 250\text{ km}$ , corresponding to the  $-32.4^\circ \pm 16.4^\circ$  counterclockwise rotation of South Junggar with respect to Yili (Table 7.B.4).

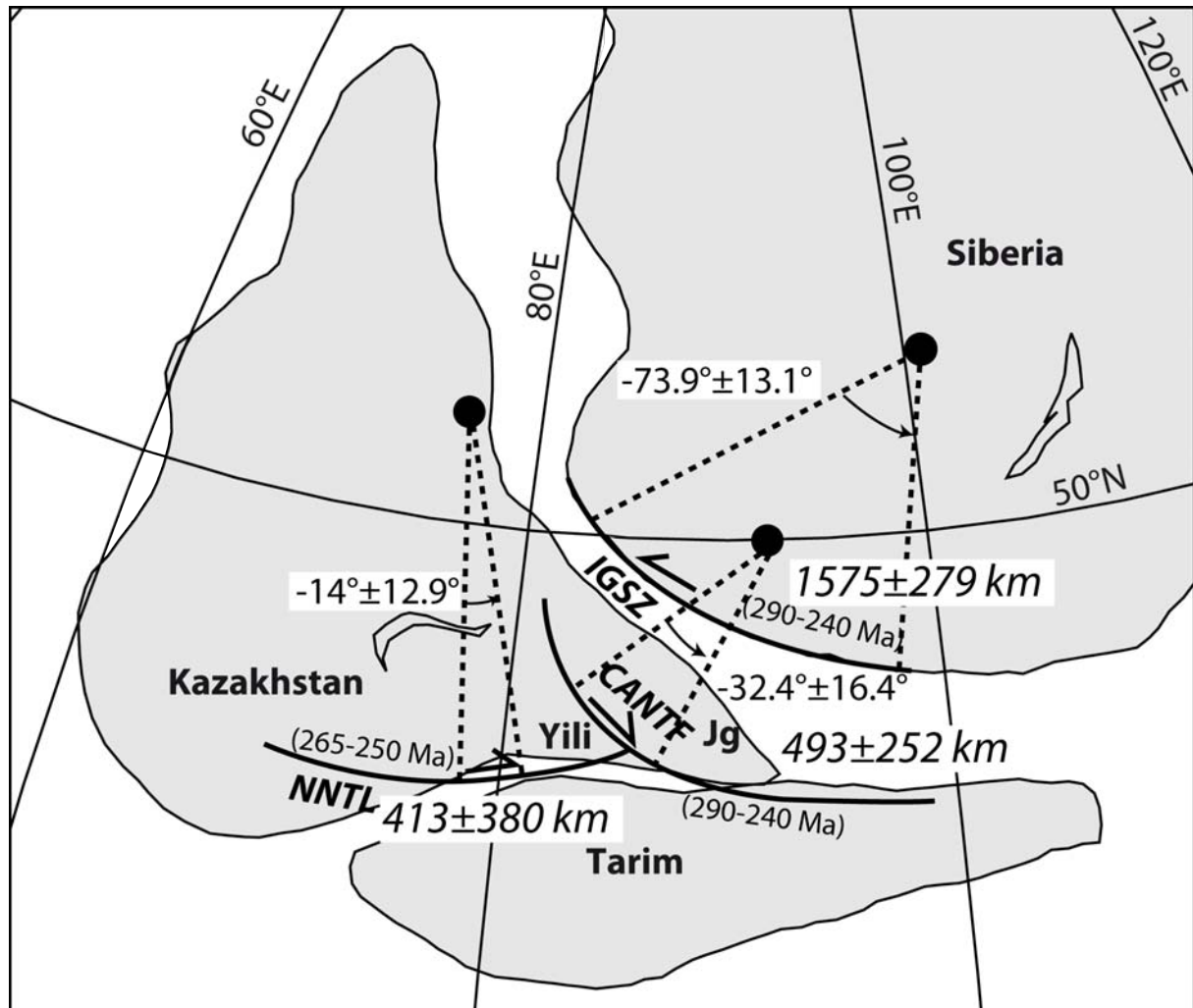


Figure 7.B.10 Sketch of Western Central Asia showing post-Upper Permian displacements, Euler poles and tectonic boundaries (NNLT: Nikolaiev-Nalati Tectonic Line; CANTF: Chingiz-Alakol-North Tian Shan Fault; IGSZ: Irtys-Gornotsaev Shear Zone and Jg: Junggar Basin). Relative rotations (with uncertainties) between tectonic blocks are recalculated at the coordinates of the corresponding Euler pole and listed in Table 4. Kinematics and time brackets on the strike-slip faults are also mentioned.

As presented in above sections, the Irtys-Gornotsaev Shear Zone is a major tectonic zone in the Altai and it is characterized by a sinistral sense of shear and ages of deformation bracketed between 290 Ma to 240 Ma (Ar-Ar dating; Melnikov et al., 1997; 1998; Vladimirov et al., 1998; Travin et al. 2001; Laurent-Charvet et al., 2003; Buslov et al., 2004), with a probable Mesozoic brittle reactivation (Allen et al., 1995). The bent shape of the shear zone proposes an Euler pole at  $56^\circ\text{N}$ ,  $101^\circ\text{E}$ , with a radius of about 1220 km. The estimated displacement for the post Permian displacement is about  $1570\text{km} \pm 280\text{ km}$ , associated with a  $-73.9^\circ \pm 13.1^\circ$  counterclockwise rotation of South Junggar with respect to Siberia (Table 7.B.4). This value is slightly higher than that predicted by a previous study

(870km ± 370km, **Wang et al., 2007**). Sum of post Late Permian and Early Permian displacement of 140km ± 250 km (associated with 6.4° ± 11.7° counterclockwise rotation of South Junggar with respect to Siberia, *Table 7.B.4*) along the Irtysh-Gornotsaev Shear Zone give a total value of ≈ 1700 km, comparable with the value of 2000 km predicted by **Sengör & Natal'in, (1996a)**. The new estimate of the Late Carboniferous to Early Permian displacement along the Irtysh Fault is significantly different from that of 620km ± 320 km predicted by **Wang et al., (2007)**, because Junggar was considered as a rigid block and an averaged pole from West and South Junggar was used to calculate the displacement along this fault in **Wang et al. (2007)**. The consistence of the Cretaceous poles of Mongolia, South Junggar and Siberia (**Chen et al., 1993; Hankard et al., 2005**) suggests that the bulk of relative motion mentioned above was completed before Cretaceous and possibly Middle Triassic time (**Lyons et al., 2002**), although Jurassic motions are also described (**Allen et al., 1995**). Further studies on Triassic rocks around the Junggar Basin will probably provide better age constraints on these events. It is worth to note that above mentioned quantitative displacements should be considered with caution as they depend on the quality of paleomagnetic data and the structure geometry which is used to define the position of Euler poles. Paleomagnetic studies in this area are scarce and the available data probably insufficient with respect to the extreme complexity of this region, which has suffered multiple tectonic events since the Paleozoic.

Table 7.B.4 Relative displacements between Siberia, South Junggar and Tarim. “P2” corresponds to the displacement since Late Permian, whereas “C2 to P2”, corresponds to the displacement between Late Carboniferous and Late Permian. The radius column corresponds to the radius of a circle, centred on the Euler pole and intercepting major blocks boundary.

| Blocks (age)       | Euler Pole coordinates | Radius  | Modulus of rotation angle with errors | Displacement with errors |
|--------------------|------------------------|---------|---------------------------------------|--------------------------|
| YIL/TAR (P2)       | 54°N, 76°E             | 1690 km | 14° ± 12.9°                           | 410 ± 380 km             |
| SJG/YIL (P2)       | 50°N, 92°E             | 880 km  | 32° ± 16.4°                           | 490 ± 250 km             |
| SJG/SIB (P2)       | 56°N, 101°E            | 1220 km | 73.9° ± 13.1°                         | 1570 ± 280 km            |
| SJG/SIB (C2 to P2) | 56°N, 101°E            | 1220 km | 6.4° ± 11.7°                          | 140 ± 250 km             |

#### B.4.v Tentative reconstruction

Combined with previous paleomagnetic data, these new results make possible to construct hypothetical scenarios of the geodynamical evolution of this western part of Central Asia during Late Paleozoic times. Four stages can be distinguished as follows (see also *Fig. 7.B.11*):

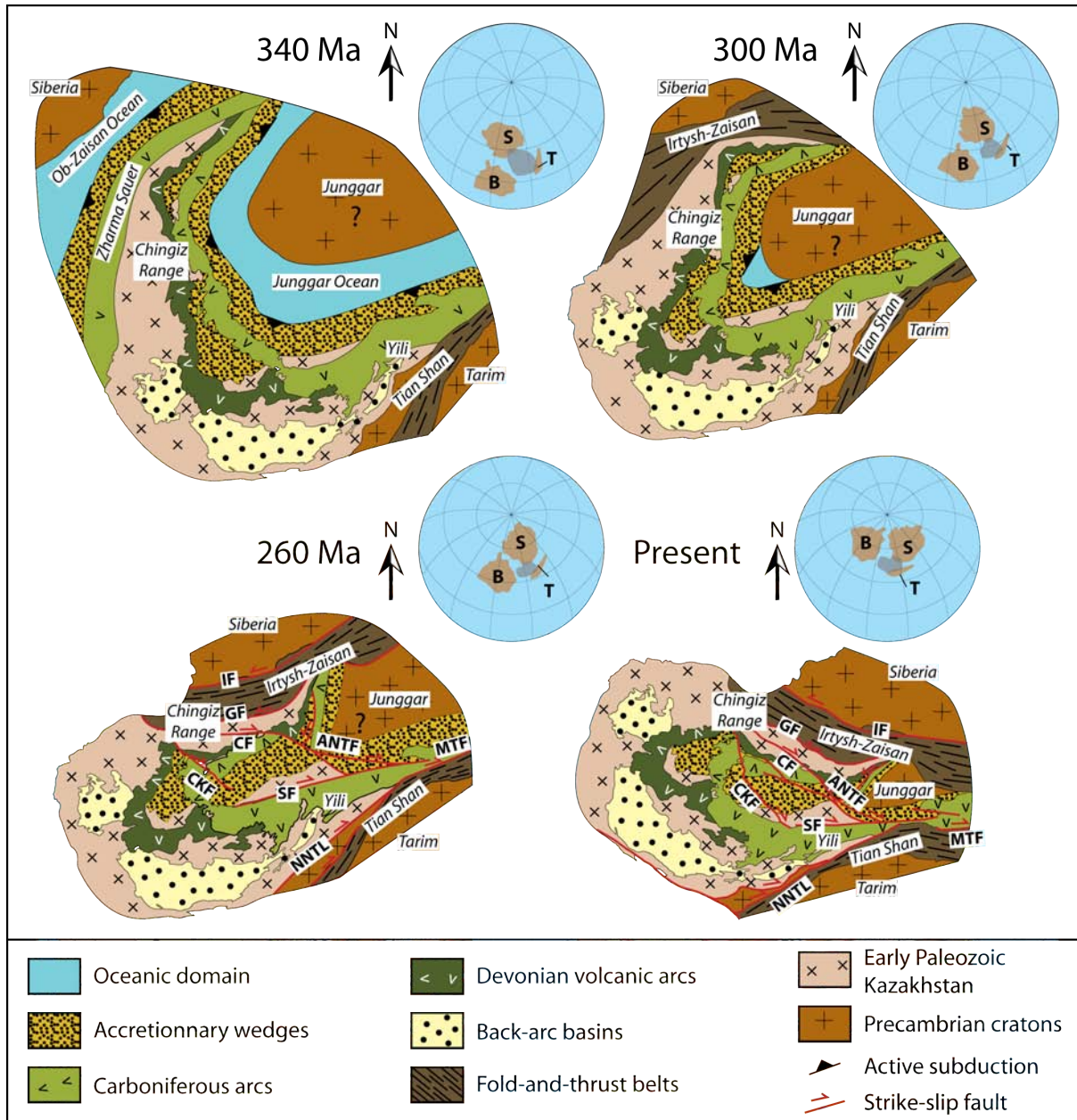


Figure 7.B.11 Tentative reconstruction of four stages of the geodynamic evolution of Eastern Central Asia since Carboniferous (after **van der Voo et al., 2008**). a), At 340 Ma, subduction of Junggar and Ob-Zaisan oceans under Kazakhstan, Tian Shan and Altai. Oroclinal bending process is active since Devonian in Kazakhstan; b), At 300 Ma, subduction is limited to the inner part of the orocline in Central Kazakhstan (**Filippova et al., 2001; Windley et al., 2007**). Collision between West Junggar, Junggar and Siberia, with subsequent rotation. At this time Strike-slip faults are initiated in Altai, Kazakhstan and Tian Shan; c), At 260 Ma, subduction process is complete, but significant relative rotations between the blocks are recorded along major shear zones; and d), Present setting resulting from the continuity of the rotational movements in Early Mesozoic and the post-Paleozoic reactivation of the belts. Abbreviations: ANTF: Alakol-North Tian Shan Fault; CF: Chingiz Fault; CKF: Central Kazakhstan Fault; GF: Gornotsaev Fault; IF: Irtysh Fault; MTF: Main Tian Shan Fault; NNTL: Nikolaev-Nalati Tectonic Line; SF: Sangshuyanzhi Fault.

*B.4.v.a Carboniferous (before 320 Ma; Fig. 7.B.11a)*

Two subduction zones were active. In the north, the Ob-Zaisan Ocean was subducting under the North Kazakhstan and the Siberia (Early Paleozoic Altai accretionary complexes) as active margins (**Filippova et al., 2001; Briggs et al., 2007**). The Junggar Ocean was enclosed

in the Kazakhstan orocline extending from Tian Shan to Kazakhstan (**Abrajevitch et al., 2008**). Arc magmatism associated with subduction was still active in Kazakhstan, Yili, Bogda Shan and West Junggar, while accretionary wedge developed along the margins (**Wang et al., 2006**). The Kazakhstan oroclinal bending is marked by a clockwise rotation of North Kazakhstan with respect to Siberia (**Grishin et al., 1997; Levashova et al., 2003a; Abrajevitch et al., 2008**) and forwards to the closure of this oceanic basin.

*B.4.v.b Late Carboniferous-Early Permian (between 320 and 280; Fig. 7.B.11b)*

At this time, only a remnant part of the Junggar Ocean was still in subduction in the inner part of the orocline (**Windley et al., 2007**). The closure of the basin was accommodated by internal deformation of the orocline and by the development of strike slip faults with dextral kinematics in Tian Shan (**Laurent-Charvet et al., 2002, 2003; Wang et al.; 2007**) and Kazakhstan (**Samugyn, 1974**) and sinistral kinematics in Altai. The closure of the Ob-Zaisan Ocean and consequently oblique collision led to the counterclockwise rotation of West Junggar with respect to Siberia.

*B.4.v.c Late Permian (between 280 and 260; Fig. 7.B.11c)*

The end of Paleozoic is characterized by transcurrent tectonics. Since the Permian, sinistral strike-slip along the Irtysh Fault and dextral strike-slip along the Tian Shan shear zones accommodated the counterclockwise rotation of Tarim, Yili and South Junggar with respect to Siberia. Although important shear zones are recognized in North Kazakhstan or West Junggar, no significant rotations within the blocks are recorded by paleomagnetic data except local rotations in Chingiz range (**Levashova et al., 2003b**).

*B.4.v.d Present (Fig. 7.B.11d)*

Since Permian or Early Triassic, the Central Asia has experienced successive reactivations due to the agglomeration of Tibetan blocks and the collision India-Eurasia. These compressive tectonics have certainly generated the intracontinental deformation among these blocks and affected the topography of Central Asia (e.g. **Molnar & Tapponnier, 1975; Avouac et al., 1993**). However, the paleomagnetic studies on Mesozoic (especially Cretaceous) rocks show that the relative motions (rotation and latitudinal displacement) are often statistically insignificant (i.e. the mean difference is less than error bar; **Chen et al., 1993**), implying that the amount of intracontinental deformation remains weak compared to the Paleozoic period.



## B.5 Conclusions

This new paleomagnetic study of Late Paleozoic sedimentary rocks from South and West Junggar yields primary and secondary magnetization, respectively. The magnetic overprints probably result from two well-chronologically constrained magmatic events during Late Carboniferous - Early Permian and Late Permian respectively. These new paleomagnetic results are consistent with the bulk of previously published results from West and South Junggar and clearly show a significant paleogeographic discrepancy between them, implying that Junggar was not a rigidly welded block until the end of Paleozoic. Comparison with surrounding blocks, such as North Kazakhstan, Yili, Siberia and Tarim, indicates relatively weak latitudinal motions and important rotations. These rotations are related either to the Kazakh oroclinal bending; or, alternatively to strike-slip faulting. We suggest that in the Late Carboniferous - Early Permian time, West Junggar, located at the easternmost part of the Kazakh orocline and sandwiched between North Kazakhstan and Siberia has been squeezed by approaching close to the latter one and rotated counterclockwise with respect to Siberia. This motion was accommodated by large sinistral and dextral motion in Altai and Tian Shan shear zones, respectively. As evidenced by numerous Ar-Ar dating and kinematic studies (**Laurent-Charvet et al., 2002, 2003; Wang et al.; 2007**), strike-slip faulting continues in Late Permian, leading to large rotations to achieve the present configuration of Central Asia.

This new model emphasizes the importance of relative rotation among these blocks due to lateral motions along strike-slip faults during the late and post-accretionary orogenic processes. However, although no important Cenozoic motion has been recorded, the end of large-scale wrench tectonics is still poorly constrained and more detailed paleomagnetic studies on Early Mesozoic rocks are needed to better clarify the geodynamic history of this region that will complement the understanding of CAO evolution.

## Acknowledgements

Many thanks are due to Mrs. Wei Wei and Xu Shaoyong from Peking University for their help in the field work. We also thank Bureau 305 at Urumqi (Xinjiang Uigur Autonomous Region) for their important logistical support during fieldwork. This research is a contribution to the project "Paleomagnetic study on the tectonic and paleogeographic evolution of northwest of China" funded by SINOPEC, and co-sponsored by National Nature Science Foundation of China (40821002, 40802043) and National Basic Research Program of China

(973 Project Nos. 2009CB825008, 2007CB411301). The first author has benefited a scholarship from French Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche. We express our gratitude to R. Van der Voo and an anonymous referee who considerably improve this article.

**C Article à soumettre: First Triassic palaeomagnetic constraints from Junggar (NW China) and their implications for Mesozoic tectonics in Central Asia.**

Abstract

Northwestern China belts result from the Palaeozoic collage of Central Asia and subsequent reactivations due to far-field effects of Mesozoic Tibetan and Cenozoic Himalayan collisions. Triassic is a crucial period to understand and decipher the displacements relative to these two episodes. About 250 oriented cores from 43 sites were collected from six sections of Upper Permian to Late Triassic sandstone, in South and West Junggar, Northwestern China. Thermomagnetic, IRM and hysteresis measurements reveal magnetite as the main magnetic carrier with minor hematite and maghemite. Stepwise thermal demagnetisation has generally isolated two components. The low temperature component, up to 300-350°C, displays a direction consistent with the present-day geomagnetic field. Locality-mean directions related to the high temperature component (above 350°C) were also calculated. Two out of six sections display intense viscous magnetisation or Cenozoic chemical remagnetisation as indicated by maghemite occurrence. At the other four localities, we assume that magnetisation is primary as: 1) AMS measurements reveal a primary fabric, 2) inversion test is positive, and 3) palaeolatitudes of tilt-corrected poles are compatible with previous studies. The consistency between the Early Triassic poles of West and South Junggar indicates that Junggar evolved as a rigid block only since Early Mesozoic. The comparison of the Late Palaeozoic and Early Mesozoic poles of Junggar and those of Siberia and Tarim shows major rotations between Late Permian and Late Jurassic-Early Cretaceous. Periods of discrete rotations are characterized by strike-slip faulting in Tianshan and Altai and may correlate with major episodes of coarse-grained detrital sedimentation and uplift. Especially, the counter-clockwise rotations of Junggar relative to Tarim and Siberia, which occurred between Early and Late Triassic and between Late Triassic and Late Jurassic, are accommodated by transpressive tectonics of Tianshan and Altai belts. This reactivation is a far-field effect of Tibetan blocks diachronous collisions. Therefore, these first Triassic palaeomagnetic results from Junggar infer that post-Carboniferous rotations were due to the combined effect of post-orogenic transcurrent movement and Mesozoic oblique reactivation.

### C.1 Introduction

Present structures in Central Asia are due to the combined effect of Palaeozoic orogenic collage and subsequent reactivations. The Palaeozoic collage, namely the Altaids was formed by the amalgamation of Baltica, Siberia, Tarim and North China cratons. A single long-lived subduction was initially proposed to account for the linear pattern of Central Asia units (Sengör et al., 1993; Sengör & Natal'in, 1996a). This model also emphasizes the role of Late Palaeozoic strike-slip fault that shredded the original collage to give its current disturbed aspect (Sengör et al., 1993). Although recent studies throughout the Altaids rather support a polycyclic collage than a single-phase model (Fillipova et al., 2001; Badarch et al., 2002; Xiao et al., 2004; Charvet et al., 2007; Degtyarev, 2011), the Late Palaeozoic transcurrent event was largely documented (Yin & Nie, 1996; Laurent-Charvet et al., 2002; 2003; Buslov et al., 2004; Wang et al., 2007). Synkinematic granites and mylonitic rocks attest for a ductile deformation localized along major strike-slip shear zones in Altai (Laurent-Charvet et al., 2002; Buslov et al., 2004) or Tianshan (Yin & Nie, 1996; de Jong et al., 2009; Wang et al., 2010). Ar-Ar dating on micas from mylonitic rocks constrains ductile shearing between 305 Ma and 245 Ma (Melnikov et al., 1997, 1998; Vladimirov et al., 1998; Travin et al., 2001; Zhou et al., 2001; Laurent-Charvet et al., 2003; de Jong et al., 2009; Wang et al., 2010); late brittle faulting along these shear zone is not well documented, though. Recent palaeomagnetic studies have attended to estimate the importance of these Late Palaeozoic displacements, in northwestern China. Firstly, Wang et al. (2007) pointed out significant Permian rotation of Junggar with respect to Siberia and Tarim, accommodated by displacement up to several hundreds of kilometres along Altai and Tianshan strike-slip faults. However, the existence of a rigid Junggar block was challenged by new palaeomagnetic collections from West and South Junggar (Choulet et al., 2010) that display significant differences of declination and inclination between these two areas in Late Permian. The amount of displacements along shear zone was also re-evaluated with significant rotations rather occurring after Late Permian than during Permian (Choulet et al., 2010). Origin of these movements remains an open question.

The reactivation of Central Asian orogens was long recognized, especially in Tianshan (e.g. Molnar & Tapponnier, 1975; 1977). Folds and thrusts affect its northern and southern foreland. The major prominent deformation event during Cenozoic (45-40 Ma) is interpreted as a far-away effect of the India-Asia collision (Molnar & Tapponnier, 1975; 1977; Avouac et al., 1993). Other minor reactivations, occurring during Mesozoic time, are evidenced by

coarse and chaotic intercalations within the sedimentary record of the foreland (**Hendrix et al., 1992; Hendrix, 2000; Li et al., 2004b**). Specifically, huge conglomerate layers attest for episodic reactivations related to Late Triassic (230-200 Ma), Late Jurassic-Early Cretaceous (140-125 Ma) and Late Cretaceous (80-70 Ma) successive collisions along the southern margin of Asia (**Enkin et al., 1992; Yin & Harrison, 2000**). Folds and thrusts accommodate the deformation, but a significant transcurrent component is also forwarded (**Hendrix et al., 1992**). From relationships between the Palaeozoic basement and its sedimentary cover, a Mesozoic palaeorelief was inferred in Tianshan support contemporaneous tectonics (**Hendrix, 2000; Chen et al., 2011**) and basement exhumation (**Dumitru et al., 2001; Jolivet et al., 2007; Wang et al., 2009b**).

In addition, Late Jurassic to Early Cretaceous poles of Junggar and Tarim are statistically compatible, indicating that no significant rotation or shortening occurred since that time (**Chen et al., 1991**). However, **Choulet et al. (2010)** show significant differences in rotation of Junggar with respect to Siberia and Tarim in Late Permian time. Therefore, Triassic is a crucial period for understanding the interactions between late-orogenic transcurrent movements and the Mesozoic reactivations, but very few data are available up to now. Hence, we collected six sections of Late Permian to Late Triassic sedimentary rocks in West and South Junggar, aiming at palaeomagnetically estimate the Triassic displacements related to post-orogenic transcurrent motions and reactivations.

## C.2 Geological setting

### C.2.i Northwestern China

Northwestern China is a part of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB), namely the Altai (*Fig. 7.C.1a*). This huge belt that developed from the Urals to Pacific results from the amalgamation of Baltica, Siberia, Tarim and North China cratons during Palaeozoic. Single subduction (**Sengör et al., 1993; Sengör & Natal'in, 1996a**) and polycyclic models (**Filippova et al., 2001; Xiao et al., 2010**) have been proposed to explain the linear pattern of Central Asia units.

In northwestern China, the linearly trending Tianshan is the major structure that extends to Beishan to the east (*Fig. 7.C.1b*). To the west, the belt enlarges and contours the triangular-shape Yili block, which represents a fragment of the Kazakhstan microcontinent (**Wang et al., 2006**). Two sedimentary basins with Palaeozoic to Quaternary infilling bound the Tianshan range: Junggar, to the north and Tarim, to the south. The Tianshan range can be

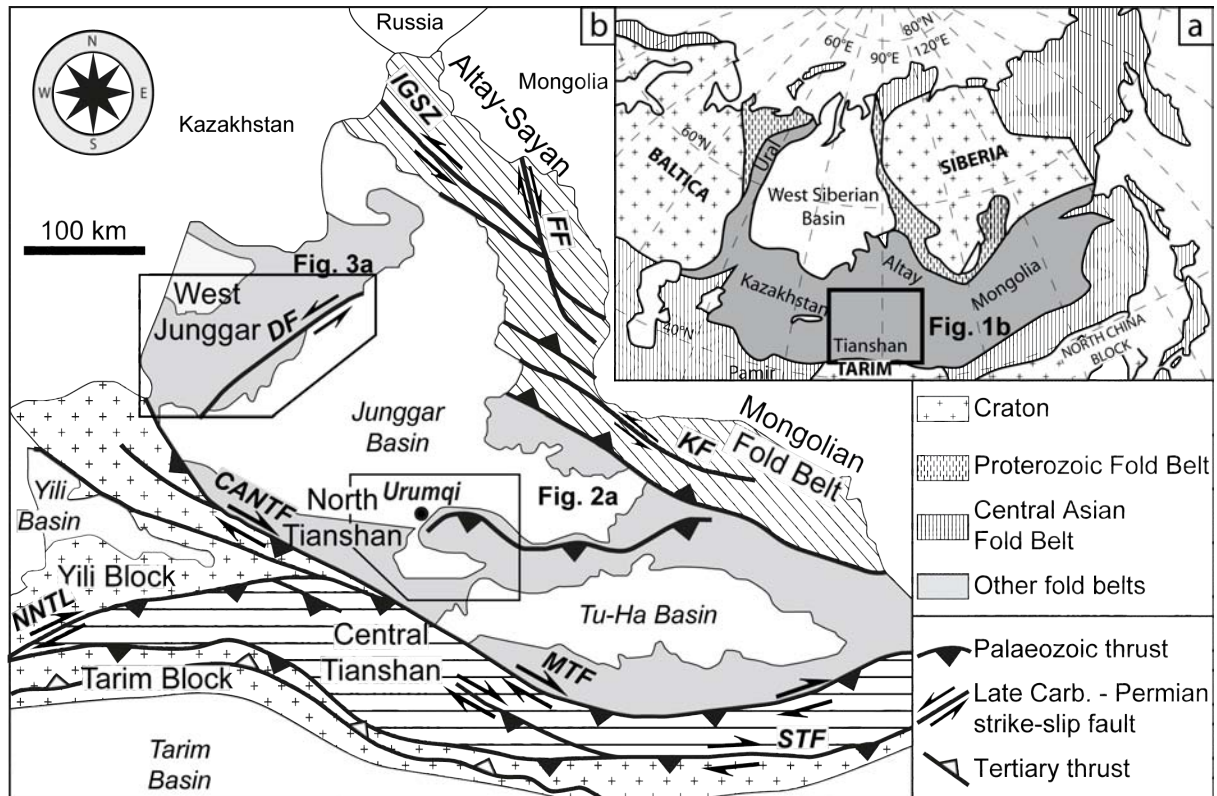


Figure 7.C.1 a: Map of Eurasia, including major structures with age, b: Map of Northwestern China, and neighbouring areas. Location of figures 7.C.2 and 7.C.3 is reported.

separated into three parts. The southern and central Tianshan consist of a Precambrian basement similar to Tarim, ophiolitic mélangé and magmatic arc series (Charvet et al., 2007). Although the evolution of Palaeozoic Tianshan is largely debated (e.g. Gao et al., 1998; Xiao et al., 2008), a model with successive south-directed subductions of two oceanic domains has been proposed, with a final collision during mid-Carboniferous (e.g. Charvet et al., 2007; 2011). The North Tianshan is composed of a magmatic arc, an ophiolitic mélangé and associated turbidites and a Devonian to Carboniferous south-directed subduction is inferred (Wang et al., 2006). This subduction zone extends to Kazakhstan, and its strike has been clockwise rotated up to 180° in Kazakhstan and West Junggar (Fig. 7.C.1b). This bend structure represents the Kazakh orocline (Abrajevitch et al., 2007; 2008).

The northernmost units belong to the NW-SE striking Mongolian Fold Belt and the Altai-Sayan Belts (Fig. 7.C.1b). These units consist of Palaeozoic magmatic arc rocks, turbidites and ophiolitic mélangés (Windley et al., 2002; Xiao et al., 2004); microcontinents with metamorphic rocks are also recognized in Altai Mountains. A polycyclic evolution with multiple subduction arc collage is proposed for the Mongolian Fold Belt, Chinese Altai and Altai-Sayan (Buslov et al., 2001; Xiao et al., 2004; 2009).



### C.2.ii North Tianshan

North Tianshan corresponds to the northern piedmont of the range; it is also referred as South Junggar (*Fig. 7.C.2a*). Basement units of Borohoro Range (western part) consist of volcanic rocks related to a Devonian to Carboniferous arc (**Wang et al., 2009a**), folded turbidites (**Wang et al., 2006**) and an ophiolitic mélange (**Wu & Liu, 1989**). To the east, at the northern piedmont of Bogda Range, the ophiolitic mélange is hidden, but sedimentary and volcanic rocks are similarly associated (**Charvet et al., 2007**).

Late Carboniferous to Permian detrital rocks crop out near Urumqi city (*Fig. 7.C.2a*). Despite a regional variability of the Permian stratigraphy (**Wartes et al., 2002**), these thick sequences of clastic deposits (**Carroll et al., 1995**) represent a molasse that postdates the Carboniferous deformation (**Charvet et al., 2007**). Contemporaneously, the dextral strike-slip faulting along major shear zones (**Allen & Vincent, 1997**; **Laurent-Charvet et al., 2002**; **2003**; **Wang et al., 2009a**) generate pull-apart basin (**Wang et al., 2009a**), with bimodal alkaline magmatism (**Shu et al., 2011**).

The filling of the Junggar basin is marked by several kilometres of continental clastic deposits that underline high sedimentation rates (**Chen et al., 2011**). Timing and style of deposition is relatively homogenous within the Junggar basin and very similar to those of Turfan-Hami and Tarim basins (**Hendrix et al., 1992**). Triassic fluvial deposits consist of red sandstone at the base and at the top with a thick intermediate conglomerate. Triassic is often hidden below the thick lower Jurassic well-sorted clast-supported conglomerate (1000 metres), which becomes progressively finer and grades into the Middle Jurassic coal-rich sandstones (**Hendrix et al., 1992**). The upper Jurassic consists of fine red beds, but the transition between Jurassic and Cretaceous is marked by a thick sedimentary breccia that can reach up to 800 m (**Chen et al., 2011**). Fine-grained fluvial to lacustrine sedimentation characterizes the Lower Cretaceous, but unconformable coarse-grained clastic rocks mark the Upper Cretaceous (**Hendrix et al., 1992**). Tertiary deposits consist of shale, sandstone and conglomerate (**BGRMXUAR, 1993**). The thick Xiyu conglomerate chiefly characterizes the Late Cenozoic deposits and the current sedimentation (**Charreau et al., 2005**).

The northern piedmont of Tianshan was affected by intercontinental deformation (e.g. **Tapponnier & Molnar, 1977**; **Avouac et al., 1993**), which is documented by top to the north thrusts and folds (*Fig. 7.C.2a*). Although the principal structuration is recent (Tertiary to Quaternary), evidence of Mesozoic deformation is visible by sedimentation (**Hendrix et al.,**

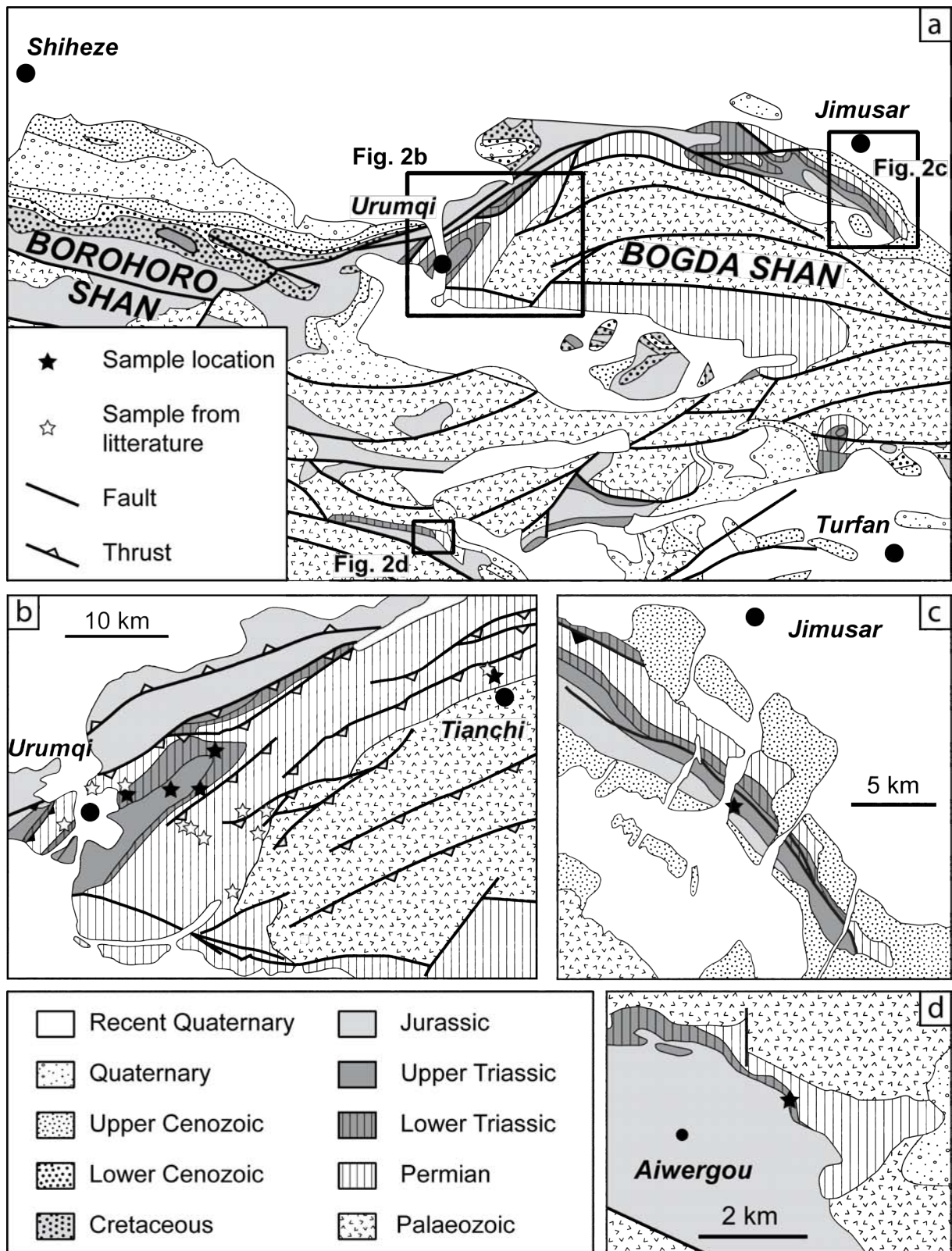


Figure 7.C.2 a: Geological map of North Tian Shan including location of three collected sections and data from the literature, b: detailed geological map of Urumqi and Tien Shi areas, c: detailed geological map of Jimusar area, d: detailed geological map of Aiwegou area.

1992; Hendrix, 2000; Li et al., 2004b), and a Mesozoic palaeorelief was inferred from the relationships between the basement and its sedimentary cover (Chen et al., 2011).

C.2.iii West Junggar

West Junggar is a mountainous massif located to west of Junggar Basin at the Kazakh Chinese border (Fig. 7.C.2a). Early Palaeozoic basement is composed of volcanic arc rocks, turbidites and ophiolitic mélanges that recorded a pre-Upper Silurian deformation (Buckman & Aitchison, 2004; Choulet et al., submitted). After a period of tectonic quiescence (Feng et al., 1989) and alkaline magmatism (Chen et al., 2010a), two new subduction zones developed, bounding the Early Palaeozoic basement. To the north, Middle Devonian to Middle Carboniferous volcanic rocks, turbidites and ophiolitic mélanges are related to the south-directed (present coordinates) subduction of the Ob-Zaisan Ocean (Buslov et al., 2001). To the southeast, a magmatic arc is associated with a well-documented accretionary complex composed of Carboniferous turbidites and ophiolitic mélanges (Geng et al., 2009; Zhang et

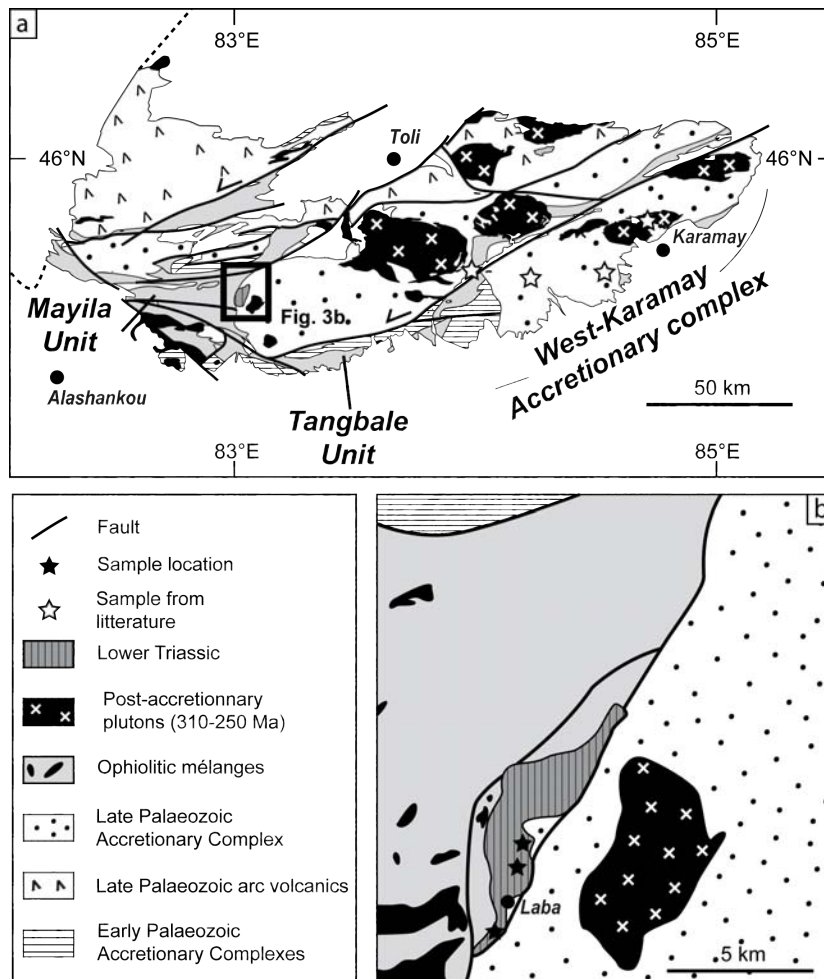


Figure 7.C.3 a: Geological map of West Junggar, including location of the Laba area and data from the literature, b: detailed geological map of the Laba area.

al., 2010; 2011; Choulet et al., 2011). A transition from Carboniferous calc-alkaline magmatism toward a Permian alkaline attests to the termination of subduction process and is contemporaneous to the final collage of Central Asia (Chen & Jahn, 2004). Lower Permian molasse is associated with alkaline lava flows (Buckman & Aitchison, 2004), whereas Upper Permian pull-apart basin, with coarse clastic sedimentation developed along the Dalabute strike-slip fault (Allen & Vincent, 1997).

In West Junggar, the post-Palaeozoic sedimentation is limited to the region near Karamay City that corresponds to the westernmost part of the Junggar Basin. The stratigraphic pile is very similar to that of North Tianshan. Triassic layers are poorly exposed and often hidden by the transgressive Middle Jurassic strata (**Lawrence, 1990**). Nevertheless, Triassic rocks are preserved in the intra-mountainous basin of Laba (*Fig. 7.C.3b*). Contrary to North Tianshan, reactivation of the belt during Mesozoic and Cenozoic is very limited in West Junggar. This difference is likely due to the orientation of pre-existing structures (e.g. the NE-SW striking Dalabute Fault) that hinders the development of major thrusts like in Tianshan. A prominent deformation is yet localized at the interface between the Palaeozoic basement and its sedimentary cover.

C.3 Palaeomagnetic sampling and methods

Samples were collected on six sections from South and West Junggar. Figure 7.C.4 presents a synoptic chart of the Upper-Permian and Triassic formation of northwestern China with stratigraphic position of the six investigated sections.

|                        |                         |   |                                |   |              |      |
|------------------------|-------------------------|---|--------------------------------|---|--------------|------|
| <b>Lower Jurassic</b>  |                         | Badaowan Fm.                                    |                                |   |              |      |
| <b>Upper Triassic</b>  | Upper Cangfanggou Group | <i>Jimusar (T<sub>3</sub>)</i> Haojiagou Fm.    |                                | Bailishan Fm.                               |              |      |
|                        |                         | Huangshanjie Fm.                                | <i>Urumqi (T<sub>3</sub>)</i>  |   |              |      |
| <b>Middle Triassic</b> |                         | Karamay Fm.                                     |                                |   |              |      |
| <b>Lower Triassic</b>  | Lower Cangfanggou Group | <i>Aiwergou (T<sub>1</sub>)</i> Shaofanggou Fm. | <i>Urumqi (T<sub>1</sub>)</i>  | <i>Laba (T<sub>1</sub>)</i> Jianshangou Fm. |              |      |
|                        |                         | Jiacaiyuan Fm.                                  |                                |   |              |      |
| <b>Upper Permian</b>   |                         | Guodikeng Fm.                                   | Wutonggou Fm.                  |   |              |      |
|                        |                         | Wutonggou Fm.                                   |                                |   |              |      |
|                        |                         | Quanzijie Fm.                                   | <i>Tianchi (P<sub>2</sub>)</i> | Shangwuerhe Fm.                             |              |      |
|                        | Tarlang Fm.             | Hongyanchi Fm.                                  | <i>Lucaogou Fm.</i>            | Xiawuerhe Fm.                               | Kurjitai Fm. |      |
|                        |                         | Aiwergou  | Jimusar                        | Urumqi                                      | Karamay      | Toli |
|                        |                         | Tianshan  |                                | South Junggar                               | West Junggar |      |

Figure 7.C.4 Synoptic table of Upper Permian and Triassic formations of Northwestern China. Stratigraphic position of each collected section is also reported.

The Urumqi section (Qijiagou section from **Hendrix et al., 1992**) is located about five kilometres to the east of Urumqi city (*Fig. 7.C.2a*). This section consists of a NE-SW trending asymmetric syncline with Upper Triassic in the middle and a periclinal termination to the northeast (*Fig. 7.C.2b*). The northwestern limb is slightly dipping, whereas the southeastern one is highly inclined and even occasionally overturned. The Lower Triassic rocks belong to

Table 7.C.1 Results of the paleomagnetic measurements. Abbreviations: n, number of measured samples; N, number of collected samples; Dg, Ig, Ds, and Is, declination (D) and inclination (I) in geographic (g) and stratigraphic (s) coordinates; k, the precision parameter,  $a_{95}$ , the radius that the mean direction lies within 95% confidence.

| Site  | Strike/dip | n/N          | type       | Dg           | Ig           | Ds              | Is           | k            | $\alpha_{95}$ |
|---|------------|--------------|------------|--------------|--------------|-----------------|--------------|--------------|---------------|
| <b>URUMQI SECTION (LOWER TRIASSIC)</b>        |            |              |            |              |              |                 |              |              |               |
| <b>MeanLTC</b>                                |            | <b>7/7</b>   |            | <b>359.6</b> | <b>62.6</b>  |                 |              | <b>100</b>   | <b>6.1</b>    |
|   |            | <b>7/7</b>   |            |              |              | <b>342.5</b>    | <b>43.2</b>  | <b>3.8</b>   | <b>36</b>     |
| DQ42  | 232/105    | 4/8          | 3g, 1k     | 351.8        | 48.3         | 352             | -48.6        | 340.8        | 6.8           |
| DQ43  | 237/33     | 7/8          | 7k         | 10           | 61.3         | 349.9           | 33           | 392.2        | 12.1          |
| DQ44  | 222/30     | 8/8          | 8k         | 9.3          | 68           | 338.3           | 44.5         | 20.3         | 18.3          |
| DQ45  | 216/24     | 7/7          | 7k         | 39.9         | 48.8         | 14              | 44.8         | 107.7        | 15.1          |
| DQ46  | 220/24     | 5/5          | 5k         | 50.6         | 57.5         | 14.4            | 54.2         | 25.5         | 13.4          |
| DQ47  | 115/30     | 6/8          | 6k         | 6.9          | 55.6         | 311             | 79.9         | 10.7         | 21.5          |
| DQ48  | 43/35      | 5/5          | 5k         | 358.1        | 59.2         | 71.6            | 65.6         | 11           | 24.1          |
| <b>MeanHTC</b>                                |            | <b>7/7</b>   |            | <b>15.3</b>  | <b>58.7</b>  |                 |              | <b>34.2</b>  | <b>10.5</b>   |
|   |            | <b>7/7</b>   |            |              |              | <b>1.2</b>      | <b>47</b>    | <b>3.6</b>   | <b>37</b>     |
| <b>URUMQI SECTION (UPPER TRIASSIC)</b>        |            |              |            |              |              |                 |              |              |               |
| <b>MeanLTC</b>                                |            | <b>8/8</b>   |            | <b>12</b>    | <b>59.2</b>  |                 |              | <b>163.5</b> | <b>4.3</b>    |
|   |            | <b>8/8</b>   |            |              |              | <b>12.5</b>     | <b>53.2</b>  | <b>7.1</b>   | <b>22.3</b>   |
| <b>MeanHTC*</b>                               |            | <b>10/13</b> |            | <b>325.4</b> | <b>33.4</b>  |                 |              | <b>21.2</b>  | <b>11.3</b>   |
|   |            | <b>10/13</b> |            |              |              | <b>325.8</b>    | <b>49</b>    | <b>59.5</b>  | <b>6.7</b>    |
| <b>TIANCHI SECTION (UPPER PERMIAN)</b>        |            |              |            |              |              |                 |              |              |               |
| <b>MeanLTC</b>                                |            | <b>6/6</b>   |            | <b>51.9</b>  | <b>74.2</b>  |                 |              | <b>52.3</b>  | <b>9.3</b>    |
|   |            | <b>6/6</b>   |            |              |              | <b>6.9</b>      | <b>47.3</b>  | <b>79.7</b>  | <b>7.6</b>    |
| DQ01  | 252/40     | 5/5          | 4g, 1k     | 71.2         | 75.7         | 3.6             | 47.7         | 59.3         | 12.5          |
| DQ02  | 252/40     | 5/5          | 5g         | 271.3        | -73.8        | 187.8           | -52.7        | 0            | 12.4          |
| DQ03  | 248/30     | 4/5          | 1g, 3k     | 295.5        | -82.1        | 170.8           | -65.3        | 65.1         | 12.2          |
| DQ04  | 260/31     | 5/5          | 5k         | 294          | -76.8        | 195.9           | -64.2        | 138.2        | 6.5           |
| DQ05  | 260/30     | 5/5          | 3g, 2k     | 299          | -67.5        | 219.6           | -67          | 113          | 8.2           |
| DQ06  | 262/35     | 5/5          | 3g, 2k     | 285.7        | -71          | 206.5           | -58.2        | 76.1         | 10            |
| <b>MeanHTC</b>                                |            | <b>6/6</b>   |            | <b>283.3</b> | <b>-75.1</b> |                 |              | <b>137.2</b> | <b>5.7</b>    |
|   |            | <b>6/6</b>   |            |              |              | <b>192.9</b>    | <b>-60</b>   | <b>52.4</b>  | <b>9.3</b>    |
| <b>JIMUSAR SECTION (UPPER TRIASSIC)</b>       |            |              |            |              |              |                 |              |              |               |
| <b>MeanLTC</b>                                |            | <b>5/6</b>   |            | <b>18.5</b>  | <b>64.8</b>  | <b>90</b>       | <b>0</b>     | <b>52.7</b>  | <b>10.6</b>   |
|   |            | <b>5/6</b>   |            | <b>90</b>    | <b>0</b>     | <b>252.8</b>    | <b>47.6</b>  | <b>47.3</b>  | <b>11.2</b>   |
| DQ66  | 145/65     | 8/8          | 8k         | 219          | -17.9        | 167.4           | -73.5        | 65.8         | 6.9           |
| DQ67  | 145/65     | 8/8          | 8k         | 213          | -18.8        | 157.4           | -68.7        | 58.7         | 7.3           |
| DQ68  | 145/65     | 9/9          | 1g, 8k     | 217.2        | -18.6        | 162.6           | -72.3        | 59.7         | 6.8           |
| DQ69  | 136/55     | 8/8          | 8k         | 209.4        | 0.3          | 198.8           | -51.4        | 88.6         | 5.9           |
| DQ70  | 136/55     | 10/10        | 10k        | 208.6        | -2.7         | 195.6           | -53.9        | 63.2         | 6.1           |
| DQ71  | 139/60     | 8/8          | 2g, 6k     | 206.6        | -10.3        | 177.7           | -61.3        | 47.1         | 8.3           |
| <b>MeanHTC</b>                                |            | <b>6/6</b>   |            | <b>212.2</b> | <b>-11.4</b> |                 |              | <b>68.4</b>  | <b>8.2</b>    |
|   |            | <b>6/6</b>   |            |              |              | <b>181.1</b>    | <b>-64.4</b> | <b>44.1</b>  | <b>10.2</b>   |
| <b>AIWERGOU SECTION (LOWER TRIASSIC)</b>      |            |              |            |              |              |                 |              |              |               |
| <b>MeanLTC</b>                                |            | <b>8/8</b>   |            | <b>348.4</b> | <b>48.6</b>  |                 |              | <b>123.6</b> | <b>5</b>      |
|   |            | <b>8/8</b>   |            |              |              | <b>309.4</b>    | <b>62.2</b>  | <b>130.3</b> | <b>4.9</b>    |
| DQ57  | 120/23     | 7/9          | 5g, 1s, 1k | 359.1        | 75.9         | 243.7           | 77           | 28.4         | 12.7          |
| DQ58  | 135/22     | 6/7          | 5g, 1k     | 28.6         | 59.3         | 357.5           | 78.7         | 44.2         | 12.1          |
| DQ59  | 134/23     | 6/9          | 5g, 1k     | 358.8        | 53.8         | 323.2           | 64.9         | 19.4         | 18.3          |
| DQ60  | 118/30     | 5/8          | 4g, 1k     | 0.4          | 24.3         | 347.4           | 49.5         | 40.6         | 15.1          |
| DQ61  | 125/32     | 5/8          | 5g         | 172.1        | -33.8        | 146.3           | -52.6        | -            | 13.4          |
| DQ62  | 125/32     | 7/8          | 7g         | 181.3        | -35.8        | 155.2           | -58.7        | -            | 19.2          |
| DQ63  | 118/32     | 4/8          | 4g         | 169.9        | -29          | 149.2           | -50.9        | -            | 9.9           |
| DQ64  | 115/38     | 6/9          | 5g, 1k     | 166.4        | -40.5        | 123.2           | -61.3        | 48.5         | 11.5          |
| <b>MeanHTC</b>                                |            | <b>7/8</b>   |            | <b>357.9</b> | <b>40</b>    |                 |              | <b>26.4</b>  | <b>12</b>     |
|   |            | <b>7/8</b>   |            |              |              | <b>330.3</b>    | <b>60.3</b>  | <b>40.1</b>  | <b>9.6</b>    |
| <b>LABA SECTION (UNDIFFERENCIED TRIASSIC)</b> |            |              |            |              |              |                 |              |              |               |
| <b>MeanLTC</b>                                |            | <b>5/8</b>   |            | <b>6</b>     | <b>58.3</b>  |                 |              | <b>274.9</b> | <b>4.6</b>    |
|   |            | <b>5/8</b>   |            |              |              | <b>341.5</b>    | <b>55.1</b>  | <b>369.6</b> | <b>4</b>      |
| DQ07  | 185/10     | 4/4          |            |              |              | <i>excluded</i> |              |              |               |
| DQ08  | 185/210    | 4/4          |            |              |              | <i>excluded</i> |              |              |               |
| DQ09  | 210/20     | 4/4          | 4k         | 177          | -62.4        | 155.7           | -48.3        | 12.6         | 27            |
| DQ10  | 210/20     | 7/7          | 1g, 6k     | 172.2        | -58.3        | 155             | -43.6        | 98.1         | 6.2           |
| DQ11  | 185/22     | 8/8          | 1g, 7k     | 223.5        | -74.8        | 139.4           | -72.9        | 171.5        | 4.3           |
| DQ12  | 185/22     | 4/4          | 4k         | 225.8        | -70.7        | 153.4           | -72.9        | 1750.1       | 2.2           |
| DQ13  | 185/22     | 5/5          | 5k         | 224.1        | -80.6        | 145.6           | -80.5        | 27           | 15            |
| DQ14  | 185/15     | 5/8          | 1g, 4k     | 190          | -74.9        | 143.6           | -69.8        | 46.2         | 11.7          |
| <b>MeanHTC</b>                                |            | <b>6/8</b>   |            | <b>195.2</b> | <b>-71.8</b> |                 |              | <b>46.8</b>  | <b>9.9</b>    |
|   |            | <b>6/8</b>   |            |              |              | <b>151</b>      | <b>-64.9</b> | <b>28.4</b>  | <b>12.8</b>   |

the Cangfanggou Formation and consist of fine-grained red beds with lenticular sandstone encased in reddish to greenish shale and siltstone (**Hendrix et al., 1992**) (*Fig. 7.C.5a*). The Karamay Formation of Middle Triassic age is a thick sequence of well-sorted imbricated conglomerate and sandstone, overlain by braided-fluvial sandstone and siltstone of the Upper Triassic Huangshanjie Formation (**Hendrix et al., 1992**) (*Fig. 7.C.5b*). The age assignment is based on palynostratigraphy, vertebrates (**Metcalf et al., 2009**) and gasteropods like *Omphaloptycha* and plants like *Neocalamites* (**BGRMXUAR, 1993**). Lower and Upper Triassic strata from both limbs and the periclinal termination were sampled (*Figs. 7.C.2b* and *7.C.4*). It is worth to notice that Lower and Upper Permian rocks from the same section were collected for palaeomagnetism (**Li et al., 1991; Sharps et al., 1992; Choulet et al., 2010**) (*Fig. 7.C.2b*). 113 cores of 15 sites have been collected in this section (*Table 7.C.1*).

The Tianchi section is located about 110km to the northeast of Urumqi (*Fig. 7.C.2a*). In this homoclinal section, there is no obvious unconformity between the basal mid-Carboniferous turbidites and the Late Carboniferous-Early Permian volcanoclastic sandstone (**Carroll et al., 1990**) (*Fig. 7.C.2b*). The Permian sedimentary series fines upward and grades into a thick pile of lacustrine mudstone, with intercalations of sandstone (**Carroll et al., 1995**) (*Fig. 7.C.5c*). Coarse-grained clastic rocks of fluvial-alluvial origin characterize the top of the Permian (**Carroll et al., 1990; 1995; Wartes et al., 2002**), where sandstone samples were collected (Lucaogou and Hongyanchi Formations; *Figs. 7.C.2b* and *7.C.4*). Rich faunas and floras constrain the age of the Permian series (see a review in **Wartes et al., 2002**). The sampling locality is close to that of **Nie et al. (1993)** (*Fig. 7.C.2b*). Because this pole was different from the other Permian pole of this area (**Li et al., 1991; Sharps et al., 1992; Choulet et al., 2010**), a new investigation was made in order to understand this discrepancy. 48 cores of 6 sites have been collected in this section (*Table 7.C.1*).

The Jimusar section is located about 250 km to the east of Urumqi city, 10 km to the south of Jimusar city (*Fig. 7.C.2a*). The section consists of homoclinal alternations of mudstone, siltstone and sandstone (*Fig. 7.C.5d*) that were deposited in lacustrine and fluvial environments (**Carroll, 1998; Wartes et al., 2002**). Redbeds, which belong to the Upper Triassic Huangshanjie Formation, were collected in Jimusar (*Figs. 7.C.2c* and *7.C.4*). Precise stratigraphic and time constraints are available for the Triassic and Permian series (**Li et al., 1986; Yang et al., 1986; Ouyang & Norris, 1999**), since the Permian-Triassic boundary was investigated in detail along Dalongkou section, 30 km to east of the Jimusar section (**Liu,**





Figure 7.C.5 Picture's plate of sampling localities. a: Lower Triassic redbeds from Urumqi, b: shallow dipping Upper Triassic sandstone from Urumqi, c: Upper Permian reddish sandstones from Tianshi, d: steeply dipping variegated Upper Triassic sandstone, e: panoramic view of unconformable shallow dipping Lower Triassic strata over Upper Permian folded black turbidites at Aiwegou, f: alternation of well-grading conglomerate and fine-grained pink sandstone, Early Triassic, Aiwegou, g: northward view of the Lower Triassic Laba basin, with shallow dipping red strata in the middle, h: detailed view of Early Triassic redbeds of Laba.

**1994; Metcalfe et al., 2009**). 51 cores of 6 sites have been collected in this section (*Table 7.C.1*).

The Aiwegou section is located to the west of the Turfan-Hami Basin and 100 km to the south of Urumqi City (*Fig. 7.C.2a*). This section displays a prominent unconformity of the Triassic shallow dipping strata upon the gently folded Upper Permian (**Greene et al., 2001; Wartes et al., 2002**) (*Figs. 7.C.2d and 7.C.5e*). At the basis of the section, well-sorted conglomerate with sandstone interlayers belong to the Lower Triassic Jiucayuan Formation (**Greene et al., 2001**) (*Fig. 7.C.5f*). Collected rocks consist of grey to pink sandstone, which constitutes the top of the formation (likely the Lower Triassic Shaofanggou Formation) (*Fig. 7.C.4*). 58 cores of 8 sites have been collected in this section (*Table 7.C.1*).

The Laba section is located about 150 km to the west of Karamay City, in West Junggar (*Fig. 7.C.3a*). Triassic rocks belong to an intra-mountainous basin, bounded by two north-south trending brittle faults (*Fig. 7.C.3b*). These faults have controlled the opening of the basin; they correspond to reactivated Permian strike-slip faults that had juxtaposed Carboniferous turbidites with the Silurian ophiolitic mélange of Mayila (**Choulet et al., 2011**) (*Fig. 7.C.5g*). Triassic flat lying strata are composed of conglomerate and sedimentary breccia to the base, and sandstone and siltstone to the top (*Fig. 7.C.5h*). Redbeds of Lower Triassic Jianshangou Formation were collected (**BRGMXUAR, 1993**). However, no fossils are reported at Laba locality, and this assignment is based on lithological analogies with Lower Triassic Jianshangou Formation near Karamay city that contains *Chasmatosaurus* or *Listrosaurus* (**BRGMXUAR, 1993**).

Palaeomagnetic sampling was carried out using a portable gasoline-powered drill. Cores were oriented with magnetic and sun compasses, when it is possible, to correct local magnetic declinations. The averages of differences between these measurements are 2.3° at Urumqi, 2.7° at Tianshi, 1.6° at Jimusar and 4.4° at Laba. A correction of 2.6°, has been applied to the samples from the Aiwegou section as no sun measurements were available

Magnetic mineralogy of this collection was investigated by several methods: 1) thermomagnetic measurements (Curie point), 2) isothermal remanent magnetisation (IRM) and 3) hysteresis loops. Thermal magnetic experiments were carried out at Institut des

Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) by using an AGICO KLY3S kappabridge susceptometer coupled with a CS3 furnace and a pump-assisted cooling system. Induced magnetization was applied with an ASC Scientific IM-10-30 impulse magnetiser, and IRM measurements were performed with an AGICO JR-5 automatic spinner magnetometer, hosted at ISTO. Magnetic hysteresis curves were obtained with a homemade magnetic inductometer at Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). In addition, anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) was measured by using an AGICO KLY3S kappabridge susceptometer, hosted at ISTO.

Stepwise thermal magnetic field demagnetisation was performed to remove the magnetic remanence. Four to nine specimens from each collected site were demagnetised with laboratory-built furnace, at ISTO by ca. fifteen steps from room temperature up to 700°C. Magnetic remanence was measured with an AGICO JR-5A automatic spinner magnetometer, hosted at ISTO. Inclinations and declinations obtained by stepwise demagnetisations were plotted on orthogonal vector diagrams (**Zijderveld, 1967**). Magnetic remanent directions were isolated by several methods: 1) the principal component analysis (**Kirschvink, 1980**), 2) intersection of great circles (**Hoffman & Day, 1978**), 3) Fisher spherical statistics (**Fisher, 1953**) and 4) combined analysis of great circles and stable points (**McFadden & McElhinny, 1988**). Site-mean directions were computed with Fisher statistics. Palaeomagnetic software package of **Cogné (2003)** was used for data processing.

#### C.4 Analytic Results

##### *C.4.i Magnetic mineralogy*

Representative results of thermomagnetic experiments are presented in Figure 7.C.6. All specimens display a sharp drop of the magnetic susceptibility between 500°C and 580°C, consistent with the Curie point of magnetite at 585°C (e.g. **Dunlop & Özdemir, 1997**). A subsidiary decrease of the magnetic susceptibility from 600°C to 700°C is also observed and suggests a minor component of hematite. The sharp drop of the susceptibility of some specimens from 300°C to 400°C may correspond to the transformation of maghemite, an iron oxide by the oxidation of magnetite during weathering (*Figs. 7.C.6a and 7.C.6b*). Four out of six samples present a small increase of the magnetic susceptibility over the range at ca. 200-300°C (*Figs. 7.C.6c, 7.C.6d and 7.C.6f*). This may correspond to a mineral transformation of the original phase into a secondary magnetite (*Figs. 7.C.6c, 7.C.6d and 7.C.6f*). The irreversible trend of thermomagnetic curve also suggests mineral transformation during

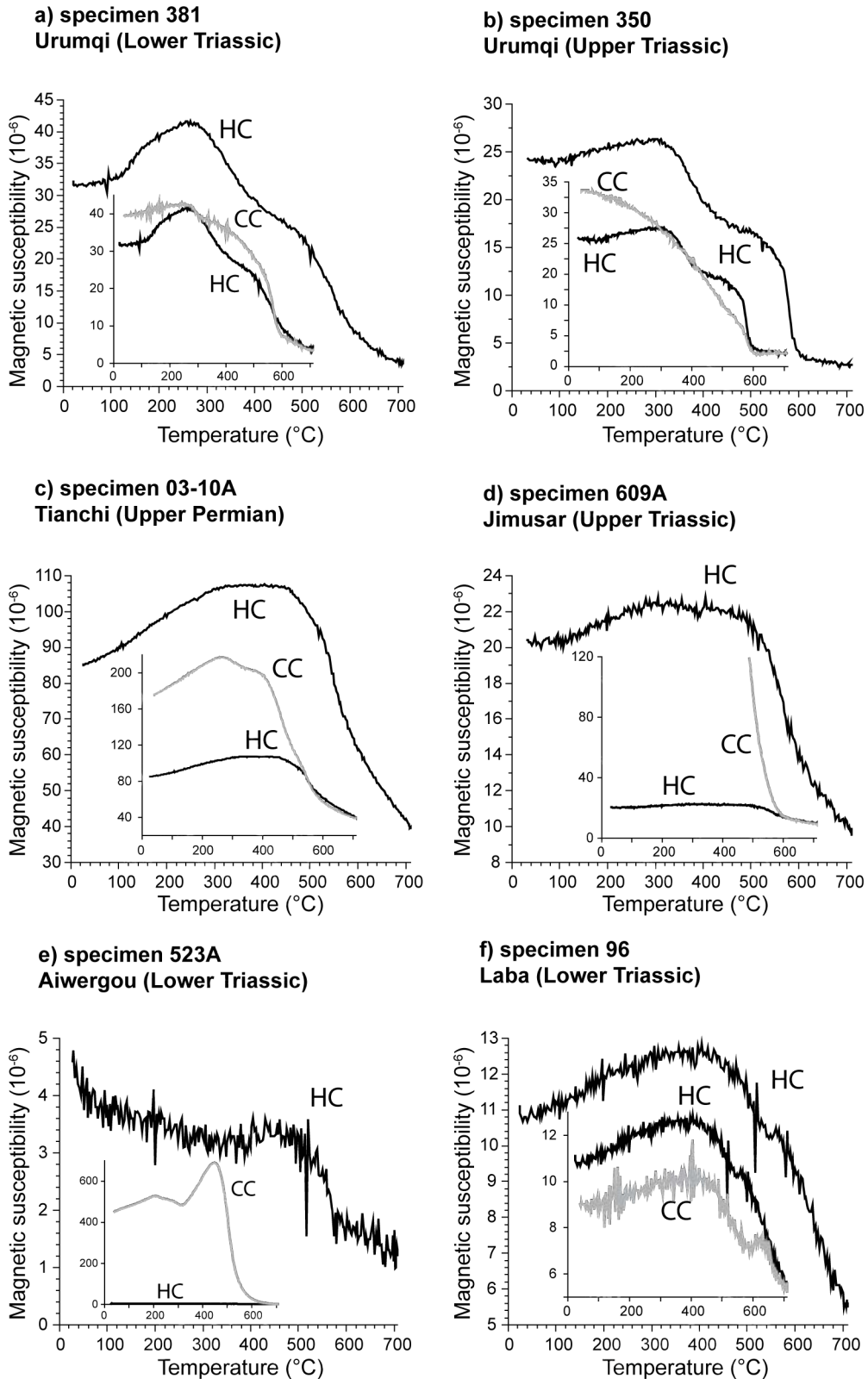


Figure 7.C.6 Results of thermomagnetic Curie temperature carried out on the six sections. a: Urumqi (Lower Triassic), b: Urumqi (Upper Triassic), c: Tianshi, d: Jimusar, e: Aiwegou, f: Laba.

heating and cooling. Except for specimens from Tianchi, the susceptibility is generally low, indicating a weak proportion of magnetic mineral within the studied rocks.



IRM measurements are presented in Figure 7.C.7. Samples from Tianchi display two magnetic behaviours (Fig. 7.C.7a): 1) a saturation of 90% before 300 mT, which might indicate a predominance of low-coercivity minerals, such as magnetite, and 2) an unachieved

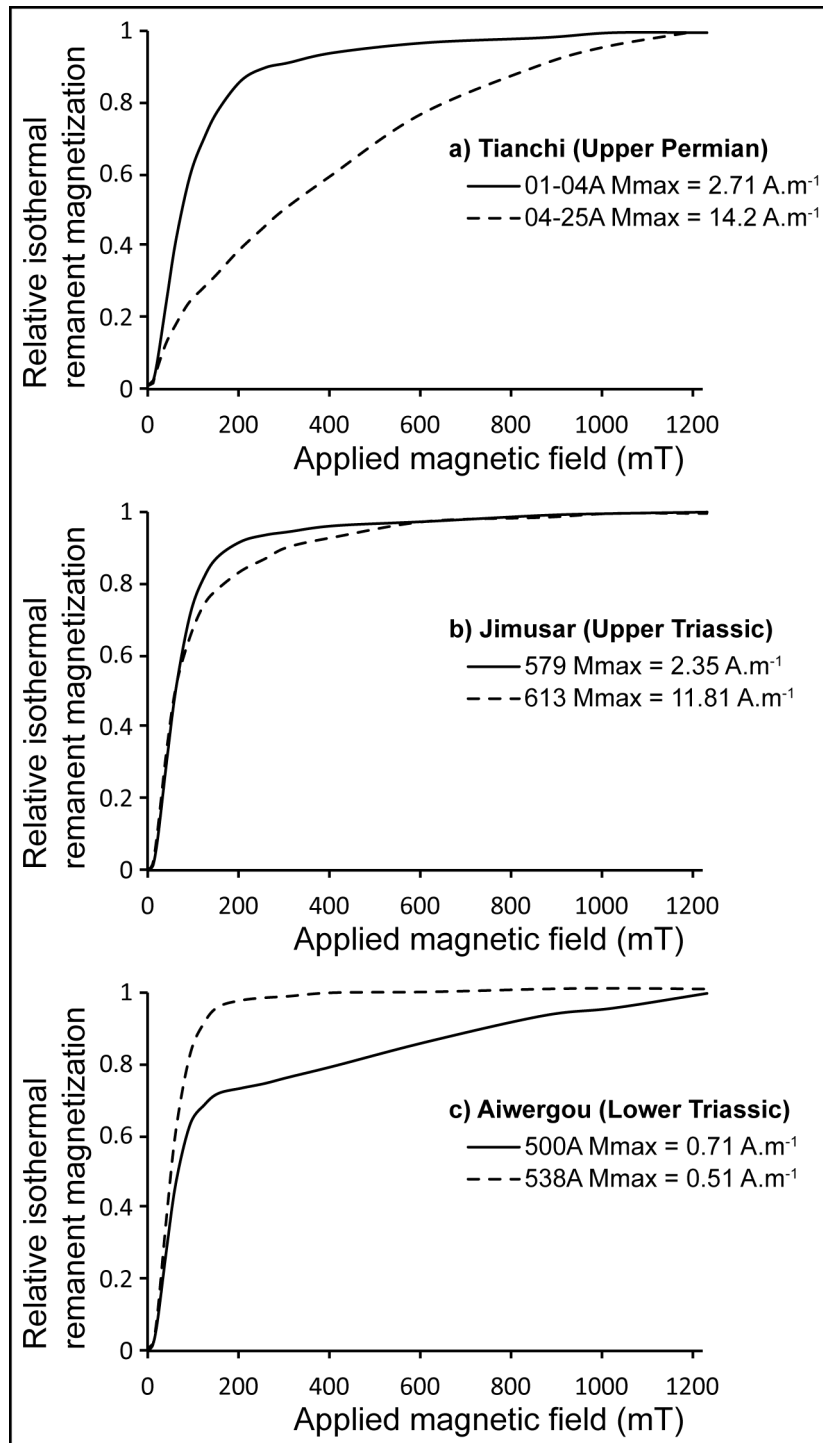


Figure 7.C.7 Results of Isothermal Remanence of the Magnetism (IRM) measurements carried out on three out of the six sections. a: Urumqi (Upper Triassic), b: Jimusar, c: Aiwegou.

saturation at 1200 mT that could reveal coexistence of low and high-coercivity minerals, like magnetite and hematite, respectively. All specimens from Jimusar show a saturation of ca. 90% before 300 mT, indicating that magnetite is the principal magnetic remanent carrier (Fig. 7.C.7b). Like in Tianchi, samples from Aiwegou display two contrasting behaviours (Fig. 7.C.7c): 1) a total saturation before 200 mT that is characteristic of magnetite, and 2) a rapid increase of magnetisation before 200 mT, followed by a weak slope and unachieved saturation until to 1200 mT. Such latter magnetic behaviour may indicate coexistence of low and high-coercivity minerals, like magnetite and hematite, respectively.

Figure 7.C.8 displays the hysteresis loops of representative specimens from each section. A paramagnetic correction was applied to the linear part of original loops. For all specimens, the induced magnetic moment is of the order of  $10^1$  to  $10^2$  mA.m<sup>2</sup>/kg and, as noted before, it indicates that proportion of magnetic mineral in the rock is relatively weak. For five out of six specimens, loops are narrow-waisted (Figs. 7.C.8a to 7.C.8e) and this may suggest that low-coercivity minerals are predominant. Specimen from Laba (Fig. 7.C.8f) displays a broader loop, indicating that minerals of higher coercivity, like hematite, coexist with magnetite.

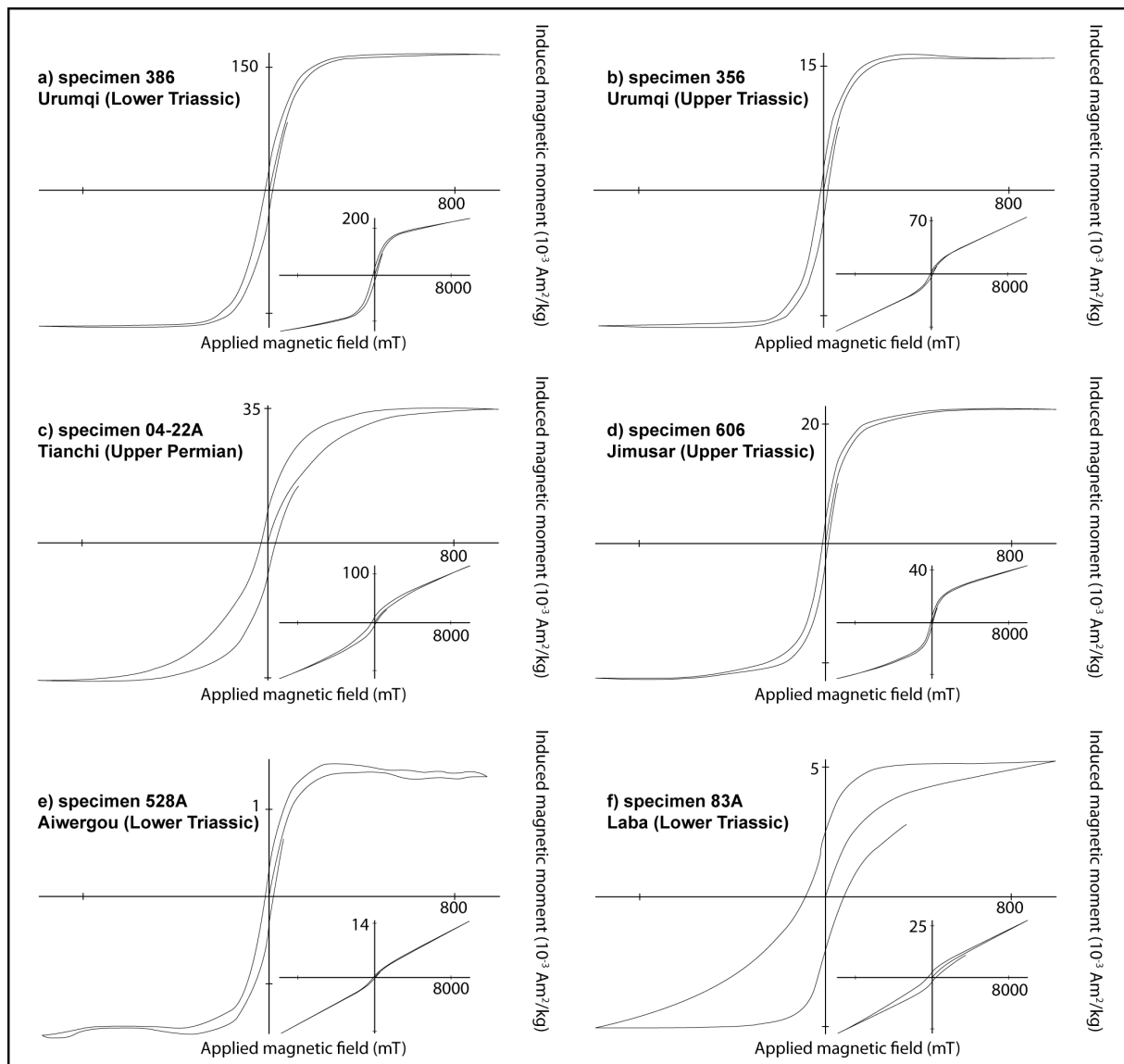


Figure 7.C.8 Hysteresis cycle showing typical shape for ferromagnetic minerals. Paramagnetic corrections have been applied to the loops, but uncorrected loops are shown in insert. a: Urumqi (Lower Triassic), b: Urumqi (Upper Triassic), c: Tianshi, d: Jimusar, e: Aiwegou, f: Laba.

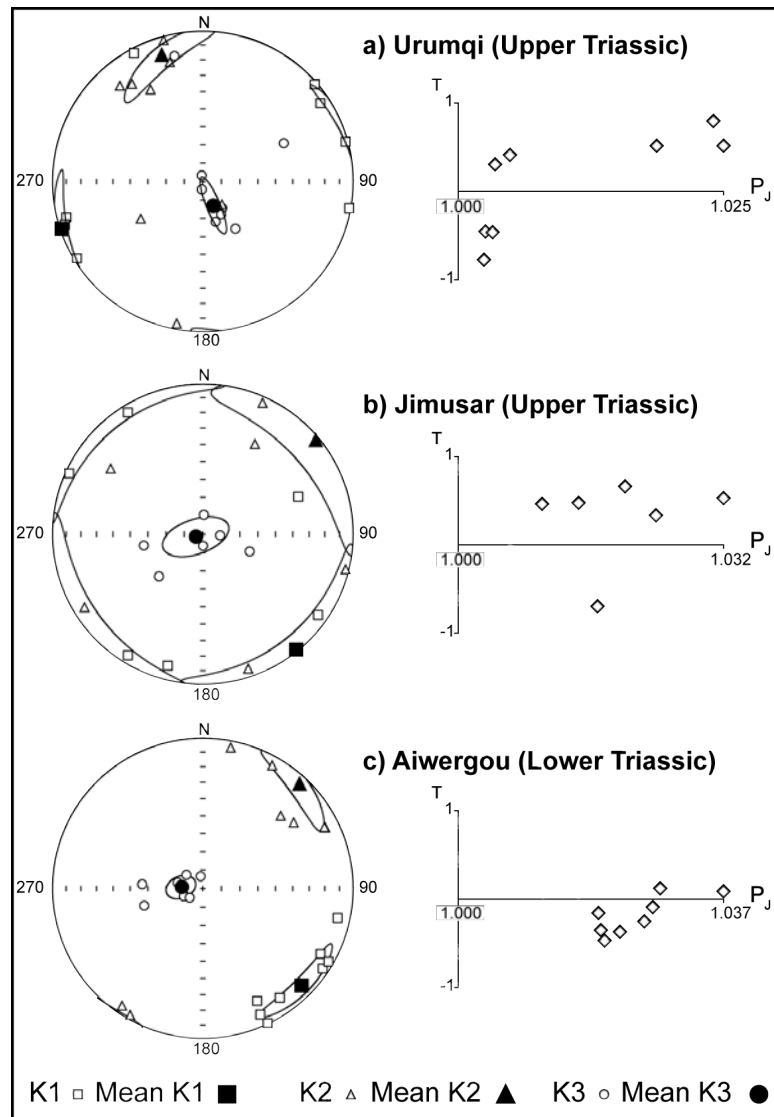
Thermomagnetic experiments, IRM measurements and hysteresis loops show that magnetite may be considered as the principal magnetic carrier. Minor hematite is also



inferred, especially in Tianchi, Laba and Aiwegou. Specimens collected in Urumqi have revealed maghemite indicating that rocks experienced post-deposition weathering.

C.4.ii Anisotropy of the magnetic susceptibility

For three out of six sections (Urumqi, Jimusar and Aiwegou), a study of the anisotropy of the magnetic susceptibility (AMS) was carried out on a representative set of specimens (Fig. 7.C.9). The magnetic anisotropy of this collection is characterized by weak corrected anisotropy degree  $P_J$  ( $P_J < 1.04$ ). The shape parameter (T) indicates either oblate or prolate fabrics, without any regular trend. These parameters may suggest that these rocks have



not experienced intensive deformation since deposition. After bedding correction, the three principal magnetic anisotropy axes display a vertical well-grouped mean  $K_3$ , pole of magnetic foliation, and shallow plunging and girdle-distributed  $K_1$ , magnetic lineation (Fig. 7.C.9). This indicates that the original deposition surface was not significantly different from the horizontal. At Jimusar, no preferred orientation of  $K_1$  axes can be inferred, but at Urumqi and Aiwegou, site-mean  $K_1$  axes are relatively clustered and average directions trend to NE-SW and NW-SE, respectively.

Figure 7.C.9 AMS measurements for a: Urumqi (Upper Triassic), b: Jimusar, c: Aiwegou. Stereoplot of  $K_1$ ,  $K_2$  and  $K_3$  (open and filled circles) correspond to data and their means, respectively. Plots of anisotropy degree ( $P_J$ ) versus anisotropy shape (T) of magnetic susceptibility are also displayed.  $P_J = \exp\{2[(\ln K_1 - \ln K_m)^2 + (\ln K_2 - \ln K_m)^2 + (\ln K_3 - \ln K_m)^2]^{1/2}\}$ , and  $T = 2 \ln(K_2/K_3) / \ln(K_1/K_3) - 1$ .  $K_1$ ,  $K_2$  and  $K_3$  are the principal axes of the magnetic fabrics and  $K_m$  is the average of them.

At Urumqi, this direction is very different from N-S Middle and Upper Triassic palaeocurrents (**Hendrix et al., 1992**). At Aiwegou, no constraints on the Lower Triassic palaeocurrents are available. However, this NW-SE direction is compatible with a predicted direction estimated from an Upper Permian easterly sediment transport (**Greene et al., 2001**) and from Lower Jurassic south-directed palaeocurrents (**Yu et al., 1996**). A preferred orientation of minerals is also visible in thin-sections of sandstone from Aiwegou.

#### *C.4.iii Palaeomagnetic directions*

The progressive demagnetisation displays two magnetic components for most of the samples. A low temperature component (LTC) was isolated below 300-350°C from numerous specimens of the six sections, and this component is northerly and steeply downward before bedding correction (*Fig. 7.C.10*). In the Upper Triassic rocks collected near Urumqi, this LTC can occasionally persists up to high temperature (550°C) and it is often the sole magnetic component recorded in the rocks. Except slightly abnormal directions of the LTC at Tianshi (*Fig. 7.C.10c*), five out of six sections display a well-grouped mean direction around the present-day geomagnetic field direction (PEF), which was 5.5° in declination and 71.9° in inclination for 2010. The LTC is, therefore, of recent and viscous origin. Although this component is not helpful for tectonic interpretations, the good clustering of LTC directions and the consistency between site-mean direction and PEF direction attest to precise and coherent field-orientations during sampling.

Samples from the Lower Triassic section of Urumqi display a high temperature component after removal of LTC in the temperature range between 120°C and 580°C (*Fig. 7.C.11a*). In geographic coordinates, the HTC are north-northeastward and steeply downward, decaying to the origin. The comparison of direction distribution before and after bedding corrections reveals a significant dispersion of site-mean directions in stratigraphic coordinates with respect to those in geographic coordinates (*Figs. 7.C.11b* and *7.C.11c*) and a locality-mean direction can be calculated:  $D_g = 15.3^\circ$ ,  $I_g = 58.7^\circ$ ,  $k_g = 34.2$ ,  $\alpha_{95} = 10.5^\circ$  and  $D_s = 1.2^\circ$ ,  $I_s = 47^\circ$ ,  $k_s = 3.6$ ,  $\alpha_{95} = 37^\circ$ , with  $n=7$  (*Table 7.C.1*).

Concerning the specimens from Upper Triassic of Urumqi, most samples show highly viscous low temperature component (*Fig. 7.C.11d*), and only 13 out of 64 measured specimens display a high temperature component, with unblocking temperature above 300-350°C up to 580°C. Among these 13 specimens, 4 of them show north-northwestward and steeply downward directions (*Fig. 7.C.11f*), whereas others present unstable end-points and

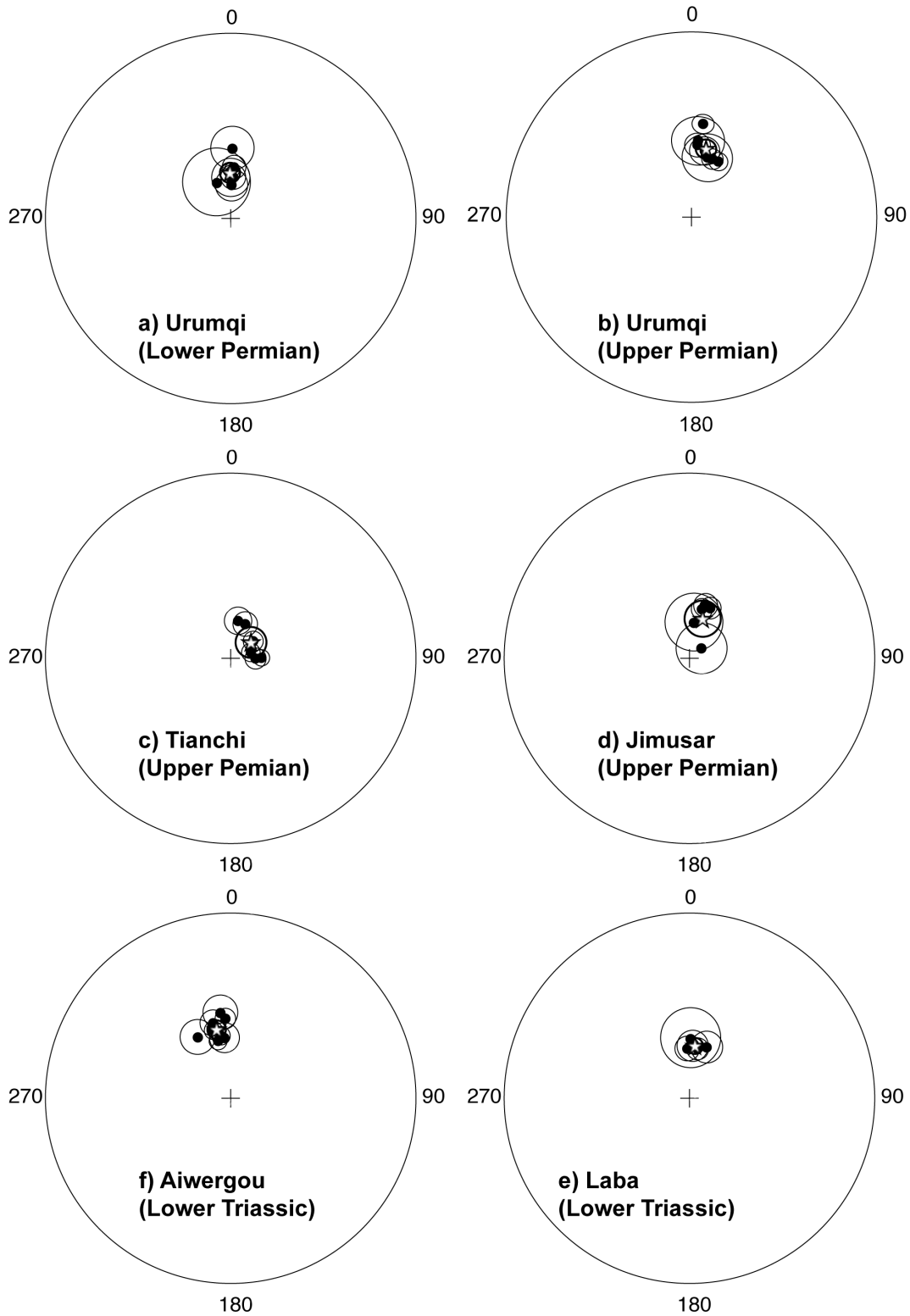


Figure 7.C.10 Stereoplots of site-mean directions of the low temperature component (LTC) and the locality-mean direction. Data are in geographic coordinates. a: Urumqi (Lower Triassic), b: Urumqi (Upper Triassic), c: Tianshi, d: Jimusar, e: Aiwegou, f: Laba

high temperature. Therefore, their directions were estimated by great circle (*Fig. 7.C.11e*). A

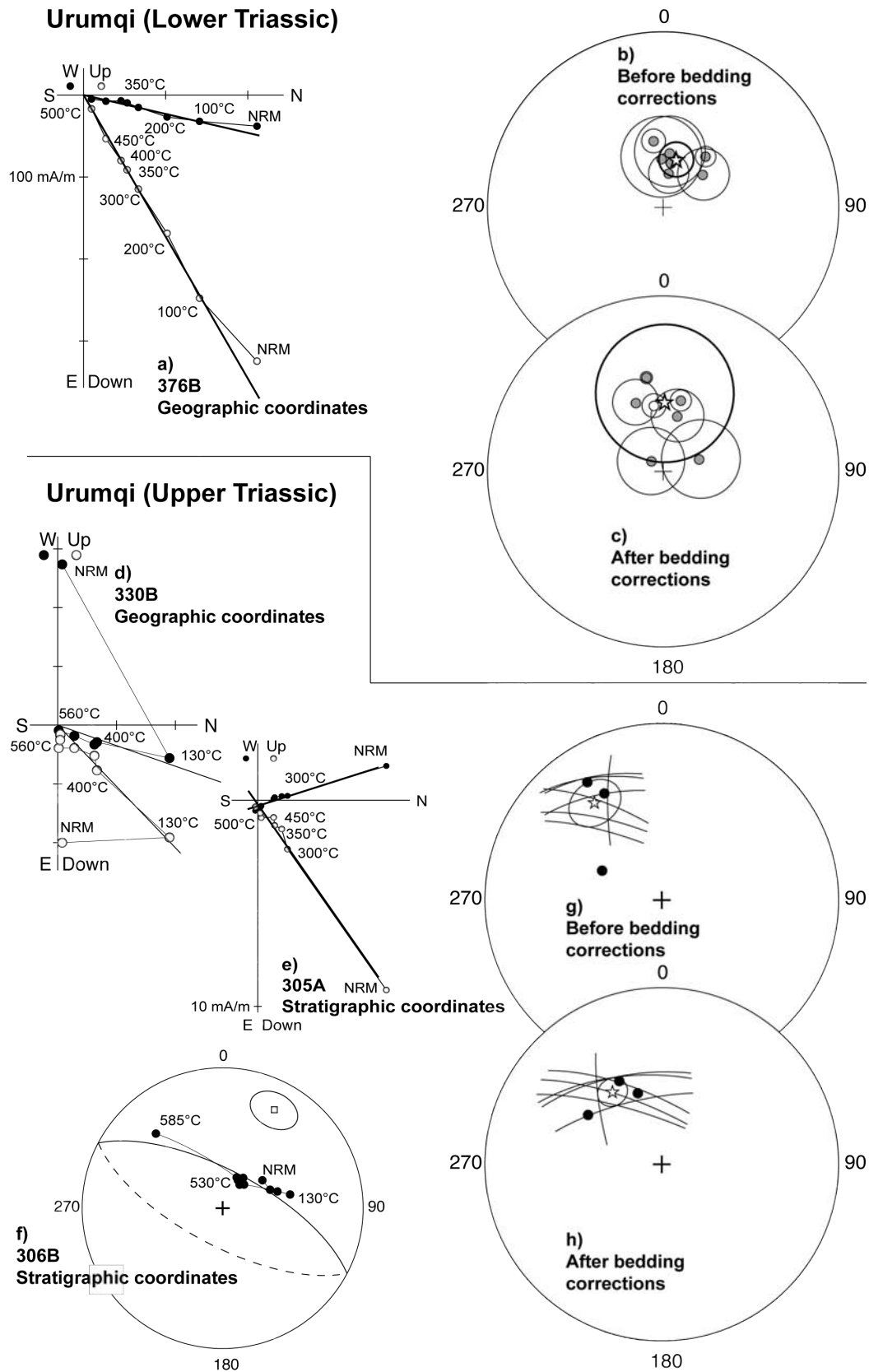


Figure 7.C.11 Representative thermal demagnetisation plots (a, d, e, f) and site-mean stereoplots (b, c, g, h) of Lower and Upper Triassic rocks from Urumqi.

specimen-mean direction was calculated by the combined analysis of great circles and stables

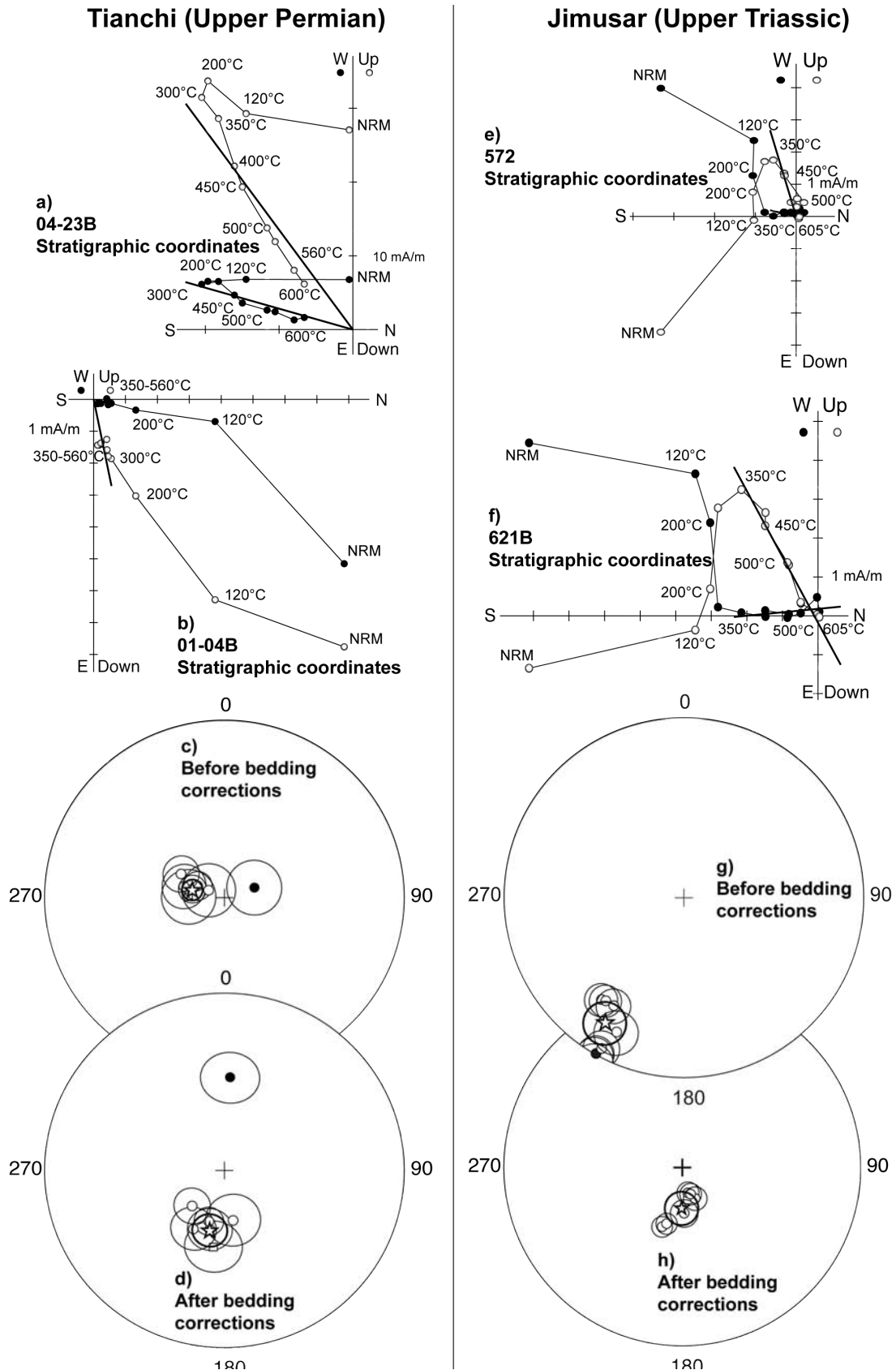


Figure 7.C.12 Representative thermal demagnetisation plots (a, b, e and f) and site-mean stereoplots (c, d, g and h) of Upper Permian from Tianchi (a, b, c and d) and of Upper Triassic rocks from Jimusar (e, f, g and h).

points (McFadden & McElhinny, 1988) for this locality (Figs. 7.C.11g and 7.C.11h):  $D_g =$

325.4°,  $I_g = 33.4^\circ$ ,  $k_g = 21.2$ ,  $\alpha_{95} = 11.3^\circ$  and  $D_s = 325.8^\circ$ ,  $I_s = 49^\circ$ ,  $k_s = 59.5$ ,  $\alpha_{95} = 6.7^\circ$ , with  $n=10$  (Table 7.C.1).

After removing the LTC, specimens from the Upper Permian section of Tianchi display a high temperature component toward the origin with an unblocking temperature over 300-350°C. After bedding correction, this component is chiefly south-southwestward and steeply upward (Fig. 7.C.12a). In addition, a north-northeastward and downward component is rarely observed (Fig. 7.C.12b). When plotted in stereoplot, site-mean directions are well-grouped and a locality-mean direction (Figs. 7.C.12c and 7.C.12d) has been therefore calculated:  $D_g = 283.3^\circ$ ,  $I_g = -75.1^\circ$ ,  $k_g = 137.2$ ,  $\alpha_{95} = 5.7^\circ$  and  $D_s = 192.9^\circ$ ,  $I_s = -60^\circ$ ,  $k_s = 52.4$ ,  $\alpha_{95} = 9.3^\circ$ , with  $n=6$  (Table 7.C.1).

At Jimusar, after removal of random NRM and LTC, specimens collected in Upper Triassic Huangshanjie formation display a southerly and steeply upward high temperature component, in stratigraphic coordinates, decaying to the origin (Figs 7.C.12e and 7.C.12f). Site-mean directions of this HTC cluster in stratigraphic and geographic coordinates (Figs 7.C.12g and 7.C.12h). A mean direction is therefore calculated for this locality:  $D_g = 212.2^\circ$ ,  $I_g = -11.4^\circ$ ,  $k_g = 68.4$ ,  $\alpha_{95} = 8.2^\circ$  and  $D_s = 181.1^\circ$ ,  $I_s = -64.4^\circ$ ,  $k_s = 44.1$ ,  $\alpha_{95} = 10.2^\circ$ , with  $n=6$  (Table 7.C.1).

At Aiwegou, after removing the LTC, a high temperature component is also inferred. For half of the specimens, principal component analysis was used to calculate this HTC, which is either southeasterward and upward (Fig. 7.C.13a), or northwesterward and downward (Fig. 7.C.13b). For the other specimens, as spectra of LTC and HTC unblocking temperature overlap, great circle method (Halls, 1978) was applied to estimate the HTC direction (Fig. 7.C.13c). In some case, stable points and great circle were combined to calculate the site-mean (Bailey & Halls, 1984; McFadden & McElhinny, 1988). Except an outlier that represents a coarse-grained facies, seven out of eight sites were used to calculate an average direction for the locality (Figs. 7.C.13d and 7.C.13e):  $D_g = 357.9^\circ$ ,  $I_g = 40^\circ$ ,  $k_g = 26.4$ ,  $\alpha_{95} = 12^\circ$  and  $D_s = 330.3^\circ$ ,  $I_s = 60.3^\circ$ ,  $k_s = 40.1$ ,  $\alpha_{95} = 9.6^\circ$ , with  $n=7$  (Table 7.C.1).

After removing the LTC, specimens from Lower Triassic Jianshangou Formation at Laba display a southeasterly and steeply upward high temperature component from an unblocking temperature at 300-350°C to the origin at 700°C (Figs. 7.C.13f and 7.C.13g). Although two outliers display shallow inclinations (Table 7.C.1), site-mean directions are well-grouped (Figs. 7.C.13h and 7.C.13i). Therefore, an average direction may be calculated



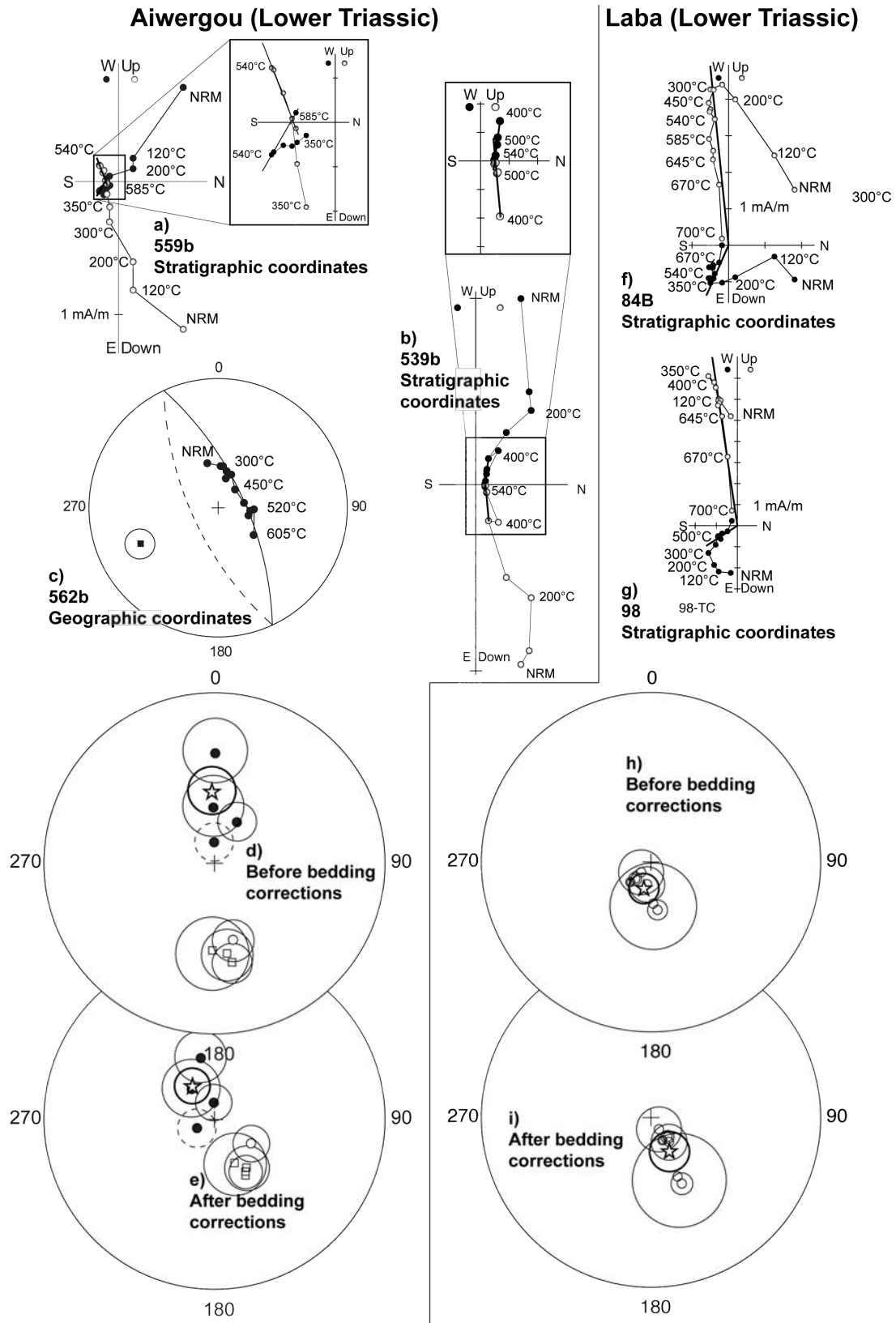


Figure 7.C.13 Representative thermal demagnetisation plots (a, b, c, f and g) and site-mean stereoplots (c, d, h and i) of Lower Triassic from Aiwegou (a to e) and of Lower Triassic rocks from Laba (e to i).

for this locality:  $D_g = 195.2^\circ$ ,  $I_g = -71.8^\circ$ ,  $kg = 46.8$ ,  $\alpha_{95} = 9.9^\circ$  and  $D_s = 151^\circ$ ,  $I_s = -64.9^\circ$ ,  $ks = 28.4$ ,  $\alpha_{95} = 12.8^\circ$ , with  $n=6$  (Table 7.C.1). In addition, two sites corresponding to coarse

grained facies like sedimentary breccia display random directions and were not taken into consideration for average calculations (*Table 7.C.1*).

### C.5 Discussion

For these six sections, two magnetic components have been generally isolated from stepwise demagnetisation. The direction of the low temperature component (LTC) is consistent with the present-day geomagnetic field direction belonging to a viscous and recent origin. High temperature components (HTC) with unblocking temperature over 300-350°C are carried by magnetite and minor hematite. Except few outliers due to coarse-grained lithology, HTC directions are well-grouped and locality-mean directions were calculated for each sections. Before interpreting these directions in terms of tectonics, a discussion on the reliability and the age of magnetisation is required, since northwestern China had experienced polyphased deformation.

#### *C.5.i Reliability of results and age of the magnetisation*

Locality-mean directions of the HTC from Lower Triassic rocks of Urumqi display a unique normal polarity in geographic coordinates. Stereoplots also display a significant scattering of site-mean directions after bedding correction, whereas data cluster around the locality-mean direction in geographic coordinates (*Figs. 7.C.11b and 7.C.11c*). The fold test is negative at 95% (**McElhinny, 1964; McFadden, 1990**); it means that magnetization was acquired after folding. To the northeast of Urumqi, the youngest tilted strata are of Late Jurassic (**BRGMXUAR, 1993**), but to the southwest of Urumqi, Cretaceous and Tertiary strata form the core of syncline. Therefore, folding probably took place during the Tertiary period (**Charreau et al., 2009**) and this secondary magnetisation is probably syn to post-Tertiary. Tectonic origin seems unlikely, since folding of the North Tian Shan is relatively gentle and at shallow crustal levels. No Cenozoic magmatic events are either recorded or inferred, ruling out the hypothesis of a thermal remagnetisation. Chemical processes might be advanced. As north Tianshan experienced polyphased reactivation (**Hendrix et al., 1992**) that culminated during Tertiary, folding and thrusting accommodated the exhumation of Triassic strata (**Dumitru et al., 2001; Charreau et al., 2009; Wang et al., 2009b**). Therefore, strata were exposed to weathering, and alteration of magnetic minerals followed by recrystallization could have occurred (**Dunlop & Özdemir, 1997**). Maghemite, inferred from thermomagnetic experiments (*Fig. 7.C.6a*), argues for a secondary magnetisation, which completely overprints the primary one. This remagnetisation is likely Tertiary, as high temperature component is

distinct from LTC and PEF direction. Therefore, a palaeomagnetic pole is calculated at:  $\lambda = 193.4^\circ\text{N}$ ,  $\Phi = 77.8^\circ\text{E}$ ,  $A_{95} = 15.6^\circ$ ,  $n = 7$ . It's worthy to notice that Triassic rocks of the Urumqi area experienced intense weathering, whereas no mineral alteration is documented in the adjacent Permian strata (Li et al., 1991; Sharps et al., 1992; Choulet et al., 2010).

For the Upper Triassic rocks of Urumqi, a locality mean-direction of the high temperature component was calculated from specimen instead of sites, because only ten samples display HTC (Table 7.C.1). These HTC directions were isolated from both limbs of the syncline (Fig. 7.C.2b). The cluster of directions is better in stratigraphic coordinates, and the precision parameter  $k$  is improved after bedding corrections (Fig. 7.C.11b, Table 7.C.1). The fold test is positive at 99% (McFadden, 1990) and magnetization should have occurred before Tertiary folding. However, the origin of this magnetisation related to this overall mean is hardly reliable, because based on a small number of specimens. In addition to this statistical bias, HTC directions were almost exclusively estimated from great circles. The fold test is also questionable; the core of the syncline (Upper Triassic) is characterized by very shallow-dipping limbs (less than  $20^\circ$ ), so the dip variations along the sections are weak. Because of these numerous uncertainties, the related pole was not calculated and excluded from the discussion. Additional data on Upper Triassic of Urumqi are needed to improve our preliminary results.

Stepwise demagnetisation curve of Upper Permian rocks from Tianshi display two kinds of high temperature components: a principal south-southwesterward and steeply upward direction and a minor north-northeasterward and downward one (Figs. 7.C.12a and 7.C.12b). As the sampled section is homoclinal, no fold test could be performed, although the precision parameter  $k$  is improved after bedding correction (Figs. 7.C.12c and 7.C.12d, Table 7.C.1). After bedding corrections, the inversion test is not conclusive at 95% because of an unbalanced dataset (McFadden & McElhinny, 1990). However, the occurrence of these two opposed polarities may suggest a primary magnetisation for these Late Permian sandstones. Therefore, a new P2 pole can be calculated at:  $\lambda = 80^\circ\text{N}$ ,  $\Phi = 191.6^\circ\text{E}$ ,  $A_{95} = 12.4^\circ$ ,  $n = 6$  (Table 7.C.2).

The Late Triassic rocks from Jimusar were collected along a homoclinal section. Though the precision parameter decreases after bedding correction, the dip variation of the bedding is not significant and the fold test is non-conclusive (Table 7.C.1). A unique polarity is observed and no inversion test could have been carried out. However, the occurrence of single normal polarity cannot be a criterion to rule out a primary magnetisation since Late

Triassic is marked by long-lasting normal and reversal chrons (**Gradstein et al., 2004**). In this case, we suggest to estimate the origin and age of the magnetization, by looking at the geological implications of two possible palaeomagnetic poles, before and after bedding corrections. In Jimusar area, Permian to Middle Jurassic strata experienced a folding episode that is postdated by Pliocene deposits (*Fig. 7.C.2c*). In case of secondary magnetization, it would mean that the calculated pole before bedding corrections ( $\lambda = 42.6^\circ\text{N}$ ,  $\Phi = 223.1^\circ\text{E}$ ) represents a period between Late Jurassic and present-day (the solely reverse polarity in geographic coordinate indicates that this remagnetisation is not due to PEF). Moreover, the comparison between this pole and the Late Jurassic-Early Cretaceous and Late Cretaceous-Early Tertiary poles of north Tianshan (**Chen et al., 1991**) shows a huge discrepancy in inclination ( $24^\circ \pm 5^\circ$ ,  $26.3^\circ \pm 6.1^\circ$ , respectively), requiring a latitudinal movement of at least 2500 km between these two localities. Evidence of such displacement is absent. To the opposite, the palaeomagnetic pole ( $\lambda = 87.5^\circ\text{N}$ ,  $\Phi = 106.2^\circ\text{E}$ ,  $A_{95} = 13.1^\circ$ ,  $n = 6$ ) calculated after bedding corrections (*Table 7.C.2*) is more compatible ( $-16.4^\circ \pm 11.2^\circ$ ,  $-14.1^\circ \pm 11.7^\circ$ ), with the Mesozoic data of the Junggar Basin (**Chen et al., 1991**). Therefore, magnetisation more likely predates the tilting of the strata. As no thermal, tectonic and weathering events have occurred between sedimentation and folding, we assume that this magnetisation is likely primary and of Late Triassic age. Although this pole will be considered for tectonic implications, we are mindful that the lack of reliable palaeomagnetic test may challenge our further interpretations. Additional data are therefore required to assess our preliminary conclusions.

At Aiwegou, the lower Triassic rocks display both normal and reverse polarities. The inversion test carried out on Fisher site-mean directions is positive (**McFadden & McElhinny, 1990**). Since the collected section is homoclinal, variations of the precision parameter  $k$  are not sufficient to perform a fold test (*Table 7.C.1*). However, the positive inversion test may suggest a primary magnetisation of detrital origin and Early Triassic in age. A new palaeomagnetic pole is therefore calculated at:  $\lambda = 68.0^\circ\text{N}$ ,  $\Phi = 3.0^\circ\text{E}$ ,  $A_{95} = 14.6^\circ$ ,  $n = 7$  (*Table 7.C.2*).

At Laba, the shallow dip of the strata does not permit any fold test (*Table 7.C.1*). In addition only a normal polarity was isolated. As previously mentioned, West Junggar did not experience major tectonic or thermal event since Late Permian. Only a chemical origin can be envisaged for a possible remagnetisation, however samples do not show any evidence of intense alteration. The red colour of the red beds is due to pigmentary hematite that formed

soon after sediment deposition. The growth Chemical Remanent magnetisation (g-CRM) that hematite carries is related to diagenesis, and the recent weathering process did not affect the high temperature component. Moreover, if taking the pole before bedding corrections into account ( $\lambda = 75.3^\circ\text{N}$ ,  $\Phi = 117.6^\circ\text{E}$ ), it implies an absolute latitudinal motion of  $-27.4 \pm 18.1^\circ$ , i.e. 2500 km of West Junggar with respect to its Late Permian position ( $\lambda = 53^\circ\text{N}$ ,  $\Phi = 183.9^\circ\text{E}$  from **Choulet et al., 2010**). In Central Asia, subductions have ceased before Permian and could not account for these huge Late Permian displacements. In addition, no significant (in palaeomagnetic terms) latitudinal motions between blocks surrounding West Junggar are observed during and after Mesozoic (**Chen et al., 1991; 1993; Gilder et al., 1996; 2008**). Thus, the g-CRM represents a primary magnetisation. The palaeomagnetic pole calculated after bedding correction ( $\lambda = 69.9^\circ\text{N}$ ,  $\Phi = 7.7^\circ\text{E}$ ,  $A_{95} = 20.6^\circ$ ,  $n = 6$ ) is more compatible in palaeolatitude with the Upper Permian one's ( $-17.5 \pm 18.8^\circ$ ) of West Junggar (**Choulet et al., 2010**). Despite the lack of statistical test, this debatable pole will be used for tectonic interpretation assuming that the magnetization is primary and of Early Triassic age.

Table 7.C.2 Compilation of Paleomagnetic data of Junggar, Tarim and Siberia over the Early Mesozoic period. Abbreviations: N, the number of sites; Slat (Plat), the latitude of site (pole); Slong (Plong), the longitude of site (pole);  $A_{95}$ , the radius that mean direction lies within 95% confidence.

| Block         | Locality   | Age    | N  | Slat   | Slong  | Plat | Plong | $A_{95}$ | Reference                         |
|---------------|------------|--------|----|--------|--------|------|-------|----------|-----------------------------------|
| West Junggar  | Mean       | P2     | 3  | 45.5   | 84.4   | 53   | 183.9 | 16.6     | Choulet et al. in press           |
|               | Laba       | T1     | 6  | 45.4   | 83.1   | 69.9 | 7.7   | 20.6     | This study                        |
| South Junggar | Mean       | C3-P   | 6  | 43.8   | 87.8   | 77   | 7.6   | 9.9      | Choulet et al. in press           |
|               | Tianchi    | P2     | 6  | 43.95  | 88.083 | 80   | 191.6 | 12.4     | This study                        |
|               | Aiwergou   | T1     | 7  | 43.011 | 87.549 | 68   | 3     | 14.6     | This study                        |
| Junggar       | Jimusar    | T3     | 6  | 43.821 | 89.207 | 87.5 | 106.2 | 13.1     | This study                        |
|               | Junggar    | J3-K1  | 13 | 44.2   | 86     | 72.3 | 227.3 | 4.8      | Chen et al., 1991                 |
|               | Junggar    | K2-Cz1 | 9  | 44.2   | 86     | 74.3 | 223.1 | 1.9      | Chen et al., 1991                 |
|               | Urumqi     | Cz     | 7  | 43.8   | 87.8   | 77.8 | 193.4 | 15.6     | This study                        |
| Tarim         | Mean       | C3-T1  |    |        |        | 63.4 | 181   | 6.2      | Gilder et al., 2008               |
|               | West Tarim | T1     | 5  | 41     | 74.9   | 52.8 | 175.5 | 8        | Zhu et al., 1998                  |
|               | Mean       | T3     |    |        |        | 70.4 | 190   | 7        | expected from Gilder et al., 2008 |
|               | Aksu       | T3     | 8  | 41.7   | 80.5   | 52.1 | 166.8 | 5.8      | Fang et al. 1990                  |
|               | Kuche      | J2     | 6  | 42.1   | 83.2   | 75.7 | 198   | 8.1      | Gilder et al., 2008               |
| Siberia       | Mean       | P2     | 5  |        |        | 50   | 160   | 7        | Van der Voo, 1993                 |
|               | Mean       | T1     | 9  |        |        | 52   | 156   | 4        | Van der Voo, 1993                 |
|               | Mean       | T3     | 6  |        |        | 55   | 138   | 9        | Van der Voo, 1993                 |

### C.5.ii Relative motions between blocks of northwestern China

The pre-existing Late Permian pole of Tianchi, proposed by **Nie et al. (1993)** and recalculated by **Choulet et al. (2010)**, was significantly different from the mean South Junggar Permian pole. The new calculated pole for Late Permian rocks of Tianchi ( $\lambda = 80^\circ\text{N}$ ,  $\Phi = 191.6^\circ\text{E}$ ,  $A_{95} = 12.4^\circ$ ) is very compatible with that of **Nie et al. (1993)**, as angular difference is only of  $4.6^\circ \pm 13.2^\circ$  (*Fig. 7.C.14a*). The angular difference between our Late Permian pole and the mean Permian one's is still significant ( $23^\circ \pm 14.6^\circ$ ). The origin of this angular difference is not well understood but as it is rather due to rotation ( $31.1 \pm 19.9^\circ$ ) than inclination ( $3.2^\circ \pm 9.5^\circ$ ), it is likely that along-strike rotations of strata have caused this discrepancy. This situation may happen in case of sedimentation coeval with tectonic processes. The occurrence of conglomerate intercalations in the Upper Lucaogou and Hongyanchi Formations, where cores were collected, supports the hypothesis of Late Permian local tectonics. As pointed out by **Choulet et al. (2010)**, the mean South Junggar Permian pole displays a significant discrepancy in rotation with the Upper Permian poles of West Junggar, Tarim and Siberia. The calculated rotations of South Junggar with respect to the surrounding block are of the order of several tens of degrees ( $-62^\circ \pm 23.7^\circ$ ,  $-52.2^\circ \pm 15.9^\circ$  and  $-73.9^\circ \pm 13.1^\circ$  relative to West Junggar, Tarim and Siberia, respectively), but latitudinal displacements remain weak and non-significant (*Fig. 7.C.14a*).

Early Triassic palaeomagnetic poles of Laba (West Junggar) and Aiwegou (South Junggar) display an insignificant angular difference of  $2.5^\circ \pm 23.4^\circ$  (*Fig. 7.C.14b*). The consistency between these poles refutes the idea that Cenozoic tectonics has partitioned the Junggar block into small blocks and that significant local rotation around vertical axis between these blocks occurred recently (e.g. **Gilder et al., 2008** for Tarim block). The observed movements between Junggar and surrounding blocks cannot be regarded as an artefact of the Cenozoic tectonics and Mesozoic movements should be considered. However, a significant discrepancy exists between the Early Triassic poles from Tarim (**McFadden et al., 1988**; **Zhu et al., 1998**). Here, these declination differences are due to local vertical-axis block rotations that occurred over last 20 Ma (**Gilder et al., 1996**; **2008**). On the basis of a large review of published palaeomagnetic data, **Gilder et al., (2008)** proposed a mean Late Carboniferous – Early Triassic pole, arguing a relative stable Tarim block. This pole was used for the calculations. The two compatible poles of West and South Junggar display significant relative rotations of  $-83.3^\circ \pm 15.8^\circ$  and  $-63.3^\circ \pm 16.6^\circ$  with respect to Siberia and Tarim,



respectively (Fig. 7.C.14b). Latitudinal movements between Junggar and Siberia ( $3.4^{\circ} \pm 9.4^{\circ}$ ) and between Junggar and Tarim ( $-5^{\circ} \pm 10^{\circ}$ ) are not significant (Fig. 7.C.14b).

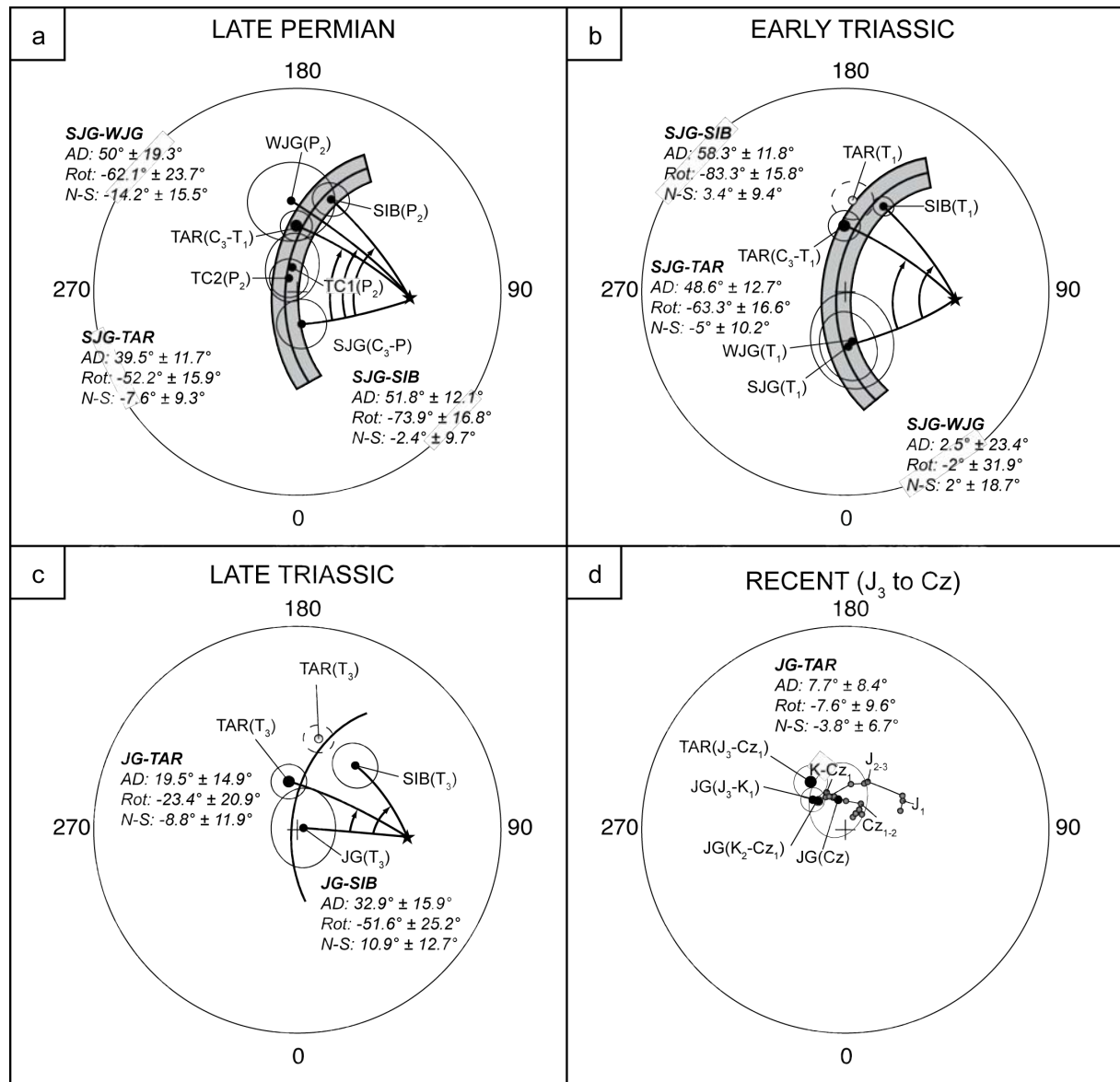


Figure 14 (a–d) Equal-area projections of Late Paleozoic – Mesozoic poles of West Junggar, South Junggar, Tarim and Siberia. Angular difference (AD) and the amount of relative rotation and latitudinal movement between the blocks are also indicated. Open stars represent the sampling location. Small circle centered on this location and passing through poles reveals large discrepancies in declination (subsequent rotation) and weak difference in paleolatitude (subsequent N–S movements) of blocks.

The Late Triassic pole of Tarim was calculated by interpolation of the linear trend between the C3-T1 and the J2 poles (Gilder et al., 2008; Table 7.C.2). We lend credence to this study as it is based on an extensive review of the literature and because geological processes experienced by Tarim were taken into consideration. Therefore, the Late Triassic pole of Tarim (Fang et al., 1990) that is away from the expected value was not included in the analysis (Fig. 7.C.14c). Figure 14c shows Late Triassic poles indicating rotations of

Junggar relative to Siberia ( $-51.6^{\circ}\pm 25.2^{\circ}$ ) and Tarim ( $-23.4^{\circ}\pm 20.9^{\circ}$ ). Again, no significant N-S movement between Junggar and Siberia ( $10.9^{\circ}\pm 12.7^{\circ}$ ) or between Junggar and Tarim ( $-8.8^{\circ}\pm 11.9^{\circ}$ ) can be forwarded.

The likely Cenozoic pole obtained from Lower Triassic remagnetised rocks of Urumqi is consistent with the Lower Cenozoic palaeopole of Junggar (**Chen et al., 1991**), since an angular difference of  $7.9^{\circ}\pm 11.8^{\circ}$  is observed (*Fig. 7.C.14d*). In addition, as noted by **Chen et al. (1991)**, During Late Mesozoic and Cenozoic times, Junggar is relatively stable relative to its present-day position. J<sub>3</sub>-Cz pole of Junggar is compatible with that of Tarim (angular difference equal to  $7.7^{\circ}\pm 8.4^{\circ}$ ) and with the apparent polar wander path (APWP) of Eurasia (**Besse & Courtillot, 1991**) since Early Cretaceous. Actually, the angular difference of the Cenozoic pole of Urumqi with the AWPW pole at 40 Ma is only  $9.2^{\circ}\pm 12.1^{\circ}$ .

#### *C.5.iii The Early Triassic single rigid Junggar block*

The consistency of Early Triassic poles of Laba (West Junggar) and Aiwegou (South Junggar) suggests that no more displacement between these two blocks has been observed since that time. Therefore, Junggar can be regarded as a rigid block at Early Triassic. In fact a rigid Junggar block during Palaeozoic was forwarded in many previous palaeomagnetic studies (**Li et al., 1991; Wang et al., 2007**). However, the palaeomagnetic directions of Late Carboniferous to Permian rocks from West and South Junggar display significant differences in inclination and declination (**Choulet et al., 2010; Fig. 7.C.14a**). These results challenged the idea of a rigid Junggar block in Late Palaeozoic. **Choulet et al. (2010)** rather suggest that West and South Junggar underwent individual evolution related to inheritance of the Palaeozoic geodynamics. Indeed, West Junggar and North Tianshan (South Junggar) were parts of the Kazakh oroclinal system that enclosed the Junggar Ocean (**Abrajevitch et al., 2008; Choulet et al., 2010; Fig. 7.C.15**). According to palaeogeographic reconstructions, the increase of orocline curvature is accommodated by the diminution of the inner oceanic domain. Devonian to Carboniferous subduction of Junggar Ocean underwent below Tian Shan, Kazakhstan and West Junggar margins (**Wang et al., 2006; Windley et al., 2007; Choulet et al., 2010**). At Permian, oceanic domains have completely disappeared (**Windley et al., 2007**) and the suture zone of the Junggar Ocean formed between West Junggar and North Tianshan (*Fig. 7.C.15*). Nevertheless, oroclinal bending can only account for the half of the present belt curvature (**Abrajevitch et al., 2008**). Another half is due to the Permian “orocline disarticulation” assisted by block rotations around vertical axes (**Levashova et al.,**

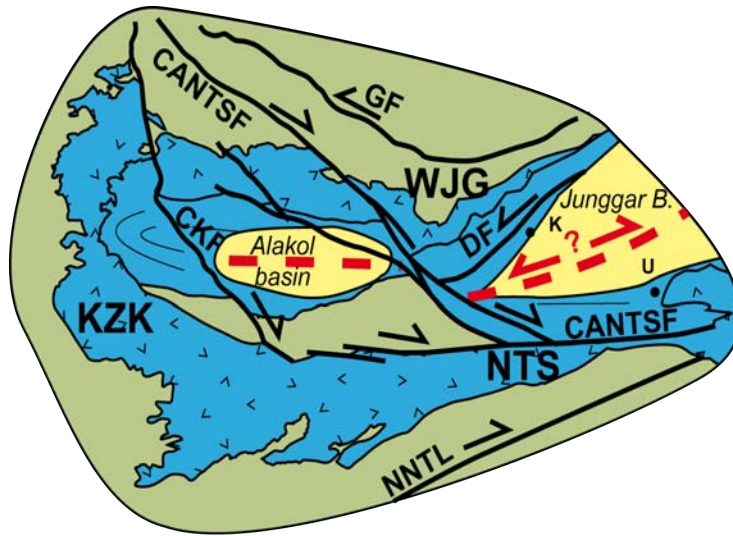


Figure 7.C.15 Simplified map of the Late Palaeozoic belts (in blue) of Western Central Asia (modified after **Choulet et al., 2010**). This belts underlie an Early Palaeozoic basement (in green) and display a 180° curvature. The cryptic suture of the Junggar basement (red dashes) is hidden below the Junggar and Alakol basin (in yellow). Late Carboniferous to Permian strike-slip faults and their major kinematics are also displayed. Abbreviations: CANTSF: Chingiz-Alakol-North Tianshan Fault, CKF: Central Kazakhstan Fault, DF: Dalabute Fault, GF: Gornotsaev Fault, K: Karamay city, KZK: Kazakhstan, NNTL: Nalati-Nikolaiev Tectonic Line, NTS: North Tianshan, U: Urumqi city, WJG: West Junggar.

**Inferred Palaeo-Junggar Ocean suture**  
**2003a; Van der Voo, 2006; Wang et al., 2007**). Movements along strike-slip faults in the whole Altaids (**Laurent-Charvet et al., 2002; 2003; Natal'in and Sengör, 2005**) accommodating these rotations and related displacements were estimated to several hundred of kilometres in Tianshan and Altai (**Wang et al., 2007; Choulet et al., 2010; Fig. 7.C.15**). The Ar-Ar geochronological investigations, carried out on mylonites from Tianshan and Altai, indicate transcurrent movements between Late Carboniferous and Early Triassic (**Laurent-Charvet et al., 2003**). These faults likely stem from individual rotations of West and South Junggar with respect to their surrounding blocks (**Choulet et al., 2010**). In addition, structures related to transpressive deformation in the West Junggar accretionary prism (**Choulet et al., 2011**) and ridge subduction (**Geng et al., 2009; Tang et al., 2010**) document a non-frontal Carboniferous subduction of the Junggar Ocean. This oblique subduction evolves toward a Permian oblique collage (**Choulet et al., 2011**). Therefore, the suture of the palaeo-Junggar Ocean, representing the limit between West and South Junggar may have been reactivated as a strike-slip fault during Permian (*Fig. 7.C.15*). Like in numerous regions of Central Asia (**Melnikov et al., 1998; Laurent-Charvet et al., 2003**), transcurrent motions have persisted until the Early Triassic. In consequence, no more relative displacement are recorded between West and South Junggar after Early Triassic, and then Junggar may have evolved as a single rigid block.

#### C.5.iv Mesozoic Tectonics in northwestern China

Though previous studies have emphasized the Late Palaeozoic deformation (**Wang et al., 2007; Choulet et al., 2010**), the comparison of palaeomagnetic poles from Junggar, Tarim

and Siberia ranging from Late Permian to Cenozoic periods show importance of Mesozoic rotations. Since Junggar became a rigid block at Early Triassic, the observed rotations are neither local nor related to a late Cenozoic deformation. These rotations rather correspond to large-scale Mesozoic tectonic episodes, which need to be discussed in detail.

Table 7.C.3 Compilation of Late Paleozoic relative movements between South Junggar, West Junggar, Siberia, and Tarim; ANG ± DANG, ROT ± DROT and Plat ± DPlat correspond to angular difference between paleopoles, relative rotation and latitudinal displacement (and their error limit) between blocks, respectively. Errors were computed by using the conversion factor of 0.78 (Demarest, 1983; Coe et al., 1985). Relative movements between the blocks are computed by using average site at 44°N, 87°E for Junggar block.

| Age    | Blocks  | ANG ± ΔANG    | ROT ± ΔROT   | N-S ± ΔN-S  |
|--------|---------|---------------|--------------|-------------|
| P2     | SJG-TAR | 39.5° ± 11.7° | -52.2 ± 15.9 | -7.6 ± 9.3  |
|        | SJG-SIB | 51.8° ± 12.1° | -73.9 ± 16.8 | -2.4 ± 9.7  |
|        | SJG-WJG | 50° ± 19.2°   | -62.1 ± 23.7 | -4.2 ± 15.5 |
| T1     | SJG-TAR | 48.6° ± 12.7° | -63.3 ± 16.6 | -5 ± 10.2   |
|        | SJG-SIB | 58.3° ± 11.8° | -83.3 ± 15.8 | 3.4 ± 9.4   |
|        | SJG-WJG | 2.5° ± 23.4°  | -2 ± 31.9    | 2 ± 18.7    |
| T3     | JG-TAR  | 19.5° ± 14.9° | -23.4 ± 20.9 | -8.8 ± 11.9 |
|        | JG-SIB  | 32.9° ± 15.9° | -51.6 ± 25.2 | 10.9 ± 12.7 |
| J3-Cz1 | JG-TAR  | 7.7° ± 8.4°   | -7.6 ± 9.6   | -3.8 ± 6.7  |

| Blocks                | ROT ± ΔROT   |
|-----------------------|--------------|
| SJG-TAR (P2 to T1)    | 11.1 ± 17.9  |
| SJG-TAR (T1 to T3)    | -39.9 ± 20.8 |
| SJG-TAR (T3 to J3-K1) | -15.8 ± 17.9 |
| SJG-SIB (P2 to T1)    | 9.4 ± 18     |
| SJG-SIB (T1 to T3)    | -31.7 ± 23.2 |

The comparison of Late Permian poles of South Junggar, West Junggar, Tarim and Yili (Fig. 7.C.14a) infers that important rotations may have occurred after Late Permian (Choulet et al., 2010), but no upper limit of these motions was available yet. These rotations were supposed to be accommodated by strike-slip faults in Altai and Tianshan (Wang et al., 2007; Choulet et al., 2010). Actually, mylonites have recorded ductile transcurrent deformation up to Early Triassic along Irtysh-Gornotsaev shear zone or Chingiz-Alakol-North Tianshan Fault (Melnikov et al., 1998; Laurent-Charvet et al., 2003). The rotations of South Junggar relative to Tarim and Siberia from Late Permian to Early Triassic are estimated to 11.1°±17.9° and 9.4°±18°, respectively (Table 7.C.3). Despite non-significant

values, the rotation of South Junggar with respect to these two adjacent blocks is clockwise, instead of the anticlockwise movement deduced from Late Permian poles. This unexpected kinematics may result from discrete (in space and time) transcurrent movements in Altai and Tianshan, but their tectonic origin is still an open question. It is widely accepted that the Irtysh zone is a Late Palaeozoic sinistral shear zone (**Laurent-Charvet et al., 2002; Buslov et al., 2004; Natal'in and Sengör, 2005**), but dextral kinematics is also recorded between  $244\pm 3$  Ma and  $249\pm 2$  Ma (**Laurent-Charvet et al., 2003**). According to the curved shape of the Irtysh zone, this Early Triassic dextral shearing may accommodate a clockwise rotation of South Junggar with respect to Tarim. In Tianshan, dextral Late Permian to Early Triassic movements along the Nalati and Main Tianshan faults are also described (**Laurent-Charvet et al., 2003; de Jong et al., 2009**). Late Permian –Early Triassic shearing along the North Tianshan Fault is little documented (**de Jong et al., 2009**) and post-Permian rotation between Yili and South Junggar is null (**Wang et al., 2007**) or weak (**Choulet et al., 2010**). The true Late-Permian-Early Triassic boundary between Junggar and Tarim may be therefore represented by the Nalati and Main Tianshan faults that display a curved shape. If the Euler pole related to a rotation along these faults is located in Tarim, dextral motions along these faults may accommodate the Late Permian-Early Triassic clockwise rotation of Junggar block relative to Tarim. Although Early Triassic poles of Laba and Aiwegou suggest a rigid Junggar block, this Junggar block seems to have experienced important post-Early Triassic counter-clockwise rotations with respect to Siberia and Tarim (*Table 7.C.3*). This suggests that displacements ascribed to pre-Early Triassic transcurrent tectonics were probably overemphasized by the previous studies (**Wang et al., 2007; Choulet et al., 2010**) and that a great part of the relative displacements between Tarim, Junggar and Siberia was rather accommodated since Early Mesozoic (*Fig. 7.C.16*).

Post-Early Triassic rotations ( $-63.3^\circ\pm 16.6^\circ$ ) between Junggar and Tarim were partly accommodated by the Middle Triassic reactivation of ancient Tianshan faults, since rotation of Junggar relative to Tarim between Early and Late Triassic was estimated at  $-39.9^\circ\pm 20.8^\circ$  (*Table 7.C.3*). Evidence of such a deformation may be recorded by the 300m thick conglomerate of the Karamay Formation, observed in Junggar, Tarim and Turfan-Hami basins (**Hendrix et al., 1992; Greene et al., 2001**) and contemporaneous unconformity. At present time, Middle to Late Triassic movements between Siberia and Junggar are not documented by geologic evidence in Altai, but brittle faulting in the Irtysh zone remains poorly constrained. Origin of the mid-Triassic reactivation could be to the Triassic collision of

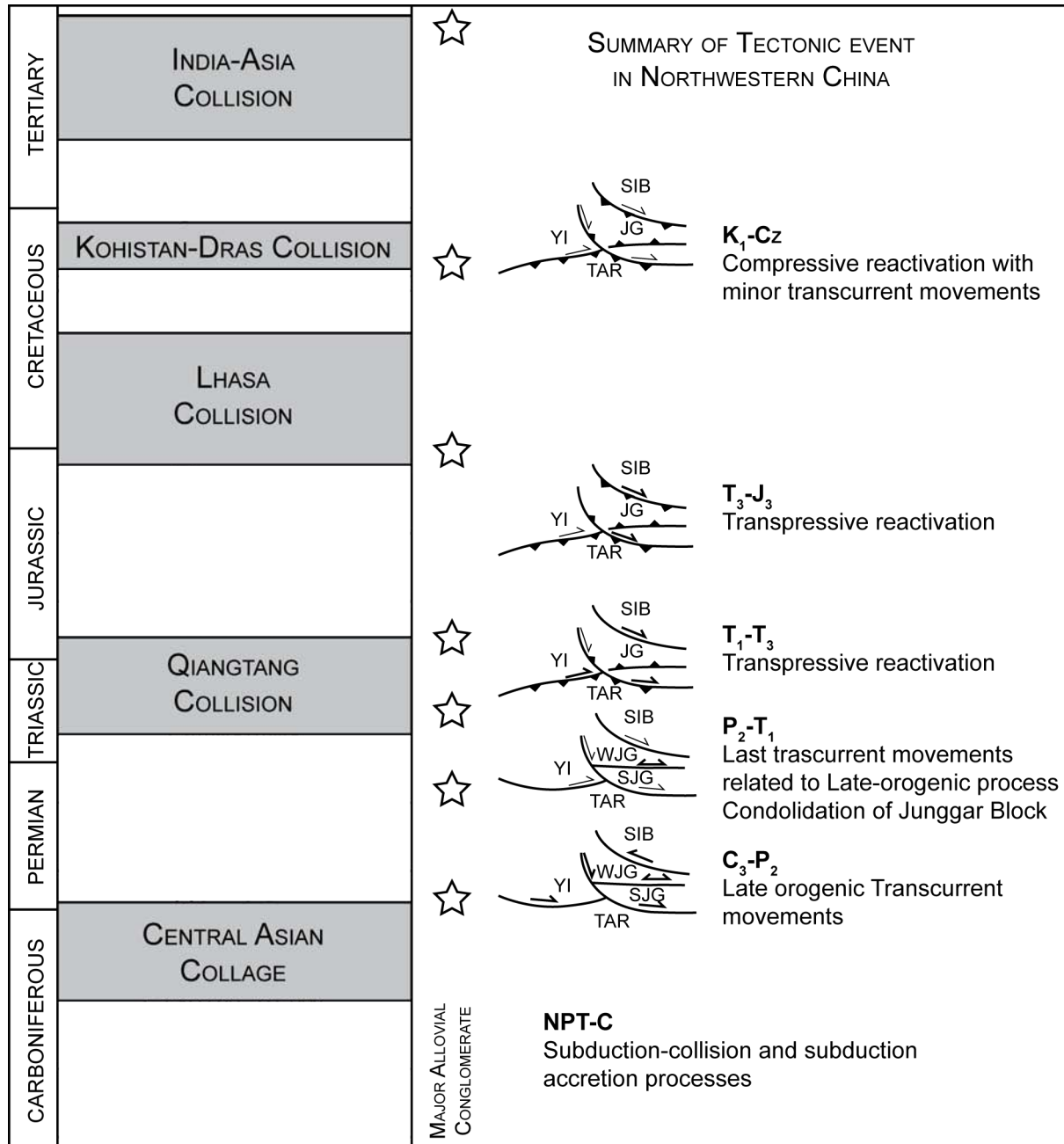


Figure 7.C.16 Synoptic chart illustrating the tectonic episodes experienced by northwestern China. Major alluvial events recorded in the South Junggar basin correlates with major tectonic episodes. Sketches (not to scale) of relative displacements between West Junggar (WJG), South Junggar (SJG), Junggar (JG), Siberia (SIB) and Tarim (TAR) reveal that post-Carboniferous rotations were accommodated by late orogenic-transcurrent event and oblique reactivation.

the Qiangtang block with the basement of the Songpang-Ganzi terrane (Yin & Harrison, 2000). Based on diachronous arc magmatism from West to East (Searle, 1991; Burchfiel et al., 1995), the collision was likely oblique (Yin & Harrison, 2000) and this may have favoured a transpressive reactivation tectonics in Tianshan. Late Triassic poles display significant rotation movements of Junggar relative to Siberia ( $-23.6^{\circ} \pm 14.9^{\circ}$ ) and Tarim (-



$50.4^{\circ} \pm 20.4^{\circ}$ ) (Table 7.C.3). Consequently, the Triassic tectonics can only account for a part of the post-Early Triassic rotations and younger tectonics must be forwarded.

As pointed out by previous studies, rotations of less than ten degrees were calculated between mean Mesozoic poles of south Junggar (by averaging J3-K1 and K2-Cz1 poles) and that of Tarim and Siberia (Chen et al., 1991; 1993). Therefore, only a small part of the large-scale rotations inferred from Triassic palaeomagnetic data is due to post-Jurassic tectonics. In other words, it means that rotations between Late Triassic and Late Jurassic-Early Cretaceous ( $-15.8^{\circ} \pm 17.9^{\circ}$ ) were accommodated by displacements along Jurassic strike-slip faults (Table 7.C.3). Jurassic tectonics is not well documented in Tianshan, but geological evidence is found in the sedimentary pile. The thick conglomerate sequences of the Badaowan Formation (J1) and Kalaze formation (J3-K1) may indicate intense basin subsidence controlled by tectonics (Hendrix et al., 1992; Hendrix, 2000). This tectonic was accompanied by the formation of an Early Mesozoic relief in Tianshan (Hendrix et al., 1992; Sobel & Dimitru, 1997; Dimitru et al., 2001; Greene et al., 2001; Jolivet et al., 2007; Chen et al., 2011). Angular unconformity is also visible at the top of the Jurassic (Chen et al., 2011). Similarly to the Middle Triassic intracontinental deformation, Late Jurassic deformation is usually described as a far-field effect of the collision between the Lhasa block and the Asian margin (Hendrix et al., 1992). Like for the Qiangtang block, the collision is diachronous along strike (Dewey et al., 1988; Gaetani et al., 1993) and Late Jurassic transpressive reactivation is usually advanced (McKnight et al., 1990; Nishidai and Berry, 1990; Hendrix et al., 1992). The Early Jurassic reactivation is not well documented and its origin is unclear. It could be due to far-effect or late collisional movements in the Songpang-Ganzi area (Yin & Harrison, 2000).

Mesozoic intracontinental deformation is also described in Altai and Mongolia (de Grave et al., 2007; Jolivet et al., 2007) and could account for post Late Triassic relative rotation of Junggar with respect to Siberia ( $-5.8^{\circ} \pm 17.9^{\circ}$ ) (Table 7.C.3). However, the position of Siberia remains problematic. Siberia and Europe formed Eurasia after the Permian collision in the Urals and, usually, the synthetic Eurasian APWP (Besse & Courtillot, 1991; 2002) is used to represent Siberia. However, the important inclination discrepancies between Central Asian blocks and Siberia led many authors to consider that Eurasia is not so rigid (Cogné et al., 1999; Gilder et al., 2008) and that relative movements of Siberia relative to Europe occurred during Mesozoic. Therefore, it is rather difficult to give credence to the inferred Triassic and Jurassic rotations of Junggar with respect to Siberia at present time.

## C.6 Conclusion

Constraining the past tectonic events is a crucial issue to understand the present geometry of Central Asia. Geological and geophysical studies have focused on Late Palaeozoic transcurrent episode and Tertiary reactivation. However, much uncertainty has remained about the Mesozoic, which was generally considered as a period of tectonic quiescence. Sedimentary data, combined with recent structural and geochronological results have suggested possible Mesozoic reactivations, but no kinematic constraints were currently available.

This study presents new palaeomagnetic results from Permian and Triassic sedimentary rocks collected around the Junggar basin. Newly obtained poles suggest that Junggar might be regarded as a rigid block only after Early Triassic. Comparison of palaeomagnetic poles from Junggar and Tarim blocks reveals significant post-Permian relative rotations due to probably reactivation of Permian strike-slip faults under brittle conditions, though more field surveys are needed for geological evidences.

These new results are in agreement with the hypothesis of a Mesozoic intracontinental reactivation in Central Asia in response to a far-field effect of Tibetan collisions. Although the current physiography of Central Asia is due to the recent tectonics, the Mesozoic episode has probably played an important role on the present geometric pattern. However, these interpretations and conclusions are only preliminary; other palaeomagnetic constraints are necessary to improve the kinematic scenario advanced in this paper.

## **D Conclusion**

Ces deux études apportent de nouvelles contraintes paléomagnétiques sur les régions du pourtour du bassin du Junggar. Les résultats de ces travaux indiquent que le bloc du Junggar peut être considéré comme rigide seulement à partir de la fin du Permien supérieur, ce qui remet partiellement en cause les modèles cinématiques existants. De nouvelles estimations des déplacements le long des accidents décrochants peuvent alors être calculées. L'histoire cinématique proposée s'accordent assez bien avec les modèles tectoniques existants aussi bien pour l'évolution finale du collage orogénique que pour la réactivation mésozoïque des chaînes de l'Asie Centrale. Cependant, seules des preuves de déformation ductile documentent le régime transcurrent fini-paléozoïque. L'absence de contraintes sur les décrochements fragiles empêche une vérification des estimations de déplacement. De plus, les données triasiques présentées ici sont les premières données disponibles, si bien que le modèle cinématique proposée est assez préliminaire. Dans l'avenir, d'autres contraintes paléomagnétiques devront être apporter afin d'assurer la représentativité de nos résultats. Malgré ces incertitudes, il apparaît assez clairement que la géométrie actuelle du collage d'Asie Centrale résulte de la tectonique transcurrente fini-paléozoïque et de la réactivation mésozoïque en domaine intracontinental.



***CHAPITRE VIII DISCUSSION : MECANISMES D'ACCRETION ET EVOLUTION GEODYNAMIQUE***

---



*Vue sur le Lac Alakol (Kazakhstan) : un appel aux corrélations géologiques ?*





## **A Mécanismes de formation et architecture des chaînes d'accrétion du Junggar Occidental**

### **A.1 Développement et structure des complexes d'accrétion**

Au travers des chapitres 3 à 5, l'étude des complexes d'accrétion d'âge Paléozoïque a permis de mettre en évidence l'importance des processus géologiques contemporains des épisodes de subduction dans le Junggar Occidental. Le développement spatial des prismes d'accrétion résulte de nombreux mécanismes.

Les principaux composants des paléo-prismes et des bassins d'avant-arc sont les séquences turbiditiques. La granulométrie de ces séries traduit le caractère proximal ou distal du dépôt. Les turbidites sont essentiellement formées par le recyclage sédimentaire des produits issus de l'arc magmatique ; elles sont souvent associées à des niveaux de grauwackes peu ou pas stratifiés. A partir de l'étude géochronologique des zircons détritiques, une source proximale (arc magmatique) de ces dépôts sédimentaires a pu être identifiée. Une source plus distale, marquée par un transport des sédiments le long de la fosse est aussi envisagée. L'incorporation des séries sédimentaires dans le prisme d'accrétion se fait soit par accrétion frontale soit par sous charriage de séquences cohérentes, ce qui permet de conserver la structure sédimentaire d'origine.

L'autre composante mineure, mais remarquable des complexes d'accrétion est représentée par les mélanges ophiolitiques qui forment des bandes discontinues. Ils sont caractérisés par des blocs d'origine et de taille variable au sein d'une matrice schistosée. Les éléments au sein de ce mélange proviennent de la plaque supérieure (blocs de turbidites et de grauwackes), mais aussi de la lithosphère océanique entrée en subduction. La diversité géochimique des roches magmatiques incorporées dans le mélange traduit les différents contextes de mise en place, depuis la dorsale océanique jusqu'aux volcans intra-plaque. La géométrie intrinsèque des mélanges traduit trois phénomènes : le détritisme ophiolitique pré-accrétion, l'arrachement de fragments de la lithosphère plongeante et la tectonique affectant le prisme. Cette dernière est facilitée par les contrastes lithologiques et rhéologiques entre la matrice serpentineuse et les blocs mafiques et elle permet d'accommoder l'exhumation des roches de haute pression.

Les complexes d'accrétion d'âge paléozoïque supérieur présentent actuellement une structuration verticale liée à la tectonique transcurrente tardive. La structure plissée initiale est conservée dans certaines lithologies, bien que la cinématique reste délicate à interpréter à

cause de la déformation pénétrative permienne. La déformation du prisme est essentiellement localisée dans des bandes de mélange. Ces bandes de mélange sont intercalées dans l'empilement d'écaillés tectoniques de roches sédimentaires. Dans le complexe d'accrétion d'âge Paléozoïque supérieur, le contact entre le mélange ophiolitique et l'unité sédimentaire est marqué par une bande de brèches contenant des éléments du mur et du toit. La structure des complexes d'accrétion d'âge Paléozoïque supérieur est très différente de l'architecture actuelle des complexes d'accrétion formés au Cambro-Ordovicien. Dans la région de Tangbale, chaque unité est marquée par des lithologies et des conditions métamorphiques bien distinctes et l'étude structurale suggère un empilement de nappes enracinées au niveau de la faille permienne de Dalabute. Cette architecture est la conséquence d'un épisode de collision et ne reflète pas forcément la structure héritée du complexe de subduction.

## A.2 Chronologie de l'accrétion et mécanismes d'arrêt de la subduction

Si le développement des complexes d'accrétion reste le processus dominant dans l'histoire géodynamique du Junggar Occidental, il n'a pas été un phénomène continu. Sur la base des enregistrements sédimentaires, tectoniques et magmatiques, deux mécanismes sont proposés pour expliquer l'interruption du régime de subduction et la consolidation de la chaîne du Junggar Occidental.

- Les collisions successives d'un arc insulaire puis d'un microcontinent sont envisagées au Paléozoïque inférieur. Ces collisions sont à l'origine d'une tectonique tangentielle qui conduit à l'empilement d'unités allochtones, enracinées dans la zone de suture océanique. La présence de zircons précambriens dans les séries détritiques indique la proximité d'une source continentale et confirme l'implication d'un microcontinent dans l'architecture de la chaîne. L'étude des enregistrements sédimentaires a mis en évidence une sédimentation syn-tectonique, avec le développement d'olistostromes et le dépôt de molasses discordantes scellant ainsi les déformations causées par les épisodes de collision. Ces collisions se manifestent aussi par la migration de l'arc magmatique, dans le cas de la collision d'arcs insulaires, ou par l'arrêt du magmatisme d'arc remplacé par du magmatisme alcalin intraplaque dans le cas d'une subduction de microcontinent.

- L'évolution progressive d'une zone de convergence oblique en un système décrochant permet aussi d'expliquer l'arrêt de la subduction à la fin du Carbonifère. La réorganisation des plaques suite au développement de la virgation du Kazakhstan a entraîné des rotations relatives de blocs et le développement d'un contexte transpressif, documenté par les plis à

axes obliques affectant les séries sédimentaires du complexe d'accrétion. La subduction océanique, à l'origine d'un magmatisme de type adakitique dans le domaine d'avant-arc, atteste aussi d'une obliquité de la convergence océanique. Le régime transpressif évolue progressivement vers un régime transcurrent. Le développement de failles décrochantes contribue non seulement à l'accolement des deux marges actives de l'Océan Balkash-Junggar mais aussi au déplacement latéral des unités du Junggar Occidental. La chronologie de ces événements est relativement bien établie grâce aux relations de recoupement entre les structures tectoniques (plis, décrochements) et les intrusions magmatiques.

## B Modèle d'évolution géodynamique du Junggar Occidental

Dans le chapitre 3, nous avons pointé les lacunes des modèles existants dans la littérature (**Wang et al., 2003** ; **Buckman & Aitchison, 2004** ; **Xiao et al., 2008**). La géométrie des unités et la chronologie des épisodes magmatiques, sédimentaires et tectoniques sont assez mal contraintes, si bien que l'histoire géologique proposée est imprécise et peu convaincante. En s'appuyant sur de nouvelles données géochimiques, géochronologiques et structurales, un modèle géodynamique peut être avancé pour expliquer l'évolution du Junggar Occidental au cours du Paléozoïque.

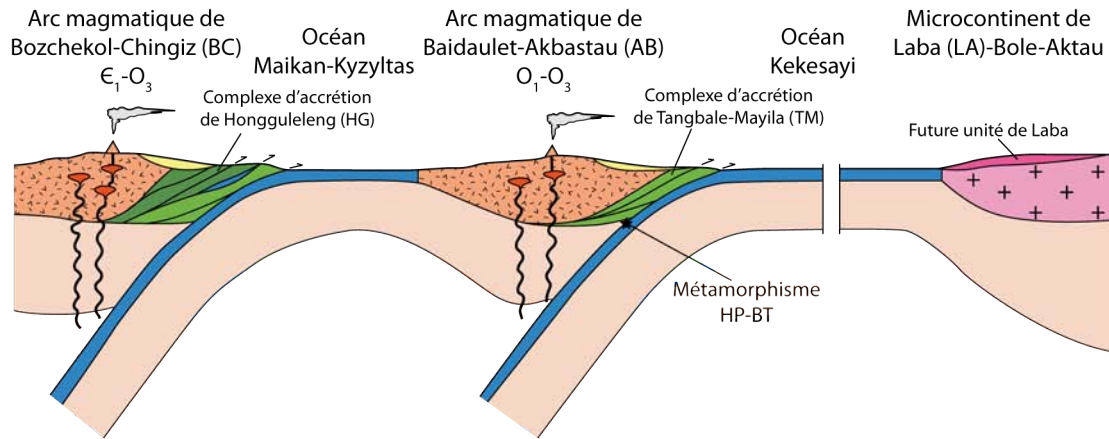
L'histoire débute probablement à la fin du Néoprotérozoïque avec la fragmentation du supercontinent Rodinia et l'ouverture de l'Océan Paléoasiatique. Dans le Junggar Occidental, les plus anciennes reliques de croûte océaniques sont d'âge Cambrien (**Jian et al., 2005**), mais les âges modèles hafnium de certains zircons magmatiques des plutons carbonifères de l'arc de Sawuer suggèrent une source juvénile néoprotérozoïque.

### B.1 Ordovicien moyen.

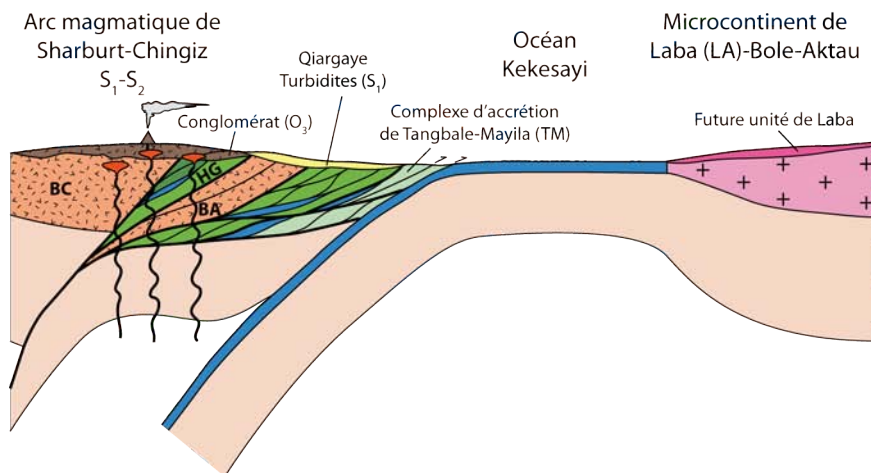
Deux systèmes d'arc insulaires se sont développés au sein de l'Océan Paléoasiatique (*Fig. 8.B.1a*). Au nord (coordonnées actuelles), l'Océan Maikan-Kyzyltas est en subduction sous l'arc de Chingiz-Bozchekul. Dans le Junggar Occidental, aucun critère cinématique ne permet de caractériser la polarité de cette subduction, mais, sur la base de corrélations avec le Kazakhstan, l'agencement des unités est en faveur d'une subduction vers le nord (*c.f.* chapitre 5). Un complexe d'accrétion contenant notamment les mélanges ophiolitiques de Hongguleleng, Kujibai, Hobuksar et Bayanhe s'est développé le long de l'arc insulaire de Chingiz-Bozchekul. Dans le Junggar Occidental, la subduction de l'Océan est documentée à l'Ordovicien moyen, mais cette dernière semble avoir commencé dès le Cambrien dans l'actuel Kazakhstan Oriental (**Degtyarev & Ryazantsev, 2007**). Le second système de subduction est représenté par l'Océan Kekesayi (**Buckman & Aitchison, 2004**) qui disparaît partiellement par subduction sous l'arc insulaire de Bidaulet-Akbastau pendant l'Ordovicien. Ce dernier, bien représenté au Kazakhstan, est masqué sous les dépôts Dévono-Carbonifères de le Junggar Occidental, à l'exception du complexe de Suyuenka dans la région de Tangbale. Cependant, les zircons magmatiques ordoviciens dans les turbidites siluriennes de Mayila et Tangbale suggèrent la présence à proximité d'un arc ordovicien. La subduction de l'Océan Kekesayi est à l'origine du développement des complexes d'accrétion de Mayila et Tangbale. Dans l'état actuel des connaissances, nous considérons Mayila et Tangbale comme deux

segments d'un même complexe d'accrétion. Cependant, l'hypothèse d'un bassin d'arrière-arc de Mayila, contemporain de l'Océan Kekesayi (**Buckman & Aitchison, 2004**) ne peut être écartée.

A) Ordovicien moyen (470-460 Ma)



B) Silurien inférieur (440-430 Ma)



C) Dévonien inférieur (415-405 Ma)

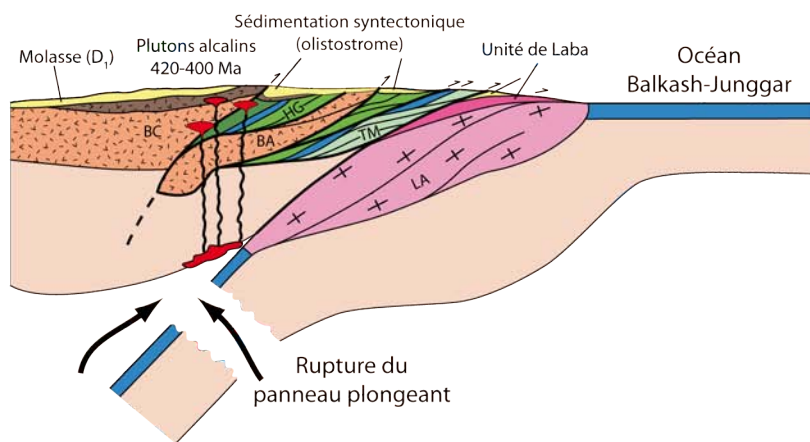


Figure 8.B.1 Schéma d'évolution géodynamique du Junggar Occidental au Paléozoïque inférieur. Les collisions successives d'un arc, puis d'un microcontinent permettent la croissance de la marge du Junggar Occidental, et la consolidation du microcontinent kazakh.

## B.2 Silurien inférieur

La fermeture de l'Océan Maikan-Kyzyltas entraîne la collision entre l'arc de Baidalet-Akbastau et le complexe d'accrétion bordant l'arc de Chingiz-Bozchekul (*Fig. 8.B.1b*). Les déformations liées à cette collision sont scellées par les conglomérats de l'Ordovicien terminal qui remanient des fragments des mélanges ophiolitiques. Plus au sud, la subduction de l'Océan Kekesayi continue sous la marge du Junggar Occidental (*Fig. 8.B.2*). Elle entraîne le développement d'un magmatisme d'arc dans les régions de Sharburt et de Xiemisitai, ainsi qu'une expansion frontale du prisme de Tangbale-Mayila marquée par le dépôt des turbidites des formations de Mayila et de Qiargaye dans le bassin d'avant-arc et au niveau de la fosse.

## B.3 Dévonien inférieur

La fermeture de l'Océan Kekesayi entraîne la collision du microcontinent Laba avec la marge du Junggar Occidental (*Fig. 8.B.1c*). Ce microcontinent, constitué d'un socle précambrien et d'une couverture paléozoïque s'est individualisé avec la fragmentation du supercontinent Rodinia au Néoprotérozoïque. La collision est marquée par le développement d'une tectonique tangentielle et un empilement des unités enracinées dans la zone de suture de l'océan Kekesayi. Cette tectonique de nappes permet l'exhumation des parties profondes du mélange, qui s'accompagne d'une rétro-morphose dans le faciès Schistes Verts. Une sédimentation syn-tectonique caractérise la période de la fin du Silurien au début du Dévonien, avec la mise en place d'olistostrome et de molasse scellant la déformation pré-dévonienne. Dans la région de Laba, la présence de zircons précambriens dans l'enregistrement détritique indique la proximité d'un microcontinent. Dans la région de Sharburt-Xiemisitai, le magmatisme d'arc est remplacé par du magmatisme alcalin intraplaque, probablement lié à la rupture du panneau lithosphérique plongeant qui entraîne une remontée de magma asthénosphérique (*Fig. 8.B.1c*).

La collision du bloc de Laba scelle la fin d'un premier cycle orogénique. Cependant, le rapprochement relatif des cratons Tarim, Siberia et Baltica, initié au Paléozoïque inférieur continue et cette convergence est à l'origine du développement d'un second cycle orogénique d'âge Dévono-Carbonifère et marqué par l'émergence de nouvelles zones de subduction.



#### B.4 Dévonien supérieur

Cette période est marquée par le développement de deux nouvelles zones de subductions et la mise en place d'arcs magmatiques sur le substratum paléozoïque inférieur (*Fig. 8.B.2a*). Dans la partie nord, la subduction de l'Océan Ob-Zaisan sous l'arc de Sawuer est à l'origine de la formation du complexe d'accrétion de l'Irtysh comprenant le mélange de Kokeshentan. Dans la partie sud, la subduction de l'Océan Balkash-Junggar sous la marge Paléozoïque inférieur du Junggar Occidental entraîne la formation de l'arc magmatique de Barlieke et du complexe d'accrétion de West Karamay. Dans les modèles précédents, des contextes d'avant-arc (**Buckman & Aitchison, 2004 ; Zhang et al., 2011a**) ou d'arrière-arc (**Yang et al., 2011**) ont été avancés pour expliquer les caractéristiques géochimiques de certains blocs mafiques des mélanges ophiolitiques de Dalabute et Karamay. Dans le modèle présenté, l'ouverture de bassin d'avant-arc, qui requiert une extension de la plaque supérieure suite au retrait vers l'océan du panneau plongeant (*Fig. 8.B.2a*), n'est pas exclue, mais à l'heure actuelle aucune donnée structurale ne permet d'étayer cette hypothèse.

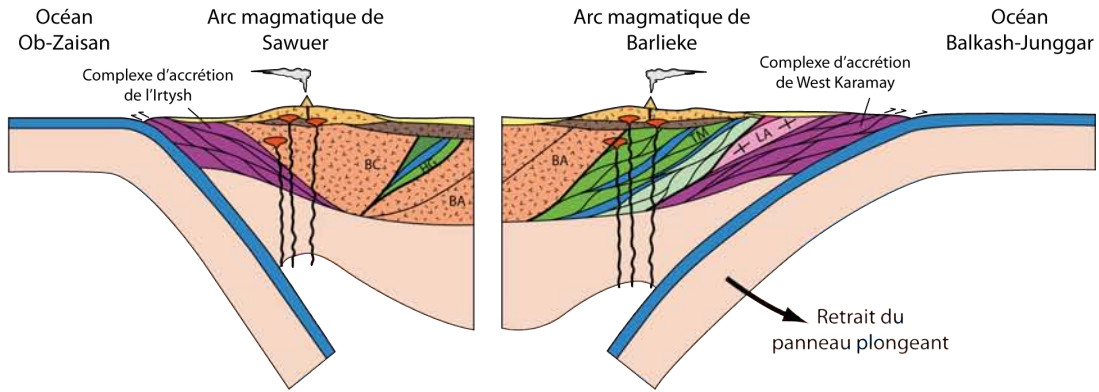
#### B.5 Carbonifère inférieur

Durant cette période, les subductions, initiées au Dévonien moyen, continuent à contribuer à la formation des complexes d'accrétion. Dans le complexe de West Karamay, le développement des mélanges de Dalabute et de Karamay se fait grâce notamment à l'incorporation d'éléments de la plaque océanique tels que les guyots et la plate-forme associée (*Fig. 8.B.2b*). L'extension du complexe d'accrétion est cependant mal contrainte puisque l'enregistrement sédimentaire reste incomplet. Des processus d'ablation du prisme pourraient notamment être envisagés pour expliquer la présence limitée de turbidites dévoniennes. Au niveau de la plaque supérieure, les épanchements de l'arc actif recouvrent les produits plus anciens du magmatisme d'arc. Des basins sédimentaires recueillant une sédimentation carbonatée et détritique, principalement alimentée par l'érosion de l'arc se développent en périphérie de l'arc magmatique.

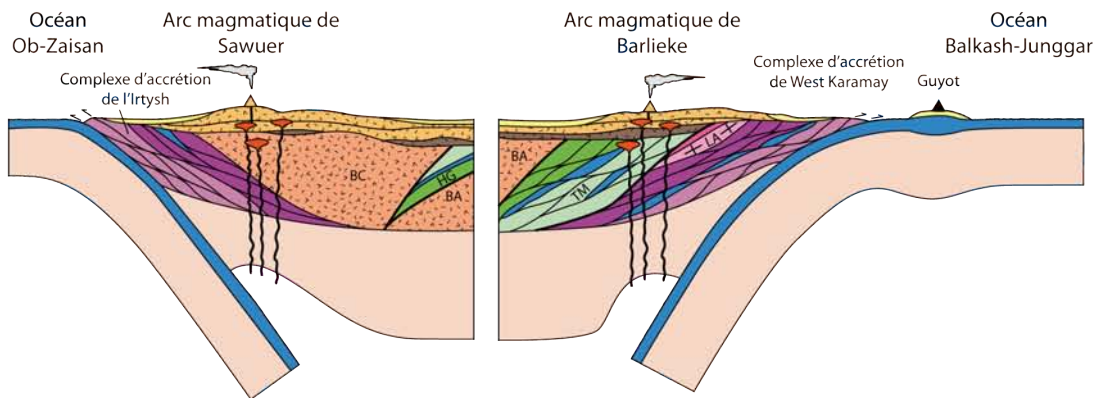
#### B.6 Carbonifère supérieur

Dans la partie nord, la fermeture de l'Océan Ob-Zaisan entraîne la collision entre la marge nord du Junggar Occidental et le microcontinent Altai composé d'un substratum précambrien et d'une couverture paléozoïque (unité de Kalpa-Naryn, **Buslov et al., 2004**) (*Fig. 8.B.2c*). La collision est modérée, car vraisemblablement oblique. La zone de suture

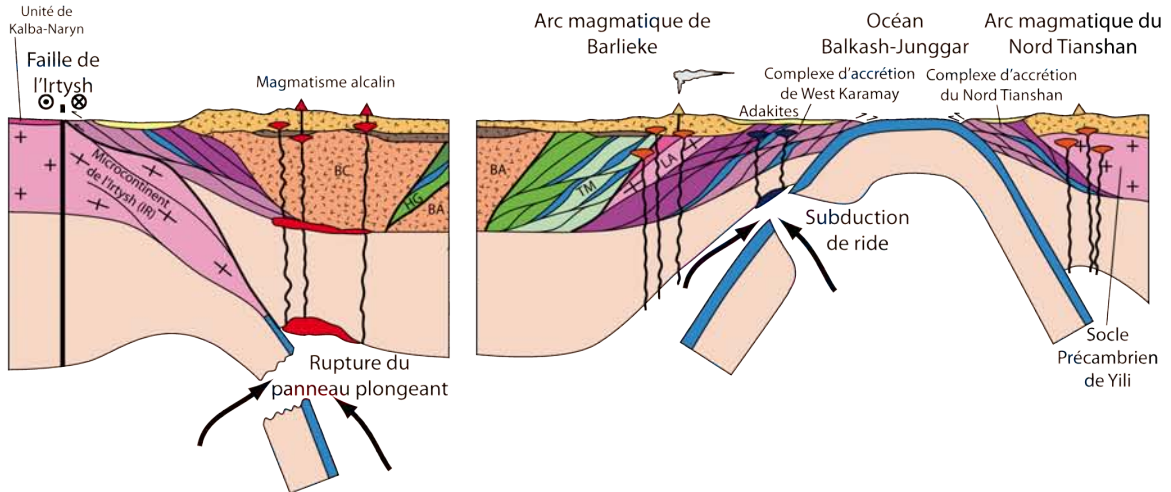
A) Dévonien supérieur (385-375 Ma)



B) Carbonifère inférieur (350-340 Ma)



C) Carbonifère supérieur (320-310 Ma)



D) Permien inférieur (280-270 Ma)

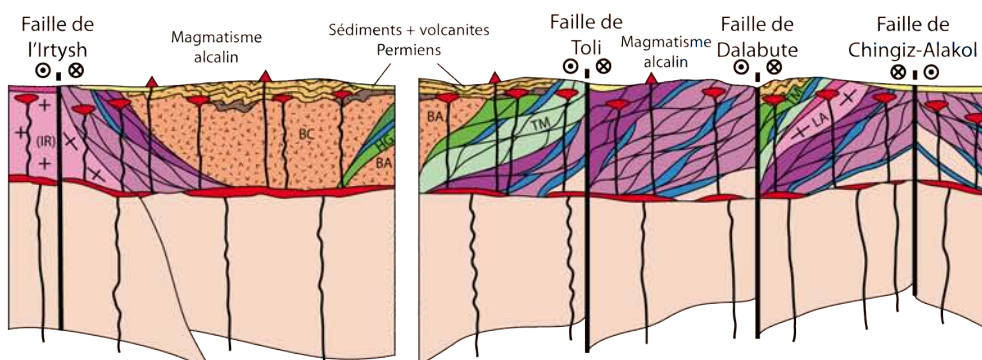


Figure 8.B.2 Schéma d'évolution géodynamique du Junggar Occidental au Paléozoïque supérieur. Les subductions océaniques sur les bordures nord et sud du Junggar Occidental contribuent à la croissance de la croûte continentale. L'amalgamation finale entre le Junggar Occidental et les blocs avoisinants est un processus diachrone, caractérisé par l'évolution d'une zone de convergence oblique vers système décrochant.

évolue rapidement en un système de failles décrochantes: faille de l'Irtysh (**Laurent-Charvet et al., 2002 ; 2003**). Le mouvement senestre estimé à plusieurs centaines de kilomètres entraîne une déformation intense des terrains paléozoïques, qui masquent la structure pré-carbonifère supérieur. La collision s'accompagne d'une modification du chimisme des magmas. Ces intrusions alcalines, se mettent en place en réponse à la rupture du panneau lithosphérique plongeant qui est à l'origine d'une remontée de magma asthénosphérique. Dans la partie sud du Junggar Occidental, la formation de la virgation du Kazakhstan entraîne des rotations relatives entre les différents segments de la marge active de l'Océan Junggar-Balkash. Ces rotations engendrent une redistribution de la paléogéographie régionale et le développement d'une subduction oblique de l'Océan Junggar-Balkash par rapport à la marge sud du Junggar Occidental. Cette convergence oblique entraîne une déformation transpressive dans la plaque supérieure. Sur la base d'intrusions adakitiques au sein du complexe d'accrétion, la subduction de la ride est aussi envisagée et favorisée par la subduction oblique de la plaque océanique (*Fig. 8.B.2c*).

#### B.7 Permien inférieur

A la fin du Carbonifère supérieur, la subduction oblique de l'Océan Junggar-Balkash évolue vers un régime purement transcurrent, caractérisé par un système de failles décrochantes qui permettent l'accolement des deux marges actives (Junggar Occidental et Tianshan du Nord) (*Fig. 8.B.2d*). Dans le Junggar Occidental, La déformation transcurrente se manifeste par le déplacement latéral des unités le long d'accidents sénestres et une réorganisation de la géométrie des terrains paléozoïques. Ces failles contrôlent également le développement de bassins sédimentaires de type demi-graben ou *pull-apart* qui recueillent les produits d'érosion de la chaîne. Cette sédimentation est accompagnée par des épanchements volcaniques à chimie alcaline. Ce magmatisme alcalin est aussi caractérisé par la mise en place d'intrusions plutoniques dans l'ensemble des terrains du Junggar Occidental. Ces magmas sont produits par la fusion de la croûte inférieure rendue possible grâce à un sous placage de magmas d'origine mantellique (*Fig. 8.B.2d*). Plusieurs hypothèses sont envisagées pour expliquer cette remontée d'asthénosphère : 1) la présence de panache mantellique à l'origine des *LIPs* (*Large Igneous Province*) permien de Sibérie et du Tarim et 2) la

délamination lithosphérique en réponse à la rupture des panneaux plongeants. Les processus de différenciation magmatiques conduisent à une diversité des lithologies de ces intrusions depuis des termes basiques, d'origine strictement mantellique, jusqu'à des roches acides très différenciées.

Le modèle proposé dans cette étude est assez proche de celui présenté par **Buckman & Aitchison (2004)**, mais en s'appuyant sur de nouvelles données géochronologiques et structurales, il permet de mieux contraindre la géométrie des unités et la chronologie des événements géologiques. Sur la base de nouvelles données géochronologiques, géochimiques et structurales, deux cycles orogéniques sont mis en évidence, ce qui n'est pas en accord avec les modèles monocycliques (**Wang et al., 2003 ; Xiao et al., 2008**). Enfin, ce scénario propose plusieurs mécanismes pour expliquer l'arrêt de la subduction, phénomène jusque là très mal documenté.

## **C Place du Junggar Occidental dans le cadre des Altaïdes Occidentales**

Les scénarios géodynamiques proposés jusqu'à présent ne regardent pas les éventuelles corrélations entre le Junggar Occidental et les domaines adjacents (Tianshan, Kazakhstan, Junggar Oriental). Dans certains cas (**Xiao et al., 2010**), le Junggar Occidental était considéré comme un arc insulaire complexe au sein de l'Océan Paléo-asiatique, complètement indépendant du cadre régional. Cependant, les contraintes cinématiques issues des données paléomagnétiques et la comparaison entre les unités des différents domaines d'Asie Centrale semblent indiquer que l'évolution du Junggar Occidental s'inscrit dans le scénario géodynamique de l'Asie Centrale.

### **C.1 Relations Junggar Occidental -Kazakhstan**

Il existe une continuité géométrique des terrains et des structures d'âge Paléozoïque supérieur entre le Junggar Occidental et le Kazakhstan. Dans la partie septentrionale, le complexe d'accrétion et l'arc de Sawuer se poursuivent au nord-ouest le long de la faille de l'Irtysh et sont corrélés respectivement avec les unités de la zone de Chara et de Zharma (**Buslov et al., 2004**). L'ensemble forme l'actuelle chaîne plissée de Zaisan qui résulte de la fermeture par subduction vers le SW de l'Océan Ob-Zaisan jusqu'au Carbonifère supérieur. Dans la partie méridionale, il existe aussi une continuité entre l'arc magmatique de Barlieke et la ceinture volcanique interne (IVB) d'âge Dévonien moyen à Carbonifère supérieur. Cette dernière enferme un complexe d'accrétion peu étudié, d'âge Paléozoïque supérieur, qui pourrait représenter un analogue de l'unité de West Karamay. Bien qu'il n'existe actuellement pas de données cinématiques sur les roches anté-carbonifères, les corrélations stratigraphiques et magmatiques semblent indiquer que le Junggar Occidental appartenait au segment NE de la virgation kazakh. Le développement du décrochement dextre de Chingiz-Alakol-Nord Tianshan à la fin du Carbonifère entraîne une rotation relative du Junggar Occidental par rapport au nord-est du Kazakhstan et l'individualisation du massif.

Il n'existe aucune continuité dans le Junggar Occidental de la ceinture volcanique externe (OVB) d'âge Dévonien inférieur, bien développé au Kazakhstan. L'absence de subduction à cette époque peut s'expliquer par la présence de l'épisode de collision entre le microcontinent Laba et la marge du Junggar Occidental. Cette collision est probablement diachronique car il semble que les blocs d'Aktau et de Bole, équivalents du bloc de Laba aient été amalgamés au reste du microcontinent kazakh à la fin de l'Ordovicien et au cours du Silurien.







du bloc de Laba, aucun zircon précambrien n'est présent dans les séquences détritiques du Junggar Occidental. Le modèle géodynamique proposé est en faveur de l'hypothèse d'un microcontinent kazakh. Ce dernier s'est formé par le biais de multiples collisions d'arc insulaires et de microcontinents depuis le Cambrien jusqu'au Dévonien. La collision du bloc de Laba, enregistrée au début du Dévonien dans le Junggar Occidental semble être l'épisode terminal de la formation du microcontinent kazakh.

### C.2 Relations Junggar Occidental -Tianshan

A l'origine, le Junggar Occidental et le Tianshan représentait deux entités relativement éloignées, comme l'atteste la différence significative de paléolatitudes au Carbonifère supérieure. Cependant, comme ces deux domaines représentent deux segments de la marge active de l'Océan Balkash Junggar, le développement de la virgation du Kazakhstan entraîne leur rapprochement au fur et à mesure de la disparition de l'océan par subduction. L'évolution de la convergence oblique en un régime transcurrent entraîne la juxtaposition des deux domaines à la fin du Paléozoïque, le long d'accidents décrochants dextres. Cependant, les mouvements relatifs entre les deux blocs sont encore significatifs au Permien et, c'est seulement à partir du début du Trias que le bloc Junggar acquiert sa rigidité.

### C.3 Relations Junggar Occidental – Junggar Oriental

Une corrélation directe entre les domaines occidentaux et orientaux du Junggar a été proposée par **Wang et al. (2003)**. Cette hypothèse est uniquement basée sur la similarité des âges des blocs au sein des mélanges ophiolitiques de Hongguleleng, Mayila, Tangbale et Dalabute dans l'Ouest Junggar et Aermentai et Kelameili dans le Junggar Oriental. Il est cependant difficile de conclure sur une éventuelle corrélation entre les unités d'âge Paléozoïque inférieur, puisque, dans le Junggar Oriental, les terrains pré-dévonien sont limités au mélange ophiolitique d'Aermentai contenant des blocs d'âge cambrien, à des calcaires ordoviciens et à des laves siluriennes. De plus, les relations entre ces terrains et les unités dévoniennes à carbonifères ne sont d'ailleurs pas clairement établies.

Les relations entre les unités d'âge paléozoïque supérieure du pourtour du bassin du Junggar sont aussi matière à débats. Dans la partie nord du Junggar Oriental, l'unité de l'Irtysh représente la continuité du complexe d'accrétion de l'Irtysh du nord du Junggar Occidental, le mélange de Kuerti étant un équivalent du mélange de Kokeshentan (**Xiao et al., 2004 ; 2009b**) ou des mélanges de la zone de Chara (**Buslov et al., 2004**). Ces unités sont limitées au sud par des arcs dévono-carbonifères (Zharma et Sawuer à l'Ouest et Dulate à

l'Est). Le problème majeur pour une éventuelle corrélation réside dans la direction de la subduction océanique au cours du Paléozoïque. Dans le Junggar Occidental et dans le nord-est du Kazakhstan, une subduction vers le SW de l'Océan Ob-Zaisan est proposée (**Buslov et al., 2004**), mais **Xiao et al. (2004, 2009b)** suggèrent une polarité différente (vers le NE) de la subduction dans le Junggar Oriental. Cette configuration est assez semblable à celle du sud du Tianshan, où des directions de subduction opposées sont proposées (**Charvet et al., 2011**). Contrairement au sud du Tianshan, où la faille de Talas-Fergana représente une limite majeure entre les deux domaines cinématiques, il existe une continuité apparente entre les unités du nord du Junggar, et la difficulté à corréler les deux domaines s'explique surtout par l'absence de contraintes structurales. En effet, ces régions ont été très affectées par la tectonique décrochante permienne qui masque les structures contemporaines des épisodes de subduction et/ou de collision. Dans le Junggar Oriental, la tectonique décrochante ne se limite pas uniquement au couloir cisailant de l'Irtysh, car il existe de nombreuses failles satellites qui perturbent la géométrie de la chaîne.

L'absence de consensus sur la chronologie et les mécanismes de la collision finale empêche aussi les corrélations entre Junggar Occidental et Oriental. Dans le scénario géodynamique proposé par **Xiao et al. (2009b)**, la subduction de l'Océan Junggar continue au Permien. L'amalgamation entre Tianshan Oriental et Junggar Oriental est attribuée au Trias sans toutefois d'indication sur les mécanismes de juxtaposition (collision, collage...). Dans l'état actuel des connaissances, il est donc difficile de proposer des corrélations entre Junggar Occidental et Oriental. De nouvelles données stratigraphiques et structurales sont nécessaires, notamment dans le Junggar Oriental, afin d'établir un schéma général d'évolution des Altaïdes Occidentales.

## **D Mécanismes et chronologie de la croissance de la croûte continentale**

Jusqu'à présent, les études sur la croissance de la croûte continentale dans le Junggar Occidental étaient essentiellement concentrées sur la croissance verticale permienne, caractérisée par la mise en place d'un important volume de magmas issus de la fusion partielle de la croûte inférieure juvénile (**Chen & Jahn, 2004 ; Jahn, 2004**). En apparence, ce recyclage intercrustal de matière ne traduit pas d'augmentation du volume totale de croûte continentale, mais la fusion de la croûte inférieure est rendu possible grâce au sous-plaquage de magma mantellique et donc au transfert de matériaux mantelliques dans la croûte.

La mise en évidence de l'évolution géodynamique des chaînes du Junggar Occidental met en lumière l'importance de la croissance crustale horizontale pré-Permienne. L'accrétion frontale et le sous plaquage de matériaux d'origine océanique contribuent de manière mineure à la croissance du Junggar Occidental, puisque les complexes d'accrétions sont essentiellement composés de turbidites qui sont issues de l'érosion de la marge active. La croissance de cette marge est principalement assurée par le magmatisme d'arc juvénile. Episodiquement la subduction de ride et l'ouverture de bassin d'avant-arc ou d'arrière-arc peuvent aussi contribuer au transfert de matériaux d'origine mantellique dans la croûte. Le piégeage de la lithosphère océanique dans la croûte, proposée par **Carroll et al. (1990)**, semble aussi un mécanisme important pour la croissance de la croûte juvénile. Cependant, ce phénomène ne peut être réalisé que dans un contexte dynamique tel que l'évolution d'une zone de convergence oblique vers un régime transcurrent et non dans un environnement statique, comme le suggéraient **Hsü (1988)** et **Carroll et al. (1990)**.

Il n'existe aucune évidence de contamination des magma par de la croûte précambrienne, uniquement représentée par le microcontinent de Laba. Cependant le recyclage de la croûte juvénile est effectif tout au cours du Paléozoïque, non seulement par le magmatisme d'arc mais aussi lors d'un épisode magmatique intraplaque consécutif à la collision du microcontinent de Laba au Dévonien inférieur. Ces travaux supportent ainsi une croissance discontinue de la croûte continentale essentiellement dominée par un mécanisme de croissance horizontale, mais entrecoupée par des épisodes de croissance verticale. Si au Permien, certaines données semblent indiquer le rôle prépondérant des panaches mantelliques dans la genèse de magma juvénile, la croissance crustale des Altaïdes au cours du Paléozoïque semble essentiellement être contrôlée par le géodynamique régionale.



---

## CONCLUSION ET PERSPECTIVES

---

L'évolution géodynamique des Altaïdes et la formation de la croûte continentale d'Asie Centrale restent des problèmes scientifiques majeurs dans la connaissance des phénomènes orogéniques. Ce vaste domaine est considéré comme le résultat de processus d'accrétion, mais les modèles actuellement avancés décrivent une évolution à grande échelle difficilement corrélable avec la réalité géologique. A travers cette étude pluridisciplinaire, il a été possible de caractériser l'architecture et les mécanismes de formation d'une chaîne d'accrétion (Junggar Occidental). La reconstruction géodynamique proposée s'intègre dans un scénario régional d'évolution à l'échelle des Altaïdes Occidentales et apporte de nouvelles contraintes sur la chronologie de la croissance de la croûte continentale en Asie Centrale au cours du Paléozoïque. Cette étude a permis d'aboutir aux conclusions suivantes :

- Les roches présentes ont majoritairement été formées dans un contexte de subduction. L'absence d'une collision de type alpin à grande échelle a permis de préserver ces lithologies. Le Junggar Occidental, et par conséquent les Altaïdes, représentent ainsi un laboratoire naturel pour étudier la formation et l'évolution des chaînes d'accrétion.
- L'architecture des chaînes d'accrétion d'Asie Centrale reste cependant complexe, car elle résulte des interactions entre les déformations paléozoïques syn à post accrétion et la réactivation des chaînes en domaine intracontinental. Ce travail a exploré les relations entre ces différents épisodes tectoniques et a permis d'estimer le rôle prépondérant des décrochements permien dans la réorganisation de la géométrie de l'Asie Centrale.
- Le modèle géodynamique proposé intègre les données disponibles dans la littérature et les contraintes cinématiques, géochronologiques, géochimiques et structurales apportées par cette étude pluridisciplinaire. De plus, ce scénario d'évolution polycyclique documente deux mécanismes de consolidation des chaînes d'accrétion du Junggar Occidental en réponse à l'interruption de la subduction : la collision d'arc ou de microcontinent et l'évolution d'une convergence oblique vers un régime tectonique transcurrent.
- Les corrélations géologiques entre le Junggar Occidental et les blocs avoisinants permettent de replacer le modèle géodynamique du Junggar Occidental dans le cadre général des Altaïdes. L'hypothèse d'une évolution polycyclique à grande échelle est aussi avancée avec la formation du microcontinent kazakh dont le Junggar Occidental représente

l'extrémité orientale. Le moteur de cette évolution semble être le mouvement relatif des différents cratons (Sibérie, Baltica, Tarim), qui contrôle la cinématique et la chronologie de la fermeture des domaines océaniques intermédiaire durant le Paléozoïque.

- Le Junggar Occidental est essentiellement formé par une croûte continentale d'origine juvénile. A l'exception du microcontinent de Laba, la croûte précambrienne a peu ou pas contribué à la croissance crustale du Junggar Occidental. Si le transfert de matériaux mantelliques dans la croûte est un phénomène récurrent dans l'histoire paléozoïque, la croûte juvénile a aussi été largement recyclée par les événements magmatiques ultérieurs (magmatisme d'arc et intraplaque). Bien qu'il soit difficile de proposer un taux de croissance crustale, le magmatisme d'arc apparaît comme le processus dominant la formation de la croûte.

- La coexistence d'épisodes de croissance horizontale dominée par le magmatisme d'arc et d'épisodes de croissance verticale caractérisée par le magmatisme intra-plaque indique une croissance de la croûte continentale en plusieurs étapes. Ces résultats impliquent que l'évolution géodynamique régionale joue un rôle prépondérant dans la croissance de la croûte continentale en Asie Centrale.

La diversité des modèles géodynamiques proposés jusqu'à maintenant reflète non seulement la complexité de la structure régionale et des processus impliqués, mais surtout un cloisonnement des données issues de disciplines considérés comme indépendantes. Néanmoins, l'approche utilisée dans cette étude souligne la nécessité de croiser certains domaines de compétence afin d'obtenir une reconstruction plus réaliste du puzzle orogénique. Les résultats obtenus dans cette thèse permettent d'éclaircir certaines interrogations concernant les chaînes d'accrétions de l'Asie Centrale, mais ce travail soulève aussi de nombreuses questions. La mise en évidence de multiples zones de subductions, actives sur des périodes de plusieurs dizaines de millions d'années, questionne sur la dynamique de ces zones de convergence. L'ablation du prisme, couramment observée dans les subductions modernes doit être envisagée et des études stratigraphiques détaillées pourraient permettre d'explorer cette question, bien qu'il soit difficile d'évaluer les volumes disparus de matière. L'estimation de la part de l'ablation est cependant nécessaire pour caractériser l'équilibre entre croissance et recyclage de la croûte. Ce travail pose aussi la question des éventuelles corrélations régionales, qui ont souvent été ignorées. Dans le cas du Junggar Occidental et du Junggar Oriental, la difficulté des corrélations repose essentiellement sur l'absence de données de détail sur la stratigraphie des terrains et l'architecture des chaînes d'accrétion, car les données



géologiques et structurales ont souvent été délaissées au profit de données géochronologiques et géochimiques. Les futures études se doivent donc d'apporter des contraintes de terrain, afin d'exploiter au mieux le laboratoire naturel qu'est l'Asie Centrale.



---

**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**


---

**A**

- ABDULLIN, A.A., VOLKOV, V.M., SCHERBA, G.N., 1980. Chu-Ili Ore Belt. Nauka, Alma-ata. 503 pp. (in Russian).
- ABRAJEVITCH, A., VAN DER VOO, R., BAZHENOV, M.L., LEVASHOVA, N.M., MCCAUSLAND, P.J.A., 2008. The role of the Kazakhstan orocline in the late Palaeozoic amalgamation of Eurasia. *Tectonophysics*, **455**, 61-76.
- ABRAJEVITCH, A.V., VAN DER VOO, R., LEVASHOVA, N.M., BAZHENOV, M.L., 2007. Paleomagnetism of the mid-Devonian Kurgasholak Formation, Southern Kazakhstan: Constraints on the Devonian paleogeography and oroclinal bending of the Kazakhstan volcanic arc. *Tectonophysics*, **441**, 67-84.
- ADAMS, C.J., CAMPBELL, H.J., GRIFFIN, W.R., 2007. Provenance Comparisons of Permian to Jurassic Tectonostratigraphic Terranes in New Zealand: Perspectives from detrital zircon age patterns. *Geological Magazine*, **144**, 701-729.
- AITCHISON, J.C., IRELAND, T.R., BLAKE, J.M.C., FLOOD, P.G., 1992. 530 Ma zircon age for ophiolite from New England orogen: oldest rocks known from eastern Australia. *Geology*, **20**, 125-128.
- ALEXEIEV, D.V., COOK, H.E., BUVTYSHKIN, V.M., GOLUB, L.Y., 2009. Structural evolution of the Ural-Tian Shan junction: A view from Karatau ridge, South Kazakhstan. *Comptes Rendus Geoscience*, **341**, 287-297.
- ALEXEIEV, D.V., RYAZANTSEV, A.V., KRÖNER, A., TRETYAKOV, A.A., XIA, X., LIU, D.Y., 2010. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan. *Journal of Asian Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jseas.2010.09.004, **in press**.
- ALEXUYUTIN, M.V., BACHTADSE, V., ALEXEIEV, D.V., NIKITINA, O.I., 2005. Palaeomagnetism of Ordovician and Silurian rocks from the Chu-Yili and Kendyktas Mountains, South Kazakhstan. *Geophysical Journal International*, **162**, 321-331.
- ALLEN, C.R., 1965. Transcurrent faults in continental areas - A symposium on continental drift. *Philosophical Transaction of the Royal Society London serie A*, **258**, 82-89.
- ALLEN, M.B., ANDERSON, L., SEARLE, R.C., BUSLOV, M., 2006. Oblique rift geometry of the West Siberian Basin: tectonic setting for the Siberian flood basalts. *Journal of the Geological Society*, **163**, 901-904.
- ALLEN, M.B., SENGOR, A.M.C., NATALIN, B.A., 1995. Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central-Asia. *Journal of the Geological Society*, **152**, 327-338.
- ALLEN, M.B., VINCENT, S.J., 1997. Fault reactivation in the Junggar region, northwest China: the role of basement structures during Mesozoic-Cenozoic compression. *Journal of the Geological Society*, **154**, 151-155.
- ALLEN, M.B., WINDLEY, B.F., ZHANG, C., 1993. Paleozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, Central Asia. *Tectonophysics*, **220**, 89-115.
- ALLEN, R., CARTER, A., NAJMAN, Y., BANDOPADHYAY, P.C., CHAPMAN, H.J., BICKLE, M.J., GARZANTI, E., VEZZOLI, G., ANDO, S., FOSTER, G.L., GERRING, C., 2008. New constraints on the sedimentation and uplift history of the Andaman-Nicobar accretionary prism, South Andaman Island, in: DRAUT, A., CLIFT, P.D., SCHOLL, D.W., eds., Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones. Geological Society of America, Special Paper **436**, 223-256.
- ALVAREZ-MARRON, J., BROWN, D., PEREZ-ESTAUN, A., PUCHKOV, V., GOROZHANINA, Y., 2000. Accretionary complex structure and kinematics during Paleozoic arc-Continent collision in the southern Urals. *Tectonophysics*, **325**, 175-191.
- AMATO, J.M., PAVLIS, T.L., 2010. Detrital zircon ages from the Chugach terrane, southern Alaska, reveal multiple episodes of accretion and erosion in a subduction complex. *Geology*, **38**, 459-462.

- AMELIN, Y., LEE, D.-C., HALLIDAY, A.N., PIDGEON, R.T., 1999. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons. *Nature*, **399**, 252-255.
- AN, F., ZHU, Y.F., 2009. SHRIMP U-Pb zircon ages of tuff in Baogutu Formation and their geological significances. *Acta Petrologica Sinica*, **25**, 1437-1445 (in Chinese).
- ANDERSEN, T., 2002. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report  $^{204}\text{Pb}$ . *Chemical Geology*, **192**, 59-79.
- ANDERSON, T., 2005. Detrital zircon as tracers of sedimentary provenance; limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Chemical Geology*, **216**, 249-270.
- AOKI, Y., TAMANO, T., KATO, S., 1982. Detailed structure of the Nankai Trough from migrated seismic sections. American Association of Petroleum Geologists Memoir 34, 309-322.
- ARGAND, E., 1924. La tectonique de l'Asie. Extrait du Compte-rendu du XIIIe Congrès géologique international 1922 (Liège), 1, 171-372.
- ARMSTRONG, R.L., 1988. Mesozoic and Cenozoic magmatic evolution of the Canadian Cordillera, in: CLARK, S.P., JR., BURCHFIEL, B.C., SUPPE, J., eds., Processes in continental lithospheric deformation. Geological Society of America, Special Paper **218**, 55-91.
- ARMSTRONG, R.L., 1991. The persistent myth of crustal growth. *Australian Journal of Earth Sciences*, **38**, 613-630.
- AVDEEV, A.V., 1984. Ophiolite zones and the geologic history of Kazakhstan from the mobilist standpoint. *International Geology Review*, **26**, 995-1005.
- AVOUAC, J.-P., TAPPONNIER, P., 1993. Kinematic model of active deformation in central Asia. *Geophysical Research Letters*, **20**, 895-898.
- AVOUAC, J.-P., TAPPONNIER, P., BAI, M., YOU, H., WANG, G., 1993. Active thrusting and folding along the northern Tien-Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 6755-6804.

## B

- BADARCH, G., CUNNINGHAM, W.D., WINDLEY, B.F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**, 87-110.
- BAHLBURG, H., VERVOORT, J.D., DU FRANE, S.A., AUGUSTSSON, C., REIMANN, C., 2009. Timing of crust formation and recycling in accretionary orogens: Insights learned from the western margin of South America. *Earth Science Reviews*, **97**, 215-241.
- BAILEY, J.C., 1981. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites. *Chemical Geology*, **32**, 139-154.
- BAILEY, R.C., HALLS, H.C., 1984. Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from remagnetization circle and direct observational data. *Journal of Geophysics*, **54**, 174-182.
- BAKER, D.R., CONTE, A.M., FREDA, C., OTTOLINI, L., 2002. The effect of halogens on Zr diffusion and zircon dissolution in hydrous metaluminous granitic melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **142**, 666-678.
- BALLANCE, P.F., SCHOLL, D.W., VALLIER, T.L., STEVENSON, A.J., RYAN, H., HERZER, R.H., 1989. Subduction of a Late Cretaceous seamount of the Louisville Ridge at the Tonga Trench: A model of normal and accelerated tectonic erosion. *Tectonics*, **8**, 953-962.
- BALLY, A.W., 1975. A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences. Proceedings 9th World Petroleum Congress, Tokyo, **2**, 33-44.
- BANDALETOV, S.M., 1969. The Silurian of Kazakhstan. Nauka, Alma-Ata, 149 pp. (in Russian).
- BARTON, E.S., COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S., BRISTOW, J.W., HALLBAUER, D.K., SMITH, C.B., 1989. Provenance ages for the Witwatersrand Supergroup and the Ventersdorp Contact Reef: Constraints from ion microprobe U-Pb ages of detrital zircons. *Economic Geology*, **84**, 2012-2019.

- BAZHENOV, M.L., COLLINS, A.Q., DEGTYAREV, K.E., LEVASHOVA, N.M., MIKOLAICHUK, A.V., PAVLOV, V.E., VAN DER VOO, R., 2003. Paleozoic northward drift of the North Tien Shan (Central Asia) as revealed by Ordovician and Carboniferous paleomagnetism. *Tectonophysics*, **366**, 113-141.
- BEA, F., MONTERO, P., GONZALEZ-LODEIRO, F., TALAVERA, C., 2007. Zircon Inheritance Reveals Exceptionally Fast Crustal Magma Generation Processes in Central Iberia during the Cabro-Ordovician. *Journal of Petrology*, **48**, 2327-2339.
- BEAUMONT, C., ELLIS, S. PFIFFNER, A. 1999. Dynamics of sediment subduction – accretion at convergent margins: Short-term modes, long-term deformation, and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 17573-17601
- BECK, M.E., 1980. Paleomagnetic record of plate-margin tectonic processes along the western edge of North America. *Journal of Geophysical Research*, **85**, 7115-7131.
- BECK, M.E., 1983. On the mechanism of tectonic transport in zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, **93**, 1-11.
- BECK, M.E., 1986. Model for late Mesozoic-early Tertiary tectonics of coastal California and western Mexico, and speculations on the origin of the San Andreas fault. *Tectonics*, **5**, 49-64.
- BECK, M.E., 1991. Coastwise transport reconsidered: Lateral displacements in oblique subduction zones, and tectonic consequences. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **68**, 1-8.
- BECK, M.E., BURMESTER, R.R., DRAKE, R.E., RILEY, P.D., 1994. A tale of two continents: Some tectonic contrasts between the central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures. *Tectonics*, **13**, 215-224.
- BECK, S.L., ZANDT, G., MYERS, S.C., WALLACE, T.C., SILVER, P.G., DRAKE, L., 1996 Crustal-thickness variations in the central Andes. *Geology*, **24**, 407-410.
- BELOUSOVA, E., GRIFFIN, W., O'REILLY, S.Y., 2006. Zircon Crystal Morphology, Trace Element Signatures and Hf Isotope Composition as a Tool for Petrogenetic Modelling: Examples From Eastern Australian Granitoids. *Journal of Petrology*, **47**, 329-353.
- BELOUSOVA, E., GRIFFIN, W., O'REILLY, S.Y., FISHER, N., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**, 602-622.
- BELOUSOVA, E., KOSTITSYN, Y.A., GRIFFIN, W.L., BEGG, G.C., O'REILLY, S.Y., PEARSON, N.J., 2010. The growth of the continental crust: Constraints from zircons Hf-isotope data. *Lithos*, **119**, 457-466.
- BERRY, R.F., JENNER, G.A., MEFFRE, S., TUBRETT, M.N., 2001. A North American provenance for Neoproterozoic to Cambrian sandstones in Tasmania? *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 207-222.
- BERTHE, D., BRUN, J.-P., 1980. Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *Journal of Structural Geology*, **2**, 127-133.
- BERZIN, N.A., DOBRETSOV, N.L., 1994. Geodynamic evolution of southern Siberia in late Precambrian-early Paleozoic time, in: COLEMAN, R.G., ed., Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean. Proceedings 29th International Geological Congress, Utrecht, 53-70.
- BESSE, J., COURTILLOT, V., 1991. Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma, *Journal of Geophysical Research*, **96**, 4029-4050.
- BESSE, J., COURTILLOT, V., 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years. *Journal of Geophysical Research*, **107** (B11), 2300, doi:10.129/2000JB000050.
- BGMRXUAR (BUREAU OF GEOLOGY AND MINERAL RESSOURCES OF XINJIANG UYGUR AUTONOMOUS REGION), 1993. Regional Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region Geological Publishing House, Beijing. 841 pp. (in Chinese).
- BINGEN, B., AUSTRHEIM, H., WHITEHOUSE, M., 2001. Ilmenite as a source for zirconium during high-grade metamorphism? Textural evidence from the Caledonides of W. Norway and implications for zircon geochronology. *Journal of Petrology*, **42**, 355-375.
- BISKE, Y.S., 1996. Paleozoic Structure and History of the Southern Tian Shan. St. Peterburg University Publishing, St. Peterburg (in Russian).

- BISKE, Y.S., SELTMANN, R., 2010. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans, *Gondwana Research*, **17**, 602-613.
- BIZZARRO, M., BAKER, J. A., HAACK, H., ULFBECK, D., ROSING, M., 2003. Early history of Earth's crust-mantle system inferred from hafnium isotopes in chondrites. *Nature*, **421**, 931-933.
- BLAKE, M.C., JR., 1984. Franciscan geology of northern California. Pacific Section Society of Economic Mineralogists and Paleontologists, Los Angeles, 254 pp..
- BLAKE, M.C., JR., JAYKO, A.S., MCLAUGHLIN, R.J., UNDERWOOD, M.B., 1988. Metamorphic and tectonic evolution of the Franciscan complex, northern California, in ERNST, W.G., ed., *Metamorphism and Crustal Evolution of the Western United States*, Englewood Cliffs, 1036-1059.
- BLICHERT-TOFT, J., ALBARÈDE, F., 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, **148**, 243-258.
- BLICHERT-TOFT, J., CHAUVEL, C., ALBAREDE, F., 1997. Separation of Hf and Lu for high-precision isotope analysis of rock samples by magnetic sector multiple collector ICP-MS. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **127**, 248-260.
- BONAZZI, P., MENCHETTI, S., 2004. Manganese in monoclinic members of the epidote group: piedmontite and related minerals, in: LIEBSCHER, A., FRANZ, G., eds., *Epidotes*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* **56**, 495-552.
- BORRADAILE, G.J., 1991. Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility. *Pure Applied Geophysics*, **135**, 15-29.
- BRADLEY, D., KUSKY, T., HAEUSSLER, P., GOLDFARB, R., MILLER, M., DUMOLIN, J., NELSON, S.W., KARL, S., 2003. Geologic signature of early Tertiary ridge subduction in Alaska, in: SISSON, V.B., ROESKE, S.M., PAVLIS, T.L., eds., *Geology of a Transpressional Orogen Developed during Ridge-Trench Interaction along the North Pacific Margin*. Geological Society of America, Special Paper **371**, 19-50.
- BRADLEY, D.C., KUSKY, T.M., HAEUSSLER, P.J., KARL, S.M., DONLEY, D.T., 1999. Geologic map of the Seldovia quadrangle, south-central Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report 99-18, scale 1:250,000, 1 sheet.
- BRIGGS, S.M., YIN, A., MANNING, C.E., CHEN, Z.L., WANG, X.F., GROVE, M., 2007. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic System. *Geological Society of America Bulletin*, **119**, 944-960.
- BROWN, D., ALVAREZ-MARRON, J., PEREZ-ESTAUN, A., GOROZHANINA, Y., BARYSHEV, V., PUCHKOV, V., 1997. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the southern Urals. *Tectonics*, **16**, 551-562.
- BROWN, D., ALVAREZ-MARRON, J., PEREZ-ESTAUN, A., PUCHKOV, V., GOROZHANINA, Y., AYARZA, P., 2001. Structure and evolution of the Magnitogorsk forearc basin: Identifying upper crustal processes during arc-continent collision in the southern Urals. *Tectonics*, **20**, 364-375.
- BROWN, D., SPADEA, P., PUCHKOV, V., ALVAREZ-MARRON, J., HERRINGTON, R., WILLNER, A.P., HETZEL, R., GOROZHANINA, Y., JUHLIN, C., 2006. Arc-continent collision in the Southern Urals. *Earth Science Reviews*, **79**, 261-287.
- BROWN, G.C., THORPE, R.S., WEBB, P.C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, **141**, 413-426.
- BROWN, M., 1998. Unpairing metamorphic belts: P – T paths and a tectonic model for the Ryoke Belt, southwest Japan. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 3-22.
- BROWN, M., 2006. Duality of thermal regimes is the distinctive characteristic of plate tectonics since the Neoproterozoic. *Geology*, **34**, 961-964.
- BUCKMAN, S., AITCHISON, J.C., 2001. Middle Ordovician (Llandeilan) radiolarians from West Junggar, Xinjiang, China. *Micropaleontology*, **47**, 359-367.
- BUCKMAN, S., AITCHISON, J.C., 2004. Tectonic evolution of Paleozoic terranes in West Junggar, Xinjiang, NW China, in: MALPAS, J., FLETCHER, C.J., AITCHISON, J.C., eds., *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. The Geological Society, London, Special Publication **226**, 101-129.



- BURCHFIEL, B.C., BROWN, E.T., DENG, Q.D., FENG, J., MOLNAR, P., SHI, J.B., WU, Z.M., YOU, H.C., 1999. Crustal shortening on the Margins of the Tien Shan, Xinjiang, China. *International Geology Review*, **41**, 665-700.
- BURCHFIEL, B.C., CHEN, Z., LIU, Y., ROYDEN, L.H., 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, central China. *International Geology Review*, **37**, 661-735.
- BURTMAN, V.S., 1964. The Talasso-Fergana - Strike-slip Fault. Nauka, Moscow, 144 pp. (in Russian).
- BURTMAN, V.S., 1975. Structural geology of Variscan Tien Shan, USSR. *American Journal of Science*, **275-A**, 157-186.
- BURTMAN, V.S., 1980. Faults of middle Asia. *American Journal of Science*, **280**, 725-744.
- BUSLOV, M.M., SAPHONOVA, I.Y., WATANABE, T., OBUT, O.T., FUJIWARA, Y., IWATA, K., SEMAKOV, N.N., SUGAI, Y., SMIRNOVA, L.V., KAZANSKY, A.Y., 2001. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent. *Geosciences Journal*, **5**, 203-224.
- BUSLOV, M.M., WATANABE, T., FUJIWARA, Y., IWATA, K., SMIRNOVA, L.V., SAFONOVA, I.Y., SEMAKOV, N.N., KIRYANOVA, A.P., 2004. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**, 655-671.
- BUTLER, R.F., 1992. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes, Blackwell Scientific Publications, Boston, 336 pp..
- BYRNE T., 1984. Early deformation in mélangé terranes of the Ghost Rocks formation, Kodiak Island, Alaska, in: RAYMOND, L.A., ed., Mélanges, their nature, origin and significance. Geological Society of America, Special Paper **198**, 21-52.
- BYRNE T., 1986. Eocene underplating along the Kodiak Shelf, Alaska: Implications and regional correlations. *Tectonics*, **5**, 403-421.
- BYRNE, T., FISHER, D., 1987. Episodic growth of the Kodiak convergent margin. *Nature*, **325**, 338-341.

## C

- CADET, J.-P., KOBAYASHI, K., LALLEMAND, S., JOLIVET, L., AUBOUIN, J., BOULEGUE, J., DUBOIS, J., HOTTA, H., ISHII, T., KONISHI, K., NIITSUMA, N., SHIMAMURA, H., 1987. Deep scientific dives in the Japan and Kuril Trenches. *Earth Planetary Science Letters*, **83**, 313-328.
- CAI, C.Y., WANG, Y., 1995. Devonian floras, in: LI, X.X., ed., Fossil floras of China through the geological ages, Guangdong Science and Technology Press, Guangzhou, 28-77 (in Chinese).
- CALLEC, Y., DELVILLE, E., DESAUBLIAUX, G., GRIBOULARD, R., HUYGHE, P., MASCLE, A., MASCLE, G., NOBLE, M., PADRON DE CARILLO, C., SCHMITZ, J., 2010. The Orinoco turbidite system: Tectonic controls on sea-floor morphology and sedimentation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **94**, 869-887.
- CAMERON, A.E., SMITH, D.E., WALKER, R.L., 1969. Mass spectrometry of nanogram size samples of lead. *Analytical Chemistry*, **41**, 525-526.
- CAO, F.G., TU, Q.J., ZHANG, X.M., REN, Y., LI, S.L., DONG, F.R., 2006. Preliminary determination of the Early Paleozoic magmatic arc in the Karlik Mountains, East Tianshan, Xinjiang, China - Evidence from zircon SHRIMP U-Pb dating of granite bodies in the Tashuihe area. *Regional Geology of China*, **8**, 923-927 (in Chinese).
- CARIGNAN, J., HILD, P., MEVELLE, G., MOREL, J., YEGHICHEYAN, D. 2001. Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Reference Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH, *Geostandards Newsletter*, **25**, 187-198.
- CARRERAS, J., DRUGUET, E., GRIERA, A., 2005. Shear zone-related folds. *Journal of Structural Geology*, **27**, 1229-1251.
- CARROLL, A.R., 1998. Upper Permian lacustrine organic facies evolution, Southern Junggar, NW China. *Organic Geochemistry*, **28**, 649-667.

- CARROLL, A.R., GRAHAM, S.A., HENDRIX, M.S., YING, D., ZHOU, D., 1995. Late Paleozoic tectonic amalgamation of NW China: sedimentary records of the northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar basins. *Geological Society of America Bulletin*, **107**, 571-594.
- CARROLL, A.R., LIANG, Y.H., GRAHAM, S.A., XIAO, X.C., HENDRIX, M.S., CHU, J.C., MCKNIGHT, C.L., 1990. Junggar Basin, Northwest China – trapped Late Paleozoic ocean. *Tectonophysics*, **181**, 1-14.
- CASEY, T.A.L., DICKINSON, W.R., 1976. Sedimentary serpentinite of the Miocene Big Blue Formation near Cantua Creek, California, in: Fritsche, A.E., ed., Neogene symposium volume, Pacific Section Society of Economic Mineralogists and Paleontologists, Los Angeles, California, 65-74.
- CAWOOD, P.A., 1990. Provenance mixing in an intraoceanic subduction zone: Tonga Trench-Louville Ridge collision zone, Southwest Pacific. *Sedimentary Geology*, **67**, 35-53.
- CAWOOD, P.A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews*, **69**, 249-279.
- CAWOOD, P.A., BUCHAN, C., 2007. Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly. *Earth Science Reviews*, **82**, 217-256.
- CAWOOD, P.A., KRÖNER, A., COLLINS, W.J., KUSKY, T.M., MOONEY, W.D., WINDLEY, B.F., 2009. Accretionary orogen through earth history, in: CAWOOD, P.A., KRÖNER, A., eds., Earth Accretionary systems in space and time. The Geological Society, London, Special Publication **318**, 1-36.
- CAWOOD, P.A., LEITCH, E.C., 1985. Accretion and dispersal tectonics of the southern New England Fold Belt, Eastern Australia, in HOWELL, D.G., ed., Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, **1**, 481-492.
- CAWOOD, P.A., LEITCH, E.C., 2002. Terra Australis orogen: Rodinian breakup and subduction initiation in the Pacific Ocean. *Geological Society of Australia, Abstracts*, **65**, 13-15.
- CAWOOD, P.A., LEITCH, E.C., MERLE, R.E., NEMCHIN, A.A., 2011. Orogenesis without collision: Stabilizing the Terra Australis accretionary orogen, eastern Australia. *Geological Society of America Bulletin*, doi: 10.1130/B30415.1, **in press**.
- CAWOOD, P.A., NEMCHIN, A.A., 2000. Provenance record of a rift basin: U/Pb ages of detrital zircons from the Perth Basin, Western Australia. *Sedimentary Geology*, **134**, 209-234.
- CAWOOD, P.A., NEMCHIN, A.A., LEVERENZ, A., SAEED, A., BALLANCE, P.F., 1999. U/Pb dating of detrital zircons: Implications for the provenance record of Gondwana margin terranes. *Geological Society of America Bulletin*, **111**, 1107-1119.
- CAWOOD, P.A., PISAREVSKY, S.A., LEITCH, E.C., 2011. Unravelling the New England Orocline, East Gondwana Accretionary Margin. *Tectonics*, **30**, TC5002, doi: 10.1029/2011TC002864.
- CHAMOT-ROOKE, N., RABAUTE, A., 2007. Plate tectonic from space. *Episodes*, **30**, 119-124.
- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**, 173-174.
- CHARREAU, J., CHEN, Y., GILDER, S., DOMINGUEZ, S., AVOUAC, J. P., SEN, S., SUN, D. J., LI, Y. G., WANG, W. M., 2005. Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains. *Earth and Planetary Science Letters*, **230**, 177-192.
- CHARREAU, J., GUMIAUX, C., AVOUAC, J-P., AUGIER, R., CHEN, Y., BARRIER, L., ET AL., 2009. The Neogene Xiyu Formation, a diachronous prograding gravel wedge at front of the Tianshan : Climatic and tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, **287**, 298-310.
- CHARVET, J., 2011. Late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of SW Japan: a review, in: The Fifth Workshop on 1:5M International Geological Map of Asia, Beijing, Proceedings, 219-226.
- CHARVET, J., FABRI, O., 1987. Vue générale sur l'Orogenèse Shimanto et l'évolution tertiaire du Japon sud-ouest. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **8**, III, 1171-1188.
- CHARVET, J., FAURE, M., CARIDROIT, M., GUIDI, A., 1985. Some tectonic and tectonogenetic aspects of SW Japan: an alpine-type orogen in an island-arc position, in: NASU, N., KOBAYASHI, K., UYEDA, S., KUSHIRO, I., KAGAMI, H., eds., Formation of the Active Margins, terrapub, Tokyo, 791-817.
- CHARVET, J., SHU, L.S., LAURENT-CHARVET, S., 2007. Paleozoic structural and geodynamic evolution of eastern Tianshan (NW China): welding of the Tarim and Junggar plates. *Episodes*, **30**, 162-186.

- CHARVET, J., SHU, L.S., LAURENT-CHARVET, S., WANG, B., FAURE, M., CLUZEL, D., CHEN, Y., DE JONG, K., 2011. Palaeozoic tectonic evolution of the Tianshan belt, NW China. *Science in China Earth Science*, **54**, 166-184, doi: 10.1007/s11430-010-4138-1.
- CHEMENDA, A., LALLEMAND, S., BOKUN, A., 2000. Strain partitioning and interplate friction in oblique subduction zones: Constraints provided by experimental modeling. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 5567-5581.
- CHEN, B., ARAKAWA, Y., 2005. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar foldbelt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**, 1307-1320.
- CHEN, B., JAHN, B.M., 2002. Geochemical and isotopic studies of the sedimentary and granitic rocks of the Altai orogen of northwest China and their tectonic implications. *Geological Magazine*, **139**, 1-13.
- CHEN, B., JAHN, B.M., 2004. Genesis of post-collisional granitoids and basement nature of the Junggar Terrane, NW China: Nd-Sr isotope and trace element evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**, 691-703.
- CHEN, C.M., LU, H.F., JIA, D., CAI, D.S., WU, S.M., 1999. Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny. *Tectonophysics*, **302**, 23-40.
- CHEN, J.F., HAN, B.F., JI, J.Q., ZHANG, L., XU, Z., HE, G.Q. AND WANG, T., 2010a. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China. *Lithos*, **115**, 137-152.
- CHEN, J.F., HAN, B.F., ZHANG, L., 2010b. Geochemistry, Sr-Nd isotopes and tectonic implications of two generations of Late Paleozoic plutons in northern West Junggar, Northwest China. *Acta Petrologica Sinica*, **26**, 2317-2335 (in Chinese).
- CHEN, K., GUMIAUX, C., AUGIER, R., CHEN, Y., WANG, Q.C., LIN, W., WANG, S.L., 2011. The Mesozoic palaeorelief of the northern Tian Shan (China). *Terra Nova*, **23**, 195-205.
- CHEN, X., LU, H.F., SHU, L.S., WANG, H.M., ZANG, G.Q., 2002. Study on tectonic evolution of Junggar Basin. *Geological Journal of China Universities*, **8**, 257-267 (in Chinese).
- CHEN, Y., COGNE, J.-P., COURTILLOT, V., AVOUAC, J.-P., TAPPONNIER, P., BUFFETAUT, E., WANG, G.Q., BAI, M.X., YOU, H.Z., LI, M., WEI, C.S., 1991. Paleomagnetic study of Mesozoic continental sediments along the Northern Tien Shan (China) and heterogeneous strain in central Asia. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 4065-4082.
- CHEN, Y., COGNE, J.-P., COURTILLOT, V., 1992. New Cretaceous paleomagnetic poles from the Tarim Basin, Northwestern China. *Earth and Planetary Science Letters*, **114**, 17-38.
- CHEN, Y., COURTILLOT, V., COGNE, J.-P., BESSE, J., YANG, Z. Y., ENKIN, R., 1993. The configuration of Asia prior to the collision of India: Cretaceous paleomagnetic constraints. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 21927-21941.
- CHEN, Y., SUN, M.S., ZHANG, X.L., 2006. SHRIMP U-Pb dating of zircons from quartz diorite at the southeast side of the Baerkule fault, western Junggar, Xinjiang, China. *Geological Bulletin of China*, **25**, 992-994 (in Chinese).
- CHERNIAK, D.J., HANCHAR, J.M., WATSON, E.B., 1997a. Diffusion of tetravalent cations in zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **127**, 383-390.
- CHERNIAK, D.J., HANCHAR, J.M., WATSON, E.B., 1997b. Rare-earth diffusion in zircon. *Chemical Geology*, **134**, 289-301.
- CHERNIAK, D.J., LANFORD, W.A., RYERSON, F.J., 1991. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**, 1663-1673.
- CHERNIAK, D.J., WATSON, E.B., 2001. Pb Diffusion in zircon. *Chemical Geology*, **172**, 5-24.
- CHERNIAK, D.J., WATSON, E.B., 2003. Diffusion in zircon, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., Zircon. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 113-143.
- CHITALIN, A.F., 1989. Ordovician Stratigraphy of the Spassk Anticlinorium. *Biulleten Moskovskogo obshchestva Ispytatelei Prirody, Otdel Geologicheskii*, **64**, 55-63 (in Russian).

- CHOLET, F., CHEN, Y., WANG, B., FAURE, M., CLUZEL, D., CHARVET, J., LIN, W., XU, B., 2010. Late Palaeozoic paleogeographic reconstruction of western Central Asia based upon paleomagnetic data and its geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jseas.2010.07.01, **in press**.
- CHOLET, F., FAURE, M., CLUZEL, D., CHEN, Y., LIN, W., WANG, B., 2011. From oblique accretion to transpression in the evolution of the Altaid collage: New insights from West Junggar, northwestern China. *Gondwana Research*, doi:10.1016/j.gr.2011.07.0105, **in press**.
- CLARK, S.H.B., 1973. The McHugh Complex of south-central Alaska. *U.S. Geological Survey Bulletin*, **1372D**, 1-11.
- CLIFT, P.D., PAVLIS, T., DE BARI, S.M., DRAUT, A.E., RIOUX, M., KELEMEN, P.K., 2005. Subduction erosion of the Jurassic Talkeetna-Bonanza arc and the Mesozoic accretionary tectonics of western North America. *Geology*, **33**, 881-884.
- CLIFT, P.D., PECHER, I., KUKOWSKI, N., HAMPEL, A., 2003. Tectonic erosion of the Peruvian forearc, Lima Basin, by subduction and Nazca Ridge collision. *Tectonics*, **22**, doi:10.1029/2002TC001386.
- CLIFT, P.D., VANNUCCHI, P., 2004. Controls on Tectonic Accretion versus Erosion in Subduction Zones: Implications for the Origin and Recycling of the Continental Crust. *Reviews of Geophysics*, **42**, RG2001, doi: 10.1029/2003RG000127.
- CLOOS, M., 1982. Flow melanges: Numerical modelling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex. *Geological Society of America Bulletin*, **93**, 330-345.
- CLOOS, M., 1984. Flow melanges and the structural evolution of accretionary wedges, in: RAYMOND, L.A., ed., Melanges: Their nature, origin and significance. Geological Society of America, Special Paper **198**, 71-79.
- CLOOS, M., SHREVE, R.L., 1988. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: Part II, implications and discussion. *Pure and Applied Geophysics*, **128**, 501-545.
- CLOWES, R.M., HAMMER, P.T.C., FERNANDEZ-VIEJO, G., WELFORD, K., 2005. Lithospheric structure in northwestern Canada from Lithoprobe seismic refraction and related studies: a synthesis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **42**, 1277-1293.
- CLUZEL, D., ADAMS, C. J., MEFFRE, S., CAMPBELL, H., MAURIZOT, P., 2010. Discovery of Early Cretaceous rocks in New Caledonia; new geochemical and U-Pb zircon age constraints on the transition from subduction to marginal breakup in the Southwest Pacific. *The Journal of Geology*, **118**, 381-397.
- COBLENTZ, D.D., RICHARDSON, R.M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 8643-8657.
- COCHERIE, A., FANNING, C.M., JEZÉQUEL, P., ROBERT, M., 2008. LA-MC-ICPMS and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from Quaternary tephra from the French Massif Central : Magma residence time and geochemical implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **73**, 1095-1108.
- COE, R.S., GLOBERMAN, B.R., PLUMLEY, P.W., THRUPP, G.A., 1985. Paleomagnetic results from Alaska and their tectonic implications, in: HOWELL, D.G., ed., Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Series, 1, 85-108.
- COGNE, J.-P., 2003. A Macintosh™ application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions. *Geochemical Geophysical Geosystems*, **4**, doi:10.1029/2001GC000227.
- COGNE, J.-P., HALIM, N., CHEN, Y., COURTILLOT, V., 1999. Resolving the problem of shallow magnetizations of Tertiary age in Asia: Insights from paleomagnetic data from the Qiangtang, Kunlun, and Qaidam blocks (Tibet, China), and a new hypothesis. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 17,715-17,734.
- COGNE, J.-P., KRAVCHINSKY, V.A., HALIM, N., HANKARD, F., 2005. Late-Jurassic-Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic paleomagnetic results from the Trans-Baikal area (SE Siberia). *Geophysical Journal International*, **163**, 813-832.
- COLEMAN, R.G., 1989, Continental growth of northwest China. *Tectonics*, **8**, 621-635.
- COLLINS, A.Q., DEGTYAREV, K.E., LEVASHOVA, N.M., BAZHENOV, M.L., VAN DER VOO, R., 2003. Early Paleozoic paleomagnetism of East Kazakhstan: implications for paleolatitudinal drift of tectonic elements within the Ural–Mongol belt. *Tectonophysics*, **377**, 229-247.

- COLLINS, W.J., 2002. Nature of extensional accretionary orogens. *Tectonics*, **21**, doi: 10.1029/2000TC001272.
- COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S., CLEMENT, S.W., 1982. U-Pb ages within single zircons using a sensitive high-resolution ion microprobe. American Society of Mass Spectroscopy, 30th Conference, Honolulu, 593-595.
- CONDIE, K.C., 1992. Proterozoic terranes and continental accretion in southwestern North America, in: CONDIE, K.C., ed., Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology, 447-480.
- CONDIE, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface samples and shales. *Chemical Geology*, **104**, 1-37.
- CONDIE, K.C., 1998. Episodic continental growth and super-continents: A mantle avalanche connection? *Earth and Planetary Science Letters*, **163**, 97-108.
- CONDIE, K.C., 2000. Episodic continental growth models: afterthoughts and extensions. *Tectonophysics*, **322**, 153-162.
- CONDIE, K.C., 2005. Earth as an Evolving Planetary System. Elsevier Academic Press, Amsterdam, 350 pp..
- CONDIE, K.C., 2007. Accretionary orogens in space and time, in: HATCHER, R.D., JR., CARLSON, M.P., MCBRIDE, J.H., MARTINEZ-CATALAN, J.R., eds., 4-D framework of the continental crust. Geological Society of America, Memoir **200**, 145-158, doi: 10.1130/2007.1200(09).
- CONDIE, K.C., BEYER, E., BELOUSOVA, E., GRIFFIN, W.L., O'REILLY, S.Y., 2005. U-Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: The search for juvenile Precambrian continental crust. *Precambrian Research*, **139**, 42-100.
- CONEY, P.J., JONES, D.L., MONGER, J.W.H., 1980. Cordilleran suspect terranes. *Nature*, **288**, 29-33.
- CONNELLY, W., 1978. Uyak Complex, Kodiak Islands, Alaska: A Cretaceous subduction complex. *Geological Society of America Bulletin*, **89**, 755-769.
- CORFU, F., HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., KINNY, P., 2003. Atlas of zircon textures, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., Zircon. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 469-495.
- CORFU, F., STOTT, G.M., 1993; Age and petrogenesis of two late Archean magmatic suites, northwestern Superior Province, Canada: Zircon U-Pb and Lu-Hf isotopic relations. *Journal of Petrology*, **34**, 817-838.
- COWAN, S.D., 1982. Geological evidence for post-40 m.y. B.P. large-scale northwestward displacement of part of southeastern Alaska. *Geology*, **10**, 309-313.
- COWAN, S.D., 2003. Revisiting the Baranof-Leech River hypothesis for early Tertiary coastwise transport of the Chugach-Prince William terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, **213**, 463-475.
- CROOK, K.A.W., 1974. Cratonization of west Pacific-type geosynclines. *Journal of Geology*, **108**, 181-197.

## D

- DALZIEL, I.W.D., LAWVER, L.A., MURPHY, J.B., 2000. Plumes, orogenesis, and supercontinental fragmentation. *Earth and Planetary Science Letters*, **178**, 1-11.
- DAVIES, G.F., 1999. Dynamic Earth Plates, Plumes and Mantle Convection. Cambridge University Press.
- DAVIS, D.W., 1982. Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**, 2141-2149.
- DAVIS, D.W., WILLIAMS, I.S., KROGH, T.E., 2003. Historical development of zircon geochronology, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., Zircon. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 145-181.
- DAY, R., 1977. TRM and its variation with grain size. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **29**, 233-265.
- DE FRANCO, R., GOVERS, R., WORTEL, R., 2008. Nature of the plate contact and subduction zones diversity. *Earth and Planetary Science Letters*, **271**, 245-253.
- DE GRAAFF-SURPLESS, K., MCWILLIAMS, M.O., WOODEN, J.L., IRELAND, T.R., 2000. Limitations of detrital zircon data for provenance analysis: an example from the Methow Basin, Washington and British Columbia. Geological Society of America, Abstract Program, 32, 9.

- DE GRAVE, J., BUSLOV, M.M., VAN DEN HAUTE, P., 2007. Distant effects of India-Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: Constraints from apatite fission-track thermochronology. *Journal of Asian Earth Sciences*, **29**, 188-204.
- DE JONG, K., WANG, B., FAURE, M., SHU, L., CLUZEL, D., CHARVET, J., RUFFET, G., CHEN, Y., 2009. New 40 Ar/39 Ar age constraints on the Late Paleozoic tectonic evolution of the western Tianshan (Xinjiang, northwestern China), with emphasis on Permian fluid ingress. *International Journal of Earth Sciences*, **98**, 1239-1258.
- DEGTYAREV, K.E., 1999. Tectonic Evolution of the early Paleozoic Active Margin in Kazakhstan. Nauka, Moscow 123 pp. (in Russian).
- DEGTYAREV, K.E., 2003. Position of the Aqtau-Dzungar Microcontinent in the Structural Framework of the Paleozooids of Central Kazakhstan. *Geotectonics*, **37**, 271-288.
- DEGTYAREV, K.E., 2011. Tectonic evolution of Early Paleozoic Island-arc systems and continental crust formation in the Caledonides of Kazakhstan and the North Tien Shan. *Geotectonics*, **45**, 23-50.
- DEGTYAREV, K.E., RYAZANTSEV, A.V., 2007. Cambrian arc-continent collision in the Paleozooids of Kazakhstan. *Geotectonics*, **41**, 63-86.
- DEGTYAREV, K.E., RYAZANTSEV, A.V., KOTOV, A.B., SAL'NIKOVA, E.B., ANISIMOVA, I.V., YAKOVLEVA, S.Z., 2010. Early Cambrian Ophiolites of the Boshchekul Zone (Central Kazakhstan): Structure of Sections and Age Substantiation. *Doklady Earth Sciences*, **431**, 413-417.
- DEGTYAREV, K.E., SHATAGIN, K.N., KOTOV, A.B., SAL'NIKOVA, E.B., LUCHITSKAYA, M.V., TRET'YAKOV, A.A., YAKOVLEVA, S.Z., 2008a. Late Precambrian Volcanoplutonic Association of the Aktau-Dzhungar Massif, Central Kazakhstan: Structural Position and Age. *Doklady Earth Sciences*, **421**, 879-883.
- DEGTYAREV, K.E., SHATAGIN, K.N., KOTOV, A.B., SAL'NIKOVA, E.B., LUCHITSKAYA, M.V., SHERSHAKOVA, M.M., SHERSHAKOV, A.V., TRET'YAKOV, A.A., 2008b. Early Ordovician Volcanic Complex of the Stepnyak Zone (Northern Kazakhstan): Age Substantiation and Geodynamic Setting. *Doklady Earth Sciences*, **419**, 248-252.
- DEGTYAREV, K.E., SHATAGIN, K.N., KOTOV, A.B., ET AL., 2008c. Composition of Deep Crustal Units of the Chingiz Range, Eastern Kazakhstan: Results of Isotopic Geochemical Study of Paleozoic Granitoids and Volcanic Rocks, in : Proceedings of Conference on Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Foldbelt (from Ocean to Continent) (Inst. Earth's Crust, Irkutsk, 2008), **6**, 102-103 (in Russian).
- DEGTYAREV, K.E., TRET'YAKOV, A.A., KOTOV, A.B., SHATAGIN, K.N., 2009. Formation of the Continental Crust of the Stepnyak Segment of the Caledonides of Kazakhstan, in: Proceedings of Conference on Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Foldbelt (from Ocean to Continent) (Inst. Earth's Crust, Irkutsk, 2009), **7**, 87-89 (in Russian).
- DELONG, S.E., SCHWARZ, W.M., ANDERSON, R.N., 1979. Thermal effects of ridge subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, **44**, 239-246.
- DEMAREST, T.J., 1983. Error analysis for the determination of the tectonic rotation from paleomagnetic data. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 4321-4328
- DEWEY, J.F., 1969. Evolution of the Appalachian-caledonian orogen. *Nature*, **222**, 124-129.
- DEWEY, J.F., 1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. *Philosophical Transaction of the Royal Society London serie A*, **327**, 379-413.
- DEWEY, J.F., HEMPTON, M R., KIDD, W.S.F., SAROGLU, F., SENGOR, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia—a young collision zone, in: COWARD, M.P., RIES, A.C., eds., *Collision Tectonics*. The Geological Society, London, Special Publication **19**, 3-36.
- DICKINSON, W.R., 1971. Clastic sedimentary sequences deposited in shelf, slope and trough settings between magmatic arcs and associated trenches. *Pacific Geology*, **8**, 15-30.
- DICKINSON, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in: ZUFFA, G.G., ed., *Provenance of Arenites*. NATO-ASI Series **148**, 333-361.
- DICKINSON, W.R., GEHRELS, G.E., 2009. Use of U-Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database. *Earth and Planetary Science Letters*, **288**, 115-125.



- DICKINSON, W.R., INGERSOLL, R.V., COWAN, D.S., HELMOLD, K.P., SUCZEK, C.A., 1982. Provenance of Franciscan graywackes in coastal California. *Geological Society of America Bulletin*, **93**, 95-107.
- DICKINSON, W.R., SEELY, D.R., 1979. Structure and stratigraphy of forearc regions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**, 2-31.
- DICKINSON, W.R., SNYDER, W.S., 1979. Geometry of subducted slabs related to San Andreas transform. *Journal of Geology*, **87**, 609-627.
- DIRKS P.H.G.M., OFFLER R., COLLINS W.J., 1993. Timing of emplacement and deformation of the Tia Granodiorite, southern New England Fold Belt, NSW: Implications for the metamorphic history. *Australian Journal of Earth Sciences*, **40**, 103-108.
- DIRKS, P., HAND M., COLLINS W.J., OFFLER, R., 1992. Structural metamorphic evolution of the Tia Complex, New England Fold Belt—thermal overprint of an accretion subduction complex in a compressional back-arc setting. *Journal of Structural Geology*, **14**, 669-688.
- DIXON, D., MCNAIR, A., CURRAN, S.C., 1954. The natural radioactivity of lutetium. *Philosophical Magazine*, **45**, 683-684.
- DOBRETSOV, N., BERZIN, N., BUSLOV, M., 1995. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean. *International Geology Review*, **37**, 335-360.
- DODSON, M.H., 1986. Closure profiles in cooling systems. *Materials Science Forum*, **7**, 145-154.
- DODSON, M.H., COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S., WILSON, J.F., 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal of the Geological Society*, **145**, 977-983.
- DOMINGUEZ, S., LALLEMAND, S.E., MALAVIEILLE, J., VON HUENE, R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, **293**, 207-224.
- DRAPER, J., 2005. Age dating of the Thomson Fold Belt - a new paradigm required, in: Digging Deeper 3, Geological Survey of Queensland Symposium.
- DUMITRU, T. A., ZHOU, D., CHANG, E., GRAHAM, S. A., HENDRIX, M. S., SOBEL, E. R., CARROLL, A. R., 2001. Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, in: HENDRIX, M.S., DAVIS, G.A., eds., Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central and eastern Asia: From continental assembly to intracontinental deformation. Geological Society of America Memoir **194**, 71-99.
- DUNLOP, D.J., 2002. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical research*, **107**, doi: 10.1029/2001JB000486.
- DUNLOP, D.J., OZDEMIR, O., 1997. Rock magnetism, Fundamentals and Frontiers. Cambridge University Press, Cambridge, 573 pp..

## E

- EGANOV, E.A., SOVETOV, Y.K., 1979. The Karatau Range as a Model of Phosphorite Accumulation. Nauka, Novosibirsk, 190 pp. (in Russian).
- EKSTRÖM, G., ENGDahl, E.R., 1989. Earthquake Source Parametres and Stress Distribution in the Adak Island Region of the Central Aleutian Islands, Alaska. *Journal of Geophysical Research*, **94**, 15499-15519.
- ENGBRETSON, D.C., COX, A., GORDON, R.G., 1985. Relative motion between oceanic and continental plates in the Pacific basin Geological Society of America, Special Paper **206**, 59 pp..
- ENKIN, R.J., YANG, Z., CHEN, Y., COURTILOT, V., 1992. Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the Present. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 13953-13989.
- ERNST, W.G., 2005. Apline and Pacific styles od Phanerozoic mountain building: Subduction-zone petrogenesis of continental crust. *Terra Nova*, **17**, 165-188.
- EVANS, M.E., MCELHINNY, M.W., 1969. An investigation of the origin of stable remanence in magnetite-bearing igneous rocks. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **21**, 757-773.
- EVENSEN, N.M., HAMILTON, P.J., O'NIONS, R.K., 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 1199-1212.

EVERITT, C.W.F., CLEGG, J.A., 1962. A field test of palaeomagnetic stability. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **6**, 312-319.

## F

FANG, D., CHEN, H., JIN, G., GUO, Y., WANG, Z., TAN, X., YIN, S., 1990. Late Paleozoic and Mesozoic paleomagnetism and tectonic evolution of Tarim terrane, in: WILEY, T.J., HOWELL, D.G., WONG, F.L., eds., Terrane analysis of China and the Pacific rim, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Science Series, 13, 251-255.

FAURE, M., 1985. The Pre-Cretaceous structure of the Outer belt of Southwest Japan. *Tectonophysics*, **113**, 139-162.

FAURE, M., BE MEZEME, E., DUGUET, M., CARTIER, C., TALBOT, J., 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-europa from the example of the french massif central and massif armoricain, in: CAROSI, R., DIAS, R., IACOPINI, D., ROSENBAUM, G., eds., The southern Variscan belt. *Journal of the Virtual Explorer*, **19**, 5, doi: 10.3809/jvirtex.2005.00120.

FAURE, M., CARIDROIT, M., CHARVET, J., 1986. The Late Jurassic oblique collisional orogen of SW Japan. New structural data and synthesis. *Tectonics*, **5**, 1089-1114.

FAURE, M., CHARVET, J. 1987. Late Permian/early Triassic orogeny in Japan: piling up of nappes, tranverse lineation and continental subduction of the Honshu block. *Earth and Planetary Science Letters*, **84**, 295-308.

FEDO, C.M., SIRCOMBE, K.N., RAINBIRD, R.H., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., Zircon. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 277-303.

FENG, Y., COLEMAN, R.G., TILTON, G., XIAO, X., 1989. Tectonic evolution of the West Junggar region, Xinjiang, China. *Tectonics*, **8**, 729-752.

FILATOVA, L.I., 1983a. Lower Riphean Stratigraphy and Petrochemistry of the Atasu–Mointy Divide (Central Kazakhstan). *Vestnik Moskovskogo Universiteta, Series 4 Geologiya*, **3**, 13-28 (in Russian).

FILATOVA, L.I., 1983b. Stratigraphy and Historical Geological Analysis of Precambrian Metamorphic Sequences of Central Kazakhstan, Nedra, Moscow (in Russian).

FILIPPOVA, I.B., BUSH, V.A., DIDENKO, A.N., 2001. Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt. *Russian Journal of Earth Sciences*, **3**, 405-426.

FINCH, R.J., HANCHAR, J.M., 2003. Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 1-25.

FISHER, D., BYRNE, T., 1987. Structural evolution of underthrust sediments, Kodiak Islands, Alaska. *Tectonics*, **6**, 775-793.

FISHER, R., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society, series A*, **217**, 295-305.

FITCH, T.J., 1972. Plate convergence, transcurrent faults and internal deformation adjacent to Southwest Asia and the Western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, **77**, 4432-4460.

FLINN, D., 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geological Magazine*, **102**, 36-45.

FODEN, J., ELBURG, M.A., SMITH, P.B., DOUGHERTY-PAGE, J., BURTT, A., 2006. The timing and duration of the Delamerian orogeny: correlation with the Ross Orogen and implications for Gondwana assembly. *The Journal of Geology*, **114**, 189-210.

FOSTER, D.A., GRAY, D.R. 2007. Strain rate in Palaeozoic thrust sheets, the western Lachlan Orogen, Australia: Strain analysis and fabric geochronology, in: SEARS, J.W., HARMS, T., EVENCHICK, C.A., eds., Whence the Mountains? Enquiries into the Evolution of Orogenic Systems: A Volume in Honor of Raymond Price. Geological Society of America, Special Paper **433**, 349–368.

FOSTER, D.A., GRAY, D.R., 2000. The structure and evolution of the Lachlan Fold Belt (Orogen) of eastern Australia. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **28**, 47-80.

- FOSTER, D.A., GRAY, D.R., SPAGGIARI, C., KAMENOV, G., BIERLEIN, F.P., 2009. Palaeozoic Lachlan orogen, Australia; accretion and construction of continental crust in a marginal ocean setting: Isotopic evidence from Cambrian metavolcanic rocks, in: Cawood, P.A., Kröner, A., eds., *Earth Accretionary systems in space and time*. The Geological Society, London, Special Publication **318**, 329–349
- FRASER, G., ELLIS, D., EGGINS, S., 1997. Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology*, **25**, 607-610.
- FROUDE, D.O., IRELAND, T.R., KINNY, P.D., WILLIAMS, I.S., COMPSTON, W., WILLIAMS, I.R., MYERS, J.S., 1983. Ion microprobe identification of 4,100–4,200 Myr-old terrestrial zircons. *Nature*, **304**, 616-618.
- FYFE, W.S., 1978. The evolution of the Earth's crust: Modern plate tectonics or ancient hot spot tectonics? *Chemical Geology*, **23**, 89-114.

## G

- GABRIELSE, H., MONGER, J.W.H., WHEELER, J.O., YORATH, C.J., 1991. Tectonic Framework Part A. Morphological belts, tectonic assemblages and terranes, in: GABRIELSE, H., YORATH, C.J., eds., *Geology of the Cordilleran Orogen in Canada*, Geological Society of America, Denver, 15-28.
- GAETANI, M., JADOUL, F., ERBA, E., GARZANTI, E., 1993. Jurassic and Cretaceous orogenic events in the North Karakorum: age constraints from sedimentary rocks, in: TRELOAR, P.J., SEARLE, M.P., eds., *Himalayan Tectonics*. The Geological Society, Special Publication **74**, 39-52.
- GAO, J., KLEMD, R., 2003. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: geochemical and age constraints. *Lithos*, **66**, 1-22.
- GAO, J., LI, M.S., XIAO, X.C., TANG, Y.Q., HE, G.Q., 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, **287**, 213-231.
- GAO, J., LONG, L.L., KLEMD, R., QIAN, Q., LIU, D.Y., XIONG, X.M., SU, W., LIU, W., WANG, Y.T., YANG, F.Q., 2009. Tectonic evolution of the South Tianshan orogen and adjacent regions, NW China: geochemical and age constraints of granitoid rocks. *International Journal of Earth Sciences*, **98**, 1221-1238.
- GAUDETTE, H.E., VITRAC-MICHARD, A., ALLEGRE, C.J., 1981. North American Precambrian history recorded in a single sample: high-resolution U-Pb systematics of the Potsdam Sandstone detrital zircons, New York State. *Earth and Planetary Science Letters*, **54**, 248-260.
- GEHRELS, G.E., 2000. Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California, in SOREGHAN, J., GEHRELS, G.E., eds., *Paleozoic and Triassic paleogeography and tectonics of western Nevada and Northern California*. Geological Society of America, Special Paper **347**, 1-17.
- GEHRELS, G.E., DICKINSON, W.R., ROSS, G.M., STEWART, J.H., HOWELL, D.G., 1995. Detrital zircon reference for Cambrian to Triassic miogeoclinal strata of western North America. *Geology*, **23**, 831-834.
- GEHRELS, G.E., STEWART, J.H., KETNER, K.B., 2002. Cordilleran-margin quartzites in Baja California—implications for tectonic transport. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**, 201-210.
- GEHRELS, G.E., VALENCIA, V., PULLEN, A., 2006. Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, in: LOSZEWSKI, T., HUFF, W., eds., *Geochronology: Emerging Opportunities*, Paleontology Society Short Course, Paleontology Society Papers, 11, 10 pp..
- GEISLER, T., RASHWAN, A.E.A., RAHN, M.K.W., POLLER, U., ZWINGMANN, H., PIDGEON, R.T., SCHLEICHER, H., TOMASCHEK, F., 2003. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt. *Mineralogical Magazine*, **67**, 485-508.
- GEISLER, T., SCHALTEGGER, U., TOMASCHEK, F., 2007. Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts. *Elements*, **3**, 43-50.
- GENG, H.Y., SUN, M., YUAN, C., XIAO, W. J., XIAN, W. S., ZHAO, G. C., ZHANG, L. F., WONG, K., WU, F. Y., 2009. Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: Implications for ridge subduction? *Chemical Geology*, **266**, 373-398.

- GENG, H.Y., SUN, M., YUAN, C., ZHAO, G.C., XIAO, W.J., 2011. Geochemical and geochronological study of early Carboniferous volcanic rocks from the West Junggar: Petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 10.1016/j.jseaes.2011.01.006, **42**, 854-866
- GHES, M.D., 2006. Terrane structure and geodynamic evolution of the Tien Shan Caledonides. Extended abstract of doctoral dissertation, Bishkek, 48 pp. (in Russian).
- GILDER, S.A., GOMEZ, J., CHEN, Y., COGNE, J.-P., 2008. A new paleogeographic configuration of the Eurasian landmass resolves a paleomagnetic paradox of the Tarim Basin (China). *Tectonics*, **27**, TC1012, doi: 10.1029/2007TC002155.
- GILDER, S.A., ZHAO, X.X., COE, R.S., MENG, Z.F., COURTILLOT, V., BESSE, J., 1996. Paleomagnetism, tectonics and geology of the southern Tarim Basin, northwestern China. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 22,015-22,031.
- GIRDLER, R.W., 1961. The measurement and computation of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **5**, 34-44.
- GLEN, R.A., 2005. The Tasmanides of eastern Australia, in: VAUGHAN, A.P.M., LEAT, P.T., PANKHURST, R.J., eds., *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. The Geological Society, London, Special Publication **246**, 23-96.
- GLORIE, S., DE GRAVE, J., BUSLOV, M.M., ELBURG, M.A., STOCKLI, D.F., GERDES, A., VAN DEN HAUTE, P., 2010. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): From emplacement to exhumation. *Journal of Asian Earth Sciences*, **38**, 131-146, doi: 10.1016/j.jseaes.2009.12.009.
- GOLDFINGER, C., KULM, L.D., YEATS, R.S., HUMMON, C., HUFTILE, G.J., NIEM, A.R., MCNEIL, L.C., 1996. Oblique strike-slip faulting of the Cascadia submarine forearc: The Daisy Bank fault zone off central Oregon, in: BEBOUT, G.E., SCHOLL, D., KIRBY, S., PLATT, J.P., eds., *Subduction top to bottom - AGU Geophysical Monograph*, Washington D.C., **96**, 65-74.
- GONG, Y.M., 1993. Process-facies types and sequences of Devonian volcanic sedimentary successions in northern Xinjiang and their relation to plate tectonics. *Acta geologica Sinica*, **67**, 37-51 (in Chinese).
- GRADSTEIN, F.M., OGG, S.G., SMITH, A.G., 2004. *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 589 pp..
- GRAHAM, J.W., 1949. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *Journal of Geophysical Research*, **54**, 131-167.
- GRANAR, L., 1958. Magnetic measurements on Swedish varved sediments. *Arkiv för geofysik*, **3**, 1-40.
- GRAY, D.R., FOSTER, D.A., 2004. Tectonic evolution of the Lachlan Orogen, southeast Australia: Historical review, data synthesis and modern perspectives. *Australian Journal of Earth Sciences*, **51**, 773-817.
- GREEN, A., MILKEREIT, B., PERCIVAL, J., DAVIDSON, A., PARRISH, R., COOK, F., GEIS, W., CANNON, W., HUTCHINSON, D., WEST, G., CLOWES, R., 1990. Origin of deep crystal reflections: seismic profiling across high-grade metamorphic terranes in Canada. *Tectonophysics*, **173**, 627-638.
- GREENE, T.J., CARROLL, A.R., HENDRIX, M.S., GRAHAM, S.A., WARTES, M.A., ABBINK, O.A., 2001. Sedimentary record of Mesozoic deformation and inception of the Turpan-Hami basin, northwest China, in: HENDRIX, M.S., DAVIS, G.A., eds., *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia—From continental assembly to intracontinental deformation*: Geological Society of America, Memoir **194**, 317-340.
- GREENLY, E., 1919. *The Geology of Anglesey*. Memoirs of the Geological Survey of Great Britain, London, 78, 980 pp..
- GRIFFIN, W.L., BELOUSOVA, E.A., SHEE, S.R., PEARSON, N.J., O'REILLY, S.Y., 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgam Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*, **131**, 231-282.
- GRIFFIN, W.L., PEARSON, N.J., BELOUSOVA, E., JACKSON, S.E., O'REILLY, S.Y., VAN ACHTERBERG, E., SHEE, S.R., 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **64**, 133-147.

- GRIFFIN, W.L., WANG, X., JACKSON, S.E., PEARSON, N.J., O'REILLY, S.Y., XU, X., ZHOU, X., 2002, Zircon chemistry and magma mixing, SE China: In-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, **61**, 237-269.
- GRISHIN, D.V., PECHERSKY, D.M., DEGTYAREV, K.E., 1997. Paleomagnetism and reconstruction of Middle Paleozoic structure of Central Kazakhstan. *Geotectonics*, **1**, 71-81.
- GU, P.Y., LI, Y.J., ZHANG, B., TONG, L.L., WANG, J.N., 2009. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of gabbro in the Darbut ophiolite, western Junggar, China. *Acta Petrologica Sinica*, **25**, 1364-1372 (in Chinese).
- GUO, H.L., ZHU, R.K., SHAO, L.Y., HE, D.B., LUO, Z., 2002. Lithofacies palaeogeography of the Carboniferous in the northwest of China. *Journal of Paleogeography*, **4**, 25-35 (in Chinese).
- GUO, L.S., LIU, Y.L., WANG, Z.H., SONG, D., XU, F.J., SU, L., 2010. The zircon U-Pb LA-ICP-MS geochronology of volcanic rocks in Baogutu areas, western Junggar. *Acta Petrologica Sinica*, **26**, 471-477 (in Chinese).
- GUO, Y. H., 1983. The glaucophane schist belt in Tangbale of Xinjiang. In: ANON, ed., The Collection of Papers on the Tectonic Plate in North China. Geological Publishing House, Beijing, 89-104.
- GUTSCHER, M-A., SPAKMAN, W., BIJWAARD, H., ENGDAHL, E., 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, **19**, 814-833.

## H

- HAINES, P.W., FLÖTTMANN, T., 1998. Delamerian Orogeny and potential foreland sedimentation: a review of age and stratigraphic constraints. *Australian Journal of Earth Sciences*, **45**, 559-570.
- HALLS, H.C., 1976. A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **45**, 297-304.
- HALLS, H.C., 1978. The use of converging remagnetization circles in paleomagnetism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **16**, 1-11.
- HALLSWORTH, C.R., MORTON, A.C., CLAOUÉ-LONG, J., FANNING, C.M., 2000. Carboniferous sand provenance in the Pennine Basin, UK: constraints from heavy mineral and detrital zircon age data. *Sedimentary Geology*, **137**, 147-185.
- HAMILTON, W.B., 1970. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms. *Geological Society of America Bulletin*, **81**, 2553-2576.
- HAMMER, P.T.C., CLOWES, R.M., 2007. Lithospheric-scale structures across the Alaskan and Canadian Cordillera: comparisons and tectonic implications, in: SEARS, J.W., HARMS, T., EVENCHICK, C.A., eds., Whence the Mountains? Enquiries into the Evolution of Orogenic Systems: A Volume in Honor of Raymond Price. Geological Society of America, Special Paper **433**, 99-116.
- HAMMER, P.T.C., CLOWES, R.M., ELLIS, R.M., 2000. Crustal structure of NW British Columbia and SE Alaska from seismic wide-angle studies: Coast Plutonic Complex to Stikinia. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 7961-81.
- HAN, B.F., GUO, Z.J., ZHANG, Z.C., ZHANG, L., CHEN, J.F., SONG, B., 2010. Age, geochemistry, and tectonic implications of a late Paleozoic stitching pluton in the North Tian Shan suture zone, western China. *Geological Society of America Bulletin*, **122**, 627-640.
- HAN, B.F., HE, G.Q., WANG, S.G., 1999. Post-collisional mantle-derived magmatism, underplating and implications for basement of the Junggar basin. *Science in China Series D*, **42**, 113-119 (in Chinese).
- HAN, B.F., JI, J.Q., SONG, B., CHEN, L.H., ZHANG, L., 2006. Late Paleozoic vertical growth of continental crust around the Junggar Basin, Xinjiang, China (Part I) : Timing of post-collisional plutonism. *Acta Petrologica Sinica*, **22**, 1077-1086 (in Chinese).
- HAN, B.F., WANG, S.G., JAHN, B.M., HONG, D.W., KAGAMI, H., SUN, Y.L., 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chemical Geology*, **138**, 135-159.
- HANCHAR, J.M., MILLER, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, **110**, 1-13.

- HANCHAR, J.M., RUDNICK, R.L., 1995. Revealing hidden structures: The application of cathodoluminescence and back-scattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos*, **36**, 289-303.
- HANCHAR, J.M., VAN WESTRENNEN, W., 2007. Rare Earth Element behavior in Zircon-Melt Systems. *Elements*, **3**, 37-42.
- HANCHAR, J.M., WATSON, E.B., 2003. Zircon saturation thermometry, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., Zircon. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 89-112.
- HANKARD, F., COGNE, J.P., KRAVCHINSKY, V., 2005. A new Late Cretaceous paleomagnetic pole for the west of Amuria block (Khunnuen Uul, Mongolia). *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 359-373.
- HANNA, W.F., 1977. Weak-field magnetic susceptibility anisotropy and its dynamic measurement, *U.S. Geological Survey Bulletin*, **1418**, 1-73.
- HARLEY, S.L., KELLY, N.M., 2007. Zircon: Tiny but timely. *Elements*, **3**, 13-18.
- HARLEY, S.L., KELLY, N.M., MÖLLER, A., 2007. Zircon Behaviour and the Thermal Histories of Mountain Chains. *Elements*, **3**, 25-30.
- HASHIMOTO, Y., KIMURA, G., 1999. Underplating process from melange formation to duplexing: Example from the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, southwest Japan. *Tectonics*, **18**, 92-107.
- HAWKESWORTH, C.J., KEMP, A.I.S., 2006a. Evolution of continental crust. *Nature*, **443**, 811-817.
- HAWKESWORTH, C.J., KEMP, A.I.S., 2006b. Using hafnium and oxygen isotopes in zircons to unravel the record of crustal evolution. *Chemical Geology*, **226**, 144-162.
- HAY, D.C., DEMPSTER, T.J., 2009a. Zircon alteration, formation and preservation in sandstones. *Sedimentology*, **56**, 2175-2191.
- HAY, D.C., DEMPSTER, T.J., 2009b. Zircon behaviour during low-temperature metamorphism. *Journal of Petrology*, **50**, 571-589.
- HE, G. Q., LI, J. Y., HAO, J., LI, J. L., CHENG, S. D., XU, X., XIAO, X. C., TIAN, P. R., DENG, Z. Q., LI, Y. A., GUO, F. X., 2001. Crustal structure and evolution of Xinjiang, China, Chinese National 305 Project 07-01, Urumqi, 227 pp. (in Chinese).
- HE, G., ZHAO, L., 2011. A Tectonic Sketch Map of Central Asia, in: The Fifth Workshop on 1:5M International Geological Map of Asia, Beijing, Proceedings.
- HE, G.Q., LIU, J.B., ZHANG, Y.Q., XU, X., 2007. Keramay Ophiolitic mélangé formed during Early Paleozoic in western Junggar basin. *Acta Petrologica Sinica*, **23**, 1573-1576 (in Chinese)
- HEGNER, E., KLEMD, R., KRÖNER, A., CORSINI, M., ALEXEIEV, D.V., IACCHERI, L.M., ZACK, T., DULSKI, P., XIA X., WINDLEY, B.F., 2010. Chronology and P-T conditions of late Paleozoic high-pressure metamorphism and provenance of mélangé sediments in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan. *American Journal of Science*, **310**, 916-950.
- HEINHORST, J., LEHMANN, B., ERMOLOV, P., SERYKH, V., ZHURUTIN, S., 2000. Paleozoic crustal growth and metallogeny of central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of central Kazakhstan. *Tectonophysics*, **328**, 69-87.
- HENDERSON, R.A., 1987. An oblique subduction and transform faulting model for the evolution of the Broken River Province, northern Tasman Orogenic System. *Australian Journal of Earth Sciences*, **34**, 237-249.
- HENDRIX, M.S., 2000. Evolution of Mesozoic sandstone compositions, southern Junggar, northern Tarim, and western Turpan basins, northwest China: a detrital record of the ancestral Tian Shan. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 520-532.
- HENDRIX, M.S., GRAHAM, S.A., CARROLL, A.R., SOBEL, E.R., MCKNIGHT, C.L., SCHULEIN, B.J., WANG, Z., 1992. Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan: Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan basins, northwest China. *Geological Society of America Bulletin*, **104**, 53-79.
- HERRINGTON, R., PUCHKOV, V.N., YAKUBCHUK, A., 2005. Reassessment of the Tectonic Zonation of the Uralides: Implications for Metallogeny, in: MCDONNALDS, I., HERRINGTON, R., eds., Mineral Deposits and Earth Evolution, The Geological Society, London, Special Publication **248**, 153-166.
- HILDE, T.W.C., 1983. Sediment subduction versus accretion around the Pacific. *Tectonophysics*, **99**, 381-397.



- HOFFMAN, K.A., DAY, R., 1978. Separation of multi-component NRM: a general method. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, 433-438.
- HOFFMAN, P.F., 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball earth. *Journal of African Earth Science*, **28**, 17-34.
- HOLE, M.J., ROGERS, G., SAUNDERS, A.D., STOREY, M., 1991. Relation between alkalic volcanism and slab window formation. *Geology*, **19**, 657-660.
- HOSKIN, P.W.O., 2000. Patterns of chaos: Fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**, 1905-1923.
- HOSKIN, P.W.O., BLACK, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, **18**, 423-439.
- HOSKIN, P.W.O., IRELAND, T.R., 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, **28**, 627-630.
- HOSKIN, P.W.O., KINNY, P.D., WYBORN, D., CHAPPELL, B.W., 2000. Identifying accessory mineral saturation during differentiation behaviour in granitoid magmas: an integrated approach. *Journal of Petrology*, **41**, 1365-1396.
- HOSKIN, P.W.O., SCHALTEGGER, U., 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., Zircon. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 27-62.
- HOUNSLOW, M.W., DAVYDOV, V.I., KLOOTWIJK, C.T., TURNER, P., 2004. Magnetostratigraphy of the Carboniferous: a review and future prospects. *Newsletter on Carboniferous Stratigraphy*, **22**, 35-41.
- HOWELL, D.G., 1989. Tectonics of Suspect Terranes: mountain building and continental growth. Chapman & Hall, London.
- HOWELL, D.G., MURRAY, R.W., 1986. A budget for continental growth and denudation. *Science*, **233**, 446-449.
- HOWER, J.C., RUPPERT, L.F., EBLE, C.F., 1999. Lanthanide, yttrium, and zirconium anomalies in the Fire Clay coal bed, Eastern Kentucky. *International Journal of Coal Geology*, **39**, 141-153.
- HROUDA, F., KAHAN, S., 1991. The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High Tatra Mountains, N. Slovakia. *Journal of Structural Geology*, **13**, 431-442.
- HSÜ, K.J., 1966. Mélange concept and its application to an interpretation of the California Coast Range geology. Geological Society of America Abstracts for 1966, 99-100.
- HSÜ, K.J., 1968. The principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Geological Society of America Bulletin*, **79** 1063-1074.
- HSÜ, K.J., 1974. Melanges and their distinction from olistostromes, in: DOTT, R.H., JR., SHAVER, R.H., eds., Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication **19**, 321-333.
- HSÜ, K.J., 1988. Origin of Sedimentary Basins of China, in: Zhu, H., ed., Chinese Sedimentary Basins, Elsevier, 207-227.
- HSÜ, K.J., 1989. Relict back-arc basins: principles of recognition and possible new examples from China, in: KLEINSPEHN, K.L., PAOLA, C., eds., New Perspectives in Basin Analysis, Springer, 245-263.
- HU, A.Q., JAHN, B.M., ZHANG, G.X., CHEN, Y.B., ZHANG, Q.F., 2000. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks. *Tectonophysics*, **328**, 15-51.
- HU, A.Q., ZHANG, G.X., CHEN, Y.B., 2006. Isotope Geochronology and Geochemistry for Major Geological Events of Continental Crustal Evolution of Xinjiang, China, Geological Publishing House, Beijing, 119-161 (in Chinese).
- HUANG, J.H., LU, X.C., ZHU, X.N., ABDUKADAR, P., 1995. Advance in research of the ophiolites in Hongguleleng of North Junggar, Xinjiang. *Xinjiang Geology*, **13**, 20-30.
- HUO, Y., 1984. Petrochemical and REE characteristics of the ophiolites at Tangbale, West Junggar, Xinjiang and their geological significance. *Bulletin of the Xi'an Institute of Geological Sciences*, **7**, 82-94.
- HURLEY, P.M., RAND, J.R., 1969. Predrift continental nuclei. *Science*, **164**, 1229-1242.

HYNDMAN, R.D., CURRIE, C.A., MAZOTTI, S.P., 2005. Subduction zone backarcs, mobile belts and orogenic heat. *GSA Today*, **15**, 4-10.

## I

IRELAND, T.R., WILLIAMS, I.S., 2003. Considerations in zircon geochronology by SIMS, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., *Zircon*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry* **53**, 215-241.

IRWIN, W.P., 1972. Terranes of the western Paleozoic and Triassic belt in the southern Klamath Mountains. *California United States Geological Survey Professional Papers*, **800-C**, C103-C111.

ISOZAKI, Y., 1996. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands. *Island Arc*, **5**, 289-320.

ISOZAKI, Y., 1997. Jurassic accretion tectonics of Japan. *Island Arc*, **6**, 25-51.

ISOZAKI, Y., AOKI, K., NAKAMA, T., YANAI, S., 2010. New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands. *Gondwana Research*, **18**, 82-105.

ISOZAKI, Y., MARUYAMA, S., FURUOKA, F., 1990. Accreted oceanic materials in Japan. *Tectonophysics*, **181**, 179-205.

## J

JACKSON S.E., PEARSON, N.J., GRIFFIN, W.L., BELOUSOVA, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**, 47-69.

JAHN, B.M., 2004. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic, in: MALPAS, J., FLETCHER, C.J., AITCHISON, J.C., eds., *Aspects of the Tectonic Evolution of China*. The Geological Society, London, Special Publication **226**, 73-100.

JAHN, B.M., 2010. Accretionary orogen and evolution of the Japanese islands - Implications from a Sr-Nd isotopic study of the Phanerozoic granitoids from SW Japan. *American Journal of Science*, **310**, 1210-1249.

JAHN, B.M., LITVINOVSKY, B., ZANVILEVICH, A.N., REICHOW, M., 2009. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance. *Lithos*, **113**, 521-539.

JAHN, B.M., WU, F.Y., CHEN, B., 2000a. Granitoids of the Central Asian Orogenic Belt and continental growth in the Phanerozoic. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **91**, 181-193.

JAHN, B.M., WU, F.Y., CHEN, B., 2000b. Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implications for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes*, **23**, 82-92.

JANAK, F., 1965. Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Studi Geophysica et Geodaetica*, **9**, 290-301 (in Czech).

JARRARD, R.D., 1986. Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, **14**, 780-783.

JELINEK, V., 1977. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. Brno, Geofyzika, 1-88 (in Czech).

JELINEK, V., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. *Tectonophysics*, **79**, T63-T67.

JENNER, G.A., CAWOOD, P.A., RAUTENSCHLEIN, M., WHITE, W.M., 1987. Composition of back-arc basin volcanics, Valu Fa Ridge, Lau Basin; evidence for a slab-derived component in their mantle source. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **32**, 209-222.

JIAN, P., LIU, D.Y., KRÖNER, A., WINDLEY, B.F., SHI, Y.R., ZHANG, F.Q., SHI, G.H., MIAO, L.C., ZHANG, W., ZHANG, Q., ZHANG, L.Q., REN, J.S., 2008. Time scale of an early to mid-Paleozoic orogenic cycle of the long-lived Central Asian Orogenic Belt, Inner Mongolia of China: implications for continental growth. *Lithos*, **101**, 233-259.

- JIAN, P., LIU, D.Y., SHI, Y.R., ZHANG, F.Q., 2005. SHRIMP dating of SSZ ophiolites from northern Xinjiang Province, China: implications for generation of oceanic crust in the central Asian orogenic belt, in: SKLYAROV, E.V., Ed., Structural and tectonic correlation across the central Asian orogenic collage: northeastern segment. Guidebook and abstract volume of the Siberian workshop IGCP-480.
- JIN, C., HUANG, X., XU, Y., LI, Y., 2001. The Hongguleleng-Aermantai ophiolite and its relationship to mineralogy, in: ZHAO, Z., SHEN, Y., TU, G., eds., Basic Research of the Metallogeny in Xinjiang. Beijing, Science in China, 27-51 (in Chinese).
- JIN, C., XU, Y., 1997. Petrology and genesis of the Bieluagaxi granitoids in Tuoli, Xinjiang, China. *Acta Petrologica Sinica*, **13**, 529-537 (in Chinese).
- JIN, C.W., ZHANG, X.Q., 1993. Geochronology and genesis of the western Junggar granitoids, Xinjiang, China. *Scientia Geologica Sinica*, **28**, 28-36 (in Chinese).
- JIN, H.J., LI, Y.C., 1999. Carboniferous biogenic sedimentary structures on the northwestern margin of Jungar Basin. *Chinese Science Bulletin*, **44**, 368-368.
- JIN, Z.D., HUANG, J.H., LI, F.C., 1999. Sm-Nd isotope study and dating on Hongguleleng ophiolite in Xinjiang, China. *Chinese Science Bulletin*, **44**, 1914-1917.
- JOHNSON, P.R., WOLDEHAIMANOT, B., 2003. Development of the Arabian – Nubian Shield: Perspectives on accretion and deformation in the northern East African orogen and the assembly of Gondwana. In: Yoshida, M., Windley, B.F., Dasgupta, S., eds., Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. The Geological Society, London, Special Publication **206**, 289-325.
- JOHNSTON, S.T., 2001, The great Alaskan terrane wreck: Reconciliation of paleomagnetic and geological data in the northern Cordillera. *Earth and Planetary Science Letters*, **193**, 259-272.
- JOHNSTON, S.T., WYNNE, P.J., FRANCIS, D., HART, C.J.R., ENKIN, R.J., ENGBRETSON, D.C., 1996. Yellowstone in Yukon: The Late Cretaceous Carmacks Group, *Geology*, **24**, 997-1000.
- JOLIVET, L., HUCHON, P., RANGIN, C., 1989. Tectonic setting of Western Pacific marginal basins. *Tectonophysics*, **160**, 23-47.
- JOLIVET, M., DOMINGUEZ, S., CHARREAU, J., CHEN, Y., LI, Y., WANG, Q., 2010. Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the Central Chinese Tian Shan : Reactivated tectonic structures and active deformation. *Tectonics*, **29**, TC6019, doi: 10.1029/2010TC002712.
- JONES, D.L., HOWELL, D.G., CONEY, P.J., MONGER, J.W.H., 1983. Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America, in: HASHIMOTO, M., UYEDA., eds., Accretion tectonics in the circum-Pacific region: Tokyo, Terra Science, 21-35.
- JORDAN, T.E., 1995. Retroarc foreland and related basins, in: BUSBY, C.J., INGERSOLL, R.V., eds., Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science, Cambridge, 331-362.

## K

- KARIG, D.E., ANDERSON, R.N., BIBEE, L.D., 1978. Characteristics of back-arc spreading in the Mariana trough. *Journal of Geophysical Research*, **83**, 1213-1226.
- KARIG, D.E., SHARMAN, G.F. III, 1975. Subduction and Accretion in Tranches. *Geological Society of America Bulletin*, **86**, 377-389.
- KASYMOV, M.A., 1995. Precambrian of Kazakhstan: a review, in: KANES, W.H., ed., Contributions to Eurasian geology. Aspects of the Geology of Kazakhstan: A Collection of Papers Honoring the 70th Birthday of Academician A.A. Abdulin. Occ. Publ. ESRI, New Series No. 12B, Universities of South Carolina and Utah, 7-12.
- KATILI, J.A., 1970. Large transcurrent faults in Southeast Asia with special reference to Indonesia. *Geologische Rundschau*, **59**, 581-600.
- KAY, S.M., RAMOS, V.A., MARQUEZ, M., 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *Journal of Geology*, **101**, 703-714.
- KAYUPOV, A.K. (Ed.), 1977. Geology and Metalogeny of the Chingiz–Tarbagatay Anticlinorium. Nauka, Alma-Ata, 532 pp. (in Russian).

- KELSEY, D.E., CLARK, C., HAND, M., 2008. Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using metapelitic and metapsammitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**, 199-212.
- KEPPIE, J.D., DOSTAL, J., MURPHY, J.B., NANCE, R.D., 1996. Terrane transfer between eastern Laurentia and western Gondwanan in the Early Paleozoic, in: NANCE, R.D., THOMPSON, M.D., eds., Avalonian and peri-Gondwanan terranes of the circum-North Atlantic. Geological Society of America, Special Paper **304**, 369-380.
- KHAIN, E.V., BIBIKOVA, E.V., SALNIKOVA, E.E., KRÖNER, A., GIBSHER, A.S., DIDENKO, A.N., DEGTYAREV, K.E., FEDOTOVA, A.A., 2003. The Palaeo-Asian ocean in the Proterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions. *Precambrian Research*, **122**, 329-358.
- KHAN, S.D., WALKER, D.J., HALL, S.A., BURKE, K.C., SHAH, M.T., STOCLI, L., 2009. Did the Kohistan-Ladakh island arc collide first with India? *Geological Society of America Bulletin*, **121**, 366-384, doi: 10.1130/B26348.1.
- KHERASKOVA, T.N., DIDENKO, A.N., BUSH, V.A., VOLOZH, Y.A., 2003. The Vendian – Early Paleozoic history of the continental margin of eastern Paleogondwana, Paleasian ocean, and Central Asian foldbelt. *Russian Journal of Earth Sciences*, **5**, 165-184.
- KHROMYKH, B.F., 1986. New Data of the Vendian–Early Paleozoic Evolution and Metallogeny of the Boshchekul Ore District. *Izvestiya Akademii Nauk Kazakhstan SSR, Seriya Geologiya*, **6**, 20-34.
- KIMBROUGH, D.L., SMITH, D.P., MAHONEY, J.B., MOORE, T.E., GASTIL, R.G., ORTEGA RIVERA, M.A., FANNING, C.M., 2001. Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California. *Geology*, **29**, 491-494.
- KIMURA, G., 1986. Oblique subduction and collision: forearc tectonics of the Kuril Arc. *Geology*, **14**, 404-407.
- KIMURA, G., LUDDEN, J., 1995. Peeling oceanic crust in subduction zones. *Geology*, **23**, 217-220.
- KIMURA, G., MUKAI, A., 1991. Undepleted units in an accretionary complex: mélangé of the Shimanto Belt of eastern Shikoku, Southwest Japan. *Tectonics*, **10**, 31-50.
- KIMURA, G., SAKAKIBARA, M., OKAMURA, M., 1994. Plumes in central Panthalassa? Deductions from accreted oceanic fragments in Japan. *Tectonics*, **13**, 905-916.
- KIMURA, T., 1973. The Old Inner Arc of Japan and its deformation, in: Coleman, P.J., ed., The Western Pacific Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry, University of Western Australia, 255-273.
- KINNY, P.D., COMPSTON, W., WILLIAMS, I.S., 1991. A reconnaissance ion-probe study of hafnium isotopes in zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**, 849-859.
- KINNY, P.D., MAAS, R., 2003. Lu-Hf and Sm-Nd isotope in zircon, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., Zircon. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 327-341.
- KIRSCHVINK, J.L., 1980. The least squares line and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **62**, 699-718.
- KLEMD, R., BRÖCKER, M., HACKER, B. R., GAO, J., GANS, P., WEMMER, K., 2005. New age constraints on the metamorphic evolution of the high- pressure/low-temperature belt in the western Tianshan mountains, NW China. *Journal of Geology*, **113**, 157-168.
- KNUDSEN, T.-L., ANDERSEN, T., WHITEHOUSE, M.J., VESTIN, J., 1997. Detrital zircon ages from southern Norway—implications for the Proterozoic evolution of the southwestern Baltic Shield. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **130**, 47-58.
- KOBAYASHI, T., 1941. The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese islands. *Journal of the Faculty of Science, The University of Tokyo*, **5**, 219-578 (in Japanese).
- KOBER, B., 1986. Whole-grain evaporation for  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **93**, 482-490.
- KOCHELEK, E.V., AMATO, J.M., PAVLIS, T.L., CLIFT, P.D., 2011. Flysch deposition and preservation of coherent bedding in accretionary complex: Detrital zircon ages from the Upper Cretaceous Valdez Group, Chugach terrane, Alaska. *Lithosphere*, **3**, 265-274.

- KONOPELKO, D., BISKE, G., SELTMANN, R., EKLUND O., BELYATSKY, B., 2007. Post-collisional granites of the Kokshaal Range, Southern Tien Shan, Kyrgyzstan: age, petrogenesis and regional tectonic implications. *Lithos*, **97**, 140-160.
- KONOPELKO, D., BISKE, G., SELTMANN, R., KISELEVA, M., MATUKOV, D., SERGEEV, S., 2008. Deciphering Caledonian events: timing and geochemistry of the Caledonian magmatic arc in the Kyrgyz Tien Shan. *Journal of Asian Earth Sciences*, **32**, 131-141.
- KONOPELKO, D., SELTMANN, R., BISKE, G., LEPEKHINA, E., SERGEEV, S., 2009. Possible source dichotomy of contemporaneous post-collisional barren I-type versus tin-bearing A-type granites, lying on opposite sides of the South Tien Shan suture. *Ore Geology Reviews*, **35**, 206-216.
- KOROBKIN, V.V., SMIRNOV, A.V., 2006. Paleozoic tectonics and geodynamics of volcanic arcs in northern Kazakhstan. *Russian Geology and Geophysics*, **47**, 462-474.
- KORSCH, R.J., 1977. A framework for the Palaeozoic geology of the southern part of the New England Geosyncline. *Journal of the Geological Society of Australia*, **25**, 339-355.
- KOSLER, J., SYLVESTER, P.J., 2003. Present trends and the future of zircon in geochronology: laser ablation ICPMS, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., *Zircon*. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 243-275.
- KOVALENKO, V.I., YARMOLYUK, V.V., KOVACH, V.P., KOTOV, A.B., KOZAKOV, I.K., SALNIKOVA, E.B., LARIN, A.M., 2004. Isotopic provinces, mechanism of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**, 605-627.
- KROGH, T.E., 1973. A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **37**, 485-494.
- KROGH, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 637-649.
- KRÖNER, A., ALEXEIEV, D.V., HEGNER, E., ROJAS-AGRAMONTE, Y., CORSINI, M., CHAO, Y., WONG, J., WINDLEY, B.F., LIU, D., TRETYAKOV, A.A., 2011. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd–Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan, *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2011.05.010, **in press**.
- KRÖNER, A., ALEXEIEV, D.V., HEGNER, E., CORSINI, M., MIKOLAICHUK, A., XIA, X., ZACK, T., WINDLEY, B.F., SUN, M., ROJAS-AGRAMONTE Y., LIU, D., 2009. New zircon, Sm–Nd, and Ar–Ar ages for Precambrian and Palaeozoic rocks from the Tianshan orogenic belt in Kyrgyzstan and disappearance of the Archaean. International Field Excursion and Workshop on Tectonic Evolution and Crustal Structure of the Paleozoic Chinese Tianshan, Urumqi, China, September 9-19, 2009, 43-44.
- KRÖNER, A., HEGNER, E., LEHMANN, B., HEINHORST, J., WINGATE, M.T.D., LIU, D.Y., ERMELOV, P., 2008. Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon ages and whole-rock Nd isotopic systematics. *Journal of Asian Earth Sciences*, **32**, 118-130.
- KRÖNER, A., WINDLEY, B.F., BADARCH, G., TOMURTOGOO, O., HEGNER, E., JAHN, B.M., GRUSCHKA, S., KHAIN, E.V., DEMOUX, A., WINGATE, M.T.D., 2007. Accretionary growth and crust-formation in the Central Asian Orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian Shield, in: HATCHER, R.D., JR., CARLSON, M.P., MCBRIDE, J.H., MARTINEZ-CATALAN, J.R., eds., 4-D framework of the continental crust. Geological Society of America, Memoir **200**, 181-210.
- KUENZI, W.D., HORST, O.H., MCGEHEE, R.V., 1979. Effect of Volcanic Activity on Fluvial-Deltaic Sedimentation in a Modern Arc-Trench Gap, Southwestern Guatemala. *Geological Society of America Bulletin*, **90**, 827-838.
- KUKOVSKY, N., ONCKEN, O., 2006. Subduction erosion—the ‘normal’ mode of fore-arc, material transfer along the Chile margin?, in: ONCKEN, O., CHONG, G., FRANZ, G., GIESE, P., GOTZE, H.-J., RAMOS, V.A., STRECKER, M.R., WIGGER, P., eds., *The Andes: Active Subduction Orogeny*. Springer, 217-236.
- KURCHAVOV, A.M., 2008. Geochemistry of Paleozoic ignimbrites in central Kazakhstan and their petrogenetic significance. *Petrology*, **16**, 613-628.
- KURCHAVOV, A.M., GRANKIN, M.S. MAL'CHENKO, E.G., ZHUKOVSKII, V.I., MAZUROV, A.K., KHAMZIN S.K., 1998. New data on the structure of the Devonian volcanic belt of northeastern central Kazakhstan. *Doklady Earth Sciences*, **358**, 83-86.

- KUSKY, T.M., BRADLEY, D.C., 1999. Kinematics of mélange fabrics: Examples and Applications from the McHugh Complex, Kenai Peninsula, Alaska. *Journal of Structural Geology*, **21**, 1773-1796.
- KUSKY, T.M., BRADLEY, D.C., HAEUSSLER, P., 1997a. Progressive deformation of the Chugach accretionary complex, Alaska, during a Paleogene ridge-trench encounter. *Journal of Structural Geology*, **19**, 139-157.
- KUSKY, T.M., BRADLEY, D.C., HAEUSSLER, P., KARL, S., 1997b. Controls on accretion of flysch and mélange belts at convergent margins: Evidence from the Chugach Bay thrust and Iceworm mélange, Chugach accretionary wedge, Alaska. *Tectonics*, **16**, 855-878.
- KUSKY, T.M., POLAT, A., 1999. Growth of granite– greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean cratons. *Tectonophysics*, **305**, 43-73.
- KUZNETSOV, N.B., SOBOLEVA, A.A., UDORATINA, O.V., GERTSEVA, M.V., 2005. Pre-Ordovician granitoids of the Timan-Urals region and evolution of the Protouralides-Timanides. Geoprint, Syktyvkar, 98 pp. (in Russian).
- KWON, S.T., TILTON, G.R., COLEMAN, R.G., FENG, Y., 1989. Isotopic studies veering on the tectonics of the West Junggar region, Xinjiang, China. *Tectonics*, **8**, 719-727.

## L

- LAGABRIELLE, Y., AUZENDE, J.M., 1982. Active in situ disaggregation of oceanic crust and mantle on Gorringe Bank: analogy with ophiolitic massives. *Nature*, **297**, 490-493.
- LAGABRIELLE, Y., POLINO, R., AUZENDE, J.-M., BLANCHET, R., CABY, R., FUDRAL, S., LEMOINE, M., MEVEL, C., OHNENSTETTER, M., ROBERT, D., TRICART, P., 1984. Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans les domaines téthysiens: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la Zone Piémontaise des Alpes franco-italiennes. *Ofioliti*, **9**, 67-88.
- LAHTINEN, R., KORJA, A., NIRONEN, M., HEIKKINEN, P., 2009. Palaeoproterozoic accretionary processes in Fennoscandia, in: CAWOOD, P.A., KRÖNER, A., eds., Earth Accretionary systems in space and time. The Geological Society, London, Special Publication **318**, 237-256.
- LALLEMAND S., HEURET, A., BOUTELIER, D., 2005. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **6**, Q09006.
- LALLEMAND S., HEURET, A., FACCENNA, C., FUNICIELLO, F., 2008. Subduction dynamics as revealed by trench migration. *Tectonics*, **27**, doi: 10.1029/2007/TC002212.
- LALLEMAND, S., LIU, C.S., DOMINGUEZ, S., SCHNÜRLE, P., MALAVIEILLE, J., AND THE ACT SCIENTIFIC CREW, 1999. Trench-parallel stretching and folding of forearc basins and lateral migration of the accretionary wedge in the southern Ryukyus: a case of strain partition caused by oblique convergence. *Tectonics*, **18**, 231-247.
- LALLEMAND, S.E., CULOTTA, R., VON HUENE, R., 1989. Subduction of the Daiichi-Kasima seamount in the Japan trench. *Tectonophysics*, **160**, 231-247.
- LANE, N. G., WATERS J. A., MAPLES, C.G., 1997. Echinoderm faunas of the Hongguleleng Formation, Late Devonian (Famennian), Xinjiang-uygur Autonomous Region, People's Republic of China. The Paleontological Society, Memoir **47**, 43 pp..
- LANZA, R., MELONI, A., 2006. The Earth's magnetism. Springer, 278 pp..
- LAURENT-CHARVET, S., 2001. Accrétions continentales en Asie centro-orientale : évolution géodynamique et structurale du Tianshan et du Junggar oriental (nord-ouest Chine) au Paléozoïque, Thèse soutenue à l'Université d'Orléans, 312 pp..
- LAURENT-CHARVET, S., CHARVET, J., MONIE, P., SHU, L.S., 2003. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): New structural and geochronological data. *Tectonics*, **22**, 1009-1034.
- LAURENT-CHARVET, S., CHARVET, J., SHU, L., MA, R., LU, H., 2002. Paleozoic late collisional strike-slip deformations in Tianshan and Altay, Eastern Xinjiang, NW China. *Terra Nova*, **14**, 249-256.
- LAWRENCE, S.R., 1990. Aspects of the petroleum geology of the Junggar basin, Northwest China, in: BROOKS, J., ed., Classic Petroleum Provinces. The Geological Society, London, Special Publication **50**, 545-557.

- LE BAS, M., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**, 745-750.
- LEDENT, D., PATTERSON, C., TILTON, G.R., 1964. Ages of zircon and feldspar concentrates from North American beach and river sands. *Journal of Geology*, **72**, 112-122.
- LEHMANN, J., SCHULMANN, K., LEXA, O., CORSINI, M., KRONER, A., STIPSKA, P., TOMURHUU, D., OTGONBATOR, D., 2010. Structural constraints on the evolution of the Central Asian Orogenic Belt in SW Mongolia. *American Journal of Science*, **310**, 575-628.
- LEI, M., ZHAO, Z.D., HOU, Q.Y., ZHANG, H.F., XU, J.F., CHEN, Y.L., ZHANG, B.R., LIU, X.J., 2008. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic characteristics of the Dalabute ophiolite, Xinjiang: comparison between the Paleo-Asian ocean and the Tethyan mantle domains. *Acta Petrologica Sinica*, **24**, 661-672 (in Chinese).
- LETNIKOV, F.A., KOTOV, A.B., DEGTYAREV, K.E., LEVCHENKO, O.A., SHERSHAKOVA, M.M., SHERSHAKOV, A.V., RIZVANOVA, N.G., MAKEEV, A.F., TOLKACHEV, M.D., 2009a. Late Ordovician Granitoids of Northern Kazakhstan: U-Pb Age and Tectonic Setting. *Doklady Earth Sciences*, **424**, 24-28.
- LETNIKOV, F.A., KOTOV, A.B., DEGTYAREV, K.E., SAL'NIKOVA, E.B., LEVCHENKO, O.A., SHERSHAKOVA, M.M., SHERSHAKOV, A.V., RIZVANOVA, N.G., MAKEEV, A.F., TOLKACHEV, M.D., 2009b. Silurian Granites of Northern Kazakhstan: U-Pb Age and Tectonic Position. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **17**, 275-282.
- LEVASHOVA, N.M., DEGTYAREV, K.E., BAZHENOV, M.L., COLLINS, A.Q., VAN DER VOO, R., 2003a. Middle paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: post-Middle Devonian rotations in a large-scale oroclinal in the central Ural-Mongol belt. *Tectonophysics*, **377**, 249-268.
- LEVASHOVA, N.M., DEGTYAREV, K.E., BAZHENOV, M.L., COLLINS, A.Q., VAN DER VOO, R., 2003b. Permian paleomagnetism of East Kazakhstan and the amalgamation of Eurasia. *Geophysical Journal International*, **152**, 677-687.
- LEVASHOVA, N.M., MIKOLAICHUK, A.V., MCCAUSLAND, P.J.A., BAZHENOV, M.L., VAN DER VOO, R., 2007. Devonian paleomagnetism of the North Tien Shan: Implications for the middle-Late Paleozoic paleogeography of Eurasia. *Earth and Planetary Science Letters*, **257**, 104-120.
- LEVASHOVA, N.M., VAN DER VOO, R., ABRAJEVITCH, A.V., BAZHENOV, M.L., 2009. Paleomagnetism of mid-Paleozoic subduction-related volcanics from the Chingiz Range in NE Kazakhstan: The evolving paleogeography of the amalgamating Eurasian composite continent. *Geological Society of America Bulletin*, **121**, 555-573.
- LI, H.S., 1994. Middle Silurian radiolarians from Keerhada, Xinjiang. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, **11**, 259-272 (in Chinese).
- LI, J. Y., 1991. On evolution of Paleozoic plate tectonics of east Junggar, Xinjiang, China, in: XIAO, X.C., TANG, Y.Q., eds., On Tectonic Evolution of the Southern Margin of the Paleozoic Composite Megasuture Zone. Beijing Technical Press, Beijing, 92-108 (in Chinese).
- LI, J.Y., JIN, H.J., 1989. The trace fossils discovery and its environment significance in Carboniferous turbidite series, the northwest border of Zhunga'er basin, Xinjiang. *Scientia Geologica Sinica*, **63**, 9-15 (in Chinese).
- LI, P., ZHANG, Z., WU, S., 1986. Stratigraphy, in: Permian and Triassic strata and fossil assemblages in the Dalongkou area of Jimsar, Xinjiang, People's Republic of China, Ministry of Geology and Mineral Resources, Geology Memoir 3, 2-38 (in Chinese).
- LI, S.L., MOONEY, W.D., 1998. Crustal structure of China from deep seismic sounding profiles, *Tectonophysics*, **288**, 105-113.
- LI, T.D., (ed.) 1997. Geological Map of Asia and Europe. (1: 5000000). Geological Publishing House, Beijing.
- LI, X.Z., HAN, B.F., JI, J.Q., LI, Z.H., LIU, Z.Q., YANG, B., 2004a. Geology, geochemistry and K-Ar ages of the Karamay basic-intermediate dike swarm from Xinjiang, China. *Geochimica*, **33**, 574-584 (in Chinese).
- LI, Y.P., SHARPS, R., MCWILLIAMS, M., LI, Y. G., LI, Q., ZHANG, W., 1991. Late Paleozoic paleomagnetic results from the Junggar Block, Northwestern China. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 16047-16060.
- LI, Y.P., SHARPS, R., MCWILLIAMS, M., NUR, A., LI, Y. G., LI, Q., ZHANG, W., 1989. Paleomagnetic results from late Paleozoic dikes from the northwestern Junggar Block. *Earth and Planetary Science Letters*, **94**, 123-130.



- LI, Z., SONG, W.J., PENG, S.T., WANG, D.X., ZHANG, Z.P., 2004b. Mesozoic-Cenozoic tectonic relationships between the Kuqa subbasin and Tian Shan, northwest China: constraints from depositional records. *Sedimentary Geology*, **172**, 223-249.
- LIN, W., FAURE, M., SHI, Y.H., WANG, Q.C., LI, Z., 2009. Palaeozoic tectonics of the southwestern Chinese Tianshan: new insights from a structural study of the high-pressure/ low-temperature metamorphic belt. *International Journal of Earth Sciences*, **98**, 1259-1274.
- LISTER, G.S., FORSTER, M.A., 2006. The plate-tectonic significance of inversion cycles during orogenesis. Geological Society of America, Abstracts with Programs, Speciality Meeting, 2, 119.
- LISTER, G.S., FORSTER, M.A., RAWLINGS, T.J., 2001. Episodicity during orogenesis, in: MILLER J.A., HOLDSWORTH, R.E., BUICK, I.S., HAND, M., eds., Continental Reactivation and Reworking. The Geological Society, London, Special Publication **184**, 89-113.
- LIU, D.Q., TANG, Y.L., ZHOU, R.H., 1993. The Devonian intra-oceanic arc and boninite in the North Junggar, Xinjiang. *Xinjiang Geology*, **11**, 1-12 (in Chinese).
- LIU, S., 1994. The non-marine Permian-Triassic boundary and Triassic Conchostracan fossils in China. *Albertiana*, **13**, 12-24.
- LIU, W., ZHANG, X. B., 1993. Ulungur-Zaisan Tectonic Mélange and its Geological Significance. China Science Press, Beijing, 217-228 (in Chinese).
- LIU, X.J., XU, J.F., WANG, S.Q., HOU, Q.Y., BAI, Z.H., LEI, M., 2009. Geochemistry and dating of E-MORB type mafic rocks from Dalabute ophiolite in West Junggar, Xinjiang and geological implications. *Acta Petrologica Sinica*, **25**, 1373-1389.
- LOCKWOOD, J.P., 1972. Possible mechanisms for the emplacement of alpine-type serpentinite, in: SHAGAM, R., ed., The H.H. Hess volume: Studies in Earth and Space Science. Geological Society of America, Memoir **132**, 273-287.
- LOI, A., DABARD, M.P., 1997. Zircon typology and geochemistry in the paleogeographic reconstruction of the Late Ordovician of Sardinia (Italy). *Sedimentary Geology*, **112**, 263-279.
- LOMIZE, M.G., DEMINA, L.I., ZARSHCHIKOV, A.A., 1997. The Kyrgyz-Terskei Paleocenic Basin, Tien Shan. *Geodynamics*, **6**, 35-55.
- LONG, X.P., SUN, M., YUAN, C., XIAO, W.J., LIN, S.F., WU, F.Y., XIA, X.P., CAI, K.D., 2007. Detrital zircon age and Hf isotopic studies for metasedimentary rocks from the Chinese Altai: implications for the Early Paleozoic tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt. *Tectonics*, **26**, TC5015, doi:10.1029/2007TC002128.
- LOWRIE, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, **17**, 159-162.
- LOWRIE, W., 1997. Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, 368 pp..
- LU, S.N., LI, H.K., ZHANG, C.L., NIU, G.H., 2008. Geological and geochronological evidence for the Precambrian evolution of the Tarim craton and surrounding continental fragments. *Precambrian Research*, **160**, 94-107.
- LUDWIG, K.R., 1998, On the treatment of concordant uranium-lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**, 665-676.
- LUDWIG, K.R., 2003. Users manual for ISOPLOT/EX, version 3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4.
- LUDWIG, K.R., 2008. Isoplot 3.6; a geochronology toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, 77 pp..
- LYONS, J.J., COE, R.S., ZHAO, X.X., RENNE, P.R., KAZANSKY, A.Y., IZOKH, A.E., KUNGURTSEV, L.V., MITROKHIN, D.V., 2002. Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakhstan. *Journal of Geophysical Research*, **107**, DOI: 10.1029 /2001JB000521.

## M

- MACHADO, N., SIMONETTI, A., 2001. U-Pb dating and Hf isotopic composition of zircon by laser ablation MC-ICP-MS, in: SYLVESTER, P., ed., *Laser Ablation-ICPMS in the Earth Sciences: Principles and Applications*, Wiley, **29**, 121-146.
- MALOD, J.A., KOMAR KARTA, BESLIER, M.O., ZEN JR, M.T., 1995. From normal to oblique subduction: Tectonic relationships between Java and Sumatra. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, **12**, 85-93.
- MARSHAK, R.S., KARIG, D.E., 1977. Triple junctions as a cause for anomalously near-trench igneous activity between the trench and volcanic arc. *Geology*, **5**, 233-2.
- MARSHALL, D.J., 1988. *Cathodoluminescence of Geological Materials*. Unwin Hyman, Boston, 146 pp..
- MARTINEZ, A., MALAVIEILLE, J., LALLEMAND, S., COLLOT, J.-Y., 2002. Partition de la déformation dans un prisme d'accrétion sédimentaire en convergence oblique; approche expérimentale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **173**, 17-24.
- MARUYAMA, S., 1997. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed. *Island Arc*, **6**, 91-120.
- MATSUDA, T., ISOZAKI, Y., 1991. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic cherts in Japan: from remote ocean to subduction zone. *Tectonics*, **10**, 475-499.
- MATSUDA, T., UYEDA, S., 1971. On the Pacific-type orogeny and its model: Extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonophysics*, **11**, 5-27.
- MATTE, P., 1991. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan Belt in western Europe. *Tectonophysics*, **196**, 309-337.
- MATTINSON, J.M., GRAUBARD, C.M., PARKINSON, D.L., MCLELLAND, W.C., 1996. U-Pb reverse discordance in zircons: the role of fine-scale oscillatory zoning and sub-microscopic transport of Pb. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph* **95**, 355-370.
- MCCAFFREY, R., 1991. Slip vectors and stretching of the Sumatran fore arc. *Geology*, **19**, 881-884.
- MCCAFFREY, R., 1992. Oblique Plate Convergence, Slip Vectors, and Forearc Deformation. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 8905-8915.
- MCCARTHY, J., SCHOLL, D.W., 1985. Mechanisms of subduction accretion along the central Aleutian Trench. *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 691-701.
- MCELHINNY, M.W., 1964. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, **8**, 338-340.
- MCFADDEN, P.L., 1990. A new fold test for paleomagnetic studies. *Geophysical Journal international*, **103**, 163-169.
- MCFADDEN, P.L., MA, X.H., MCELHINNY, M.W., ZHANG, Z.K., 1988. Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: northern Tarim. *Earth and Planetary Science Letters*, **87**, 152-160.
- MCFADDEN, P.L., MCELHINNY, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, **87**, 152-160.
- MCFADDEN, P.L., MCELHINNY, M.W., 1990. Classification of the reversal test in paleomagnetism. *Geophysical Journal International*, **103**, 725-729.
- MCKNIGHT, C.L., CARROLL, A.R., CHU, J., HENDRIX, M.S., GRAHAM, S.A., LYON, R.J.P., 1989, Stratigraphy and structure of the Kalpin uplift, Tarim basin, northwest China, in: *Proceedings, Seventh Thematic Conference on Remote Sensing for Exploration Geology*, Calgary, Alberta: Ann Arbor, Environmental Research Institute of Michigan, 1085-1096.
- MCQUARRIE, N., HORTON, B.K., ZANDT, G., BECK, S., DECELLES, P.G., 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics*, **399**, 15-37.
- MELNIKOV, A., DELVAUX, D., TRAVIN, A., BUSLOV, M., VLADIMIROV, A., SMIRNOVA, L., THEUNISSEN, K., 1997. Late Paleozoic–Early Mesozoic sinistral movement along the Irtysh shear zone, NE Kazakhstan. *Tectonic studies group annual general meeting*, Durham, 17–19 December.

- MELNIKOV, A., TRAVIN, A., PLOTNIKOV, A., SMIRNOVA, L., THEUNISSEN, K., 1998. Kinematics and Ar/Ar geochronology of the Irtysh shear zone in NE Kazakhstan. In: Continental growth in the Phanerozoic: evidence from East-Central Asia. First workshop, IGCP-420, Urumqi, China, 27 July–3 August, p. 30.
- METCALFE, I., FOSTER, C.B., AFONIN, S.A., NICOLL, R.S., MUNDIL, R., WANG, X.F., LUCAS, S.G., 2009. Stratigraphy, biostratigraphy and C-isotopes of the Permian-Triassic non-marine sequence at Dalongou and Lucaogou, Xinjiang Province, China. *Journal of Asian Earth Science*, **36**, 503-520.
- MIKOLAICHUK, A.V., KOTOV, V.V., KUZIKOV, S.I., 1995. The structural position of the Malyi Naryn metamorphic complex and the boundary between the North and Middle Tien Shan. *Geotectonics*, **29**, 157-166.
- MIKOLAICHUK, A.V., KURENKOV, S.A., DEGTYAREV, K.E., RUBTSOV, V.I., 1997. Northern Tien Shan main stages of geodynamic evolution in the Late Precambrian–Early Paleozoic. *Geodynamics*, **6**, 16-34.
- MILSON, J., 2003. Forearc ophiolites: a view from the western Pacific, in: DIREK, Y., ROBINSON, P.T., eds., Ophiolites in Earth History. The Geological Society, London, Special Publication **218**, 507-515.
- MIYASHIRO, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, **2**, 277-311.
- MIYASHIRO, A., 1973. Metamorphism and metamorphic belts. Allen & Unwin, London, 492 pp..
- MÖLLER, A., O'BRIEN, P.J., KENNEDY, A., KRÖNER, A., 2002. Polyphase zircon in ultrahigh-temperature granulites (Rogaland, SW Norway): constraints for Pb diffusion in zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 727-740.
- MOLNAR, P., FITCH, T.J., WU, F.T., 1973. Fault plane solutions of shallow earthquakes and contemporary tectonics in Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**, 101-112.
- MOLNAR, P., TAPPONNIER, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, **189**, 419-426.
- MOLNAR, P., TAPPONNIER, P., 1977. Active Faulting and tectonics of China. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 2905-2930.
- MOORE, J.C., 1973. Complex deformation of Cretaceous trench deposits, southwestern Alaska. *Geological Society of America Bulletin*, **84**, 2005-2020.
- MOORE, J.C., DIEBOLD, J., FISHER, M.A., SAMPLE, J., BROCHER, T., TAWANI, M., EWING, J., VON HUENE, R., ROWE, C., STONE, D., STEVENS, C., SAWYER, D., 1991. EDGE deep seismic reflection transect of the eastern Aleutian arc-trench layered lower crust reveals underplating and continental growth. *Geology*, **19**, 420-424.
- MOORE, J.C., SILVER, E., 1987. Continental margin tectonics: Submarine accretionary prisms. *Reviews of Geophysics*, **25**, 1305-1312.
- MORRISON, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, **13**, 97-108.
- MORTON, A.C., CLAUOÉ-LONG, J.C., BERGE, C., 1996. SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Statfjord Formation, North Sea. *Journal of the Geological Society*, **153**, 915-929.
- MORTON, A.C., HALLSWORTH, C.R., 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, **90**, 241-256.
- MOSSAKOVSKY, A.A., RUZHENTSEV, S.V., SAMYGIN, S.G., KHERASKOVA, T.N., 1993. The Central Asian fold-belt: geodynamics evolution and the history of formation. *Geotektonika*, **6**, 3-33 (in Russian).
- MU, E.Z., BOUCOT, A.J., CHEN, X., RONG, J.Y., 1986. Correlation of the Silurian rocks in China, in: BOUCOT, A.B., BERRY, W.B., eds., A part of the Silurian correlation for East Asia. Geological Society of America, Special Paper **202**, 1-80.
- MURPHY, J.B., HYNES, A.J., JOHNSTON, S.T., KEPPIE, J.D., 2003. Reconstructing the ancestral Yellowstone plume from accreted seamounts and its relationship to flat-slab subduction. *Tectonophysics*, **365**, 185-194.
- MURPHY, J.B., NANCE, R.D., GUTIERREZ-ALONSO, G., KEPPIE, J.D., 2009. Supercontinent reconstruction from recognition of leading continental edges. *Geology*, **37**, 595-5998.

MURPHY, J.B., VAN STAAL, C.R., KEPPIE, J.D., 1999. Middle to late paleozoic Acadian orogeny in the northern Appalachians: A Laramide-style plume-modified orogeny? *Geology*, **27**, 653-656.

## N

NAGATA, T., 1961. Rock magnetism, 2nd edition. Maruzen, Tokyo, 350 pp..

NATAL'IN, B.A., SENGÖR, A.M.C., 2005. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: The pre-history of the Palaeo-Tethyan closure. *Tectonophysics*, **404**, 175-202.

NELSON, D.R., 2001. An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U-Pb dating of detrital zircon. *Sedimentary Geology*, **141-142**, 37-60.

NIE, S.Y., ROWLEY, D.B., VAN DER VOO, R., LI, M.S., 1993. Paleomagnetism of Late Paleozoic rocks in the Tianshan, Northwestern China. *Tectonics*, **12**, 568-579.

NIER, A.O., 1939. The isotopic composition of uranium and the half-lives of the uranium isotopes. I. *Physical Review*, **60**, 150-153.

NIKITIN, I.F. 1972. Ordovician of Kazakhstan: Part I, Stratigraphy. Nauka, Alma-Ata (in Russian).

NIKITIN, I.F., GRIDINA, N.M., ZHILKAIDAROV, A.M., STEPANETS, V.G., 1995. Age of the Kuvsk Formation and Localization of Ordovician Rocks in Western Fore-Chingiz. *Geologiya Kazakhstana*, **2**, 32-41 (in Russian).

NISHIDAI, T., BERRY, J.L., 1990. Structure and hydrocarbon potential of the Tarim basin (NW China) from satellite imagery. *Journal of Petroleum Technology*, **13**, 35-58.

NIU, H.C., SATO, H., ZHANG, H.X., ITO, J., YU, X.Y., NAGAO, T., TERADA, K., ZHANG, Q., 2006. Juxtaposition of adakite, boninite, high-TiO<sub>2</sub> and low-TiO<sub>2</sub> basalts in the Devonian southern Altay, Xinjiang, NW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **28**, 439-456.

NOWELL, G.M., KEMPTON, P.D., NOBLE, S.R., FITTON, J.G., SAUNDERS, A.D., MAHONEY, J.J., TAYLOR, R.N., 1998. High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle. *Chemical Geology*, **149**, 211-233.

NUTMAN, A.P., 2001. On the scarcity of >3900 Ma detrital zircons in •3500 Ma metasediments. *Precambrian Research*, **105**, 93-114.

NYMAN, H., HYDE, B.G., ANDERSSON, S., 1984. Zircon, anhydrite, scheelite and some related structures containing bisdisphenoids. *Acta Crystallographica, Section B*, **40**, 441-447.

## O

OFFLER, R., FOSTER, D.A., 2008. Timing and development of oroclines in the southern New England Orogen, New South Wales. *Australian Journal of Earth Science*, **55**, 331-340.

OHNENSTETTER, D., CESBRON, F., REMOND, G., CARUBA, R., CLAUDE, J.M., 1991. Emissions de cathodoluminescence de deux populations de zircons naturels: tentative d'interprétation. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **313**, 641-647.

OKAMOTO, K., MARUYAMA, S., ISOZAKI, Y., 2000. Accretionary complex origin of the Sanbagawa, high P/ T metamorphic rocks, central Shikoku, Japan: layer-parallel shortening structure and greenstone geochemistry. *Journal of the Geological Society of Japan*, **106**, 70-86 (in Japanese).

OLIVER, G.J.H., 2001. Reconstruction of the Grampian episode in Scotland: its place in the Caledonian Orogeny. *Tectonophysics*, **332**, 23-49.

ONCKEN, O., HINDLE, D., KLEY, J., ELGER, K., SCHEMMANN, K., 2006. Deformation of the Central Andean upper plate system—facts, fiction, and constraints for plateau models, in: ONCKEN, O., CHONG, G., FRANZ, G., GIESE, P., GOTZE, H.-J., RAMOS, V.A., STRECKER, M.R., WIGGER, P., eds., *The Andes: Active Subduction Orogeny*, Springer, 3–27.

OSHIMA, S., OGINO, T., KATSURA, T., IKEDA, K., UCHIDA, M., NAGANO, M., HAYASHIDA, M., MUNEDA, K., KASUGA, S., 1985. Subduction of the Daiiti-Kasima seamount into the landward slope of the Japan trench. *Report Hydrology Research*, **20**, 25-46.

OUYANG, S., NORRIS G., 1999. Earliest Triassic (Induan) spores and pollen from the Junggar Basin, Xinjiang, northwest China. *Review of Paleobotany and Palynology*, **106**, 1-56.

## P

- PAN, Y., 1997. Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. *Canadian Mineralogist*, **35**, 105-118.
- PANKHURST, R.J., WEAVER, S.D., HERVE, F., LARRONDO, P., 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian Batholith in Aysen, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, **156**, 673-694.
- PAQUETTE, J.L., MONCHOUX, P., COUTURIER, M., 1995. Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the European Variscan belt: Implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 1611-1622.
- PARKINSON, C.D., KATAYAMA, I., LIOU, J.G. & MARUYAMA, S. (eds) 2002. The Diamond-bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan. Universal Academy Press, Tokyo.
- PARRA, M., FAUGERES, J.-C., GROUSSET, F., PUJOL, C., 1997. Sr-Nd isotopes as tracers of fine-grained detrital sediments: the South-Barbados accretionary prism during the last 150 kyr. *Marine Geology*, **136**, 225-243.
- PARRISH, R.R., NOBLE, S.R., 2003. Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution - thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS), in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., Zircon. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 183-213.
- PATCHETT, P.J., 1983. Importance of the Lu-Hf isotopic system in studies of planetary chronology and chemical evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**, 81-91.
- PATCHETT, P.J., KOUVO, O., HEDGE, C.E., TATSUMOTO, M., 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **78**, 279-297.
- PATCHETT, P.J., TATSUMOTO, M., 1980. A routine high-precision method for Lu-Hf isotope geochemistry and chronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**, 263-267.
- PATCHETT, P.J., WHITE, W.M., FELDMANN, H., KIELINCZUK, S., HOFMANN, A.W., 1984. Hafnium/rare earth element fractionation in the sedimentary system and crustal recycling into the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **69**, 365-378.
- PATERSON, B.A., STEPHENS, W.E., 1992. Kinetically induced compositional zoning in titanite: Implications for accessory phase/ melt partitioning of trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **109**, 373-385.
- PEARCE, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in THORP, R.S., ed., Andesites, John Willey-Son, 525-548.
- PEARCE, J.A., CANN, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, **19**, 290-300.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B., TINDLE, A.G., 1984a. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 956-983.
- PEARCE, J.A., LIPPARD, S.J., ROBERT, S., 1984b. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in KOKELAAR, B.P., HOWELLS, M.F., eds., Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins. The Geological Society, London, Special Publication **16**, 77-94.
- PEARCE, N.J.G., PERKING, W.T., WESTGATE, J.A., GORTON, M.P., JACKSON, S.E., NEAL, C.R., CHENERY, S.P., 1997. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass materials. *Geostandards Newsletter*, **21**, 115-144.
- PERRY, S.E., GARVER, J.I., RIDGWAY, K.D., 2009. Transport of the Yakutat terrane, Southern Alaska: evidence from sediment petrology and detrital zircon fission-track and U/Pb double dating. *Journal of Geology*, **117**, 156-173.
- PETTINGILL, H.S., PATCHETT, P.J., 1981. Lu-Hf total-rock age for the Amitsoq gneisses, West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, **55**, 150-156.

- PIRAJNO, F., 2010. Intracontinental strike-slip faults, associated magmatism, mineral systems and mantle dynamics: examples from NW China and Altay-Sayan (Siberia). *Journal of Geodynamics*, **50**, 325-346.
- PLAFKER, G., MOORE, J.C., WINKLER, G.R., 1994. Geology of the southern Alaska margins, in: PLAFKER, G., BERG, H.C., eds., *The geology of Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America, the Geology of North America*, G1, 389-449.
- PLATT, J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **97**, 1037-1053.
- PLATT, J.P., 1993a. Exhumation of high-pressure rocks: A review of concepts and processes. *Terra Nova*, **5**, 119-133.
- PLATT, J.P., 1993b. Mechanics of oblique convergence. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 16239-16256.
- POLAT, A., KERRICH, R., WINDLEY, B.F., 2009. Archaean crustal growth processes in southern West Greenland and the southern Superior Province: geodynamic and magmatic constraints, in: Cawood, P.A., Kröner, A., eds., *Earth Accretionary systems in space and time*. The Geological Society, London, Special Publication **318**, 155-191.
- POPOV, L.E., BASSETT, M.G., ZHEMCHUZHNIKOV, V.G., HOLMER, L.E., KLISHEVICH, I.A., 2009. Gondwanan faunal signatures from Early Palaeozoic terranes of Kazakhstan and Central Asia: evidence and tectonic implications, in: BASSETT, M.G., ed., *Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography*, The Geological Society, London, Special Publication **325**, 23-64.
- POUPINET, G., AVOUAC, J.-P., JIANG, M., WEI, S., KISSLING, E., HEQUEL, G., PAUL, A., WITTLINGER, G., SU, H., THOMAS J.-C., 2002. Intracontinental subduction and Paleozoic inheritance of the lithosphere suggested by a teleseismic experiment across the Chinese Tien Shan. *Terra Nova*, **14**, 18-24.
- PRESS, W.H., FLANNERY, B.P., TEUKOLSKY, S.A., VETTERLING, W.T., 1986. *Numerical Recipes, The Art of Scientific Computing*, Cambridge University Press, Cambridge, 818 pp..
- PRICE, R.A., 1994. Cordilleran tectonics and the evolution of the Western Canada sedimentary basin, in: MOSSOP, G.D., SHETSEN, I., eds., *Geological Atlas of Western Canada*, Canadian Society of Petroleum Geologists/Alberta Research Council, Calgary, 13-24.
- PUCHKOV V.N., 2009. The evolution of the Uralian orogen, in : MURPHY, J.B, KEPPIE, J.D., HYNES, A.J., eds., *Ancient Orogens and Modern Analogues*. The Geological Society, London, Special Publication **327**, 161-195.
- PUCHKOV, V.N., 1997. Structure and geodynamics of the Uralian orogen, in: BURG, J-P., FORD, M., eds., *Orogeny Through Time*. The Geological Society, London, Special Publication **121**, 201-236.
- PUPIN, J.-P., 1976 Signification des caractères morphologiques du zircon commun des roches en pétrologie. Base de la méthode typologique. Applications. Thèse soutenue à l'Université de Nice, 394 pp..
- PUPIN, J.-P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **73**, 207-220.

## Q

- QI, J.Y., 1993. Geology and genesis of dike swarms in western Junggar, Xinjiang, China. *Acta Petrologica Sinica*, **9**, 288-299 (in Chinese).
- QU, G., ZHANG, J., 1994. Oblique thrust systems in the Altay orogen, China. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, **9**, 277-287

## R

- RAMOS, V.A., CRISTALLINI, E.O., PEREZ, D.J., 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**, 59-78.
- RAMSAY, J., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp..
- RAYMOND, L.A., 1984. Classification of melanges, in: RAYMOND, L.A., ed., *Melanges: Their nature, origin and significance*. Geological Society of America, Special Paper **198**, 7-20.

- REINERS, P.W., 2005. Zircon (U-Th)/He thermochronometry, in: REINERS, P.W., EHLERS, T.A., eds., Low-Temperature Thermochronology: techniques, interpretations, and Applications, Mineralogical Society of America, Reviews in mineralogy and Geochemistry **58**, 1-18.
- REUTTER, K.-J., SCHEUBER, E., HELMCKE, D., 1991. Structural evidence of orogen-parallel strike-slip displacements in the North Chilean Precordillera. *Geologische Rundschau*, **80**, 135-153.
- REYMER, A., SCHUBERT, G., 1984. Phanerozoic addition rates to the continental crust and crustal growth. *Tectonics*, **3**, 63-77.
- RIEDEL, W., 1929. Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie B, 354-368.
- RING, U., 2008. Deformation and exhumation at convergent margins: the Franciscan subduction complex. Geological Society of America, Special Paper **445**, 61 pp..
- RINO, S., KON, Y., SATO, W., MARUYAMA, S., SANTOSH, M., ZHAO, D., 2008. The Grenvillian and pan-African orogens: World's largest orogenies through geologic time, and their implications on the origin of superplume. *Gondwana Research*, **14**, 51-72.
- RÍOS, S., MALCHEREK, T., SALJE, E.K.H., DOMENEGHETTI, C., 2000. Localized defects in radiation-damaged zircon. *Acta Crystallographica, Section B*, **56**, 947-952.
- RODDICK, J.C., BEVIER, M.L., 1995. U-Pb dating of granites with inherited zircon: conventional and ion microprobe results from two Paleozoic plutons, Canadian Appalachians. *Chemical Geology*, **119**, 307-329.
- ROESKE, S.M., SNEE, L.W., PAVLIS, T.L., 2003. Dextral-slip reactivation of an arc-forearc boundary during Late Cretaceous-Early Eocene oblique convergence in the northern Cordillera, in: Sisson, V.B., ROESKE, S.M., PAVLIS, T.L., eds., Geology of a transpression orogen developed during ridge-trench interaction along the North Pacific margin. Geological Society of America Special Paper **371**, 141-169.
- ROLLINSON, H.R., 1993, Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation, Longman, UK. 352 pp..
- ROSS, G.M., PARRISH, R.R., WINSTON, D., 1992. Provenance and U-Pb geochronology of the Mesoproterozoic Belt Supergroup (northwestern United States): implications for the age of deposition and pre-Panthalassa plate reconstructions. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**, 57-76
- ROYDEN, L.H. 1993a. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. *Tectonics*, **12**, 629-638.
- ROYDEN, L.H. 1993b. The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries. *Tectonics*, **12**, 303-325.
- RUBATTO, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184**, 123-138.
- RUBATTO, D., HERMANN, J., 2007. Zircon Behaviour in Deeply Subducted Rocks. *Elements*, **3**, 31-35.
- RUDNICK, R., 1990. Continental crust - growth from below. *Nature*, **347**, 711-712.
- RUDNICK, R., 1995. Making continental crust. *Nature*, **378**, 571-578.
- RYAZANTSEV, A.V., 1999. Structures of the Middle Paleozoic Active Margin in Kazakhstan: Their Lateral Zoning and Migration, *Doklady Earth Sciences*, **369**, 1259-1263.
- RYAZANTSEV, A.V., DEGTYAREV, K.E., KOTOV, A.B., SAL'NIKOVA, E.B., ANISIMOVA, I.V., YAKOVLEVA, S.Z., 2009. Ophiolite Sections of the Dzhair-Nayman Zone, South Kazakhstan: Their Structure and Age Substantiation. *Doklady Earth Sciences*, **427**, 902-906.

## S

- SALEEBY, J.B., 1984. Tectonic significance of serpentinite mobility and ophiolitic melange, in: RAYMOND, L.A., ed., Melanges: Their nature, origin and significance. Geological Society of America, Special Paper **198**, 153-168.



- SAMANIEGO, P., MARTIN, H., ROBIN, C., MONZIER, M., 2002. Transition from calc-alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: Insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology*, **30**, 967-970.
- SAMSON, S.D., MCCLELLAND, W.C., PATCHETT, P.J., GEHRELS, G.E., ANDERSON, R.G., 1989. Evidence from neodymium isotopes for mantle contributions to Phanerozoic crustal genesis in the Canadian Cordillera. *Nature*, **337**, 705-709.
- SAMYGIN, S.G., 1974. The Chingiz strike-slip fault and its position in the structure of Central Kazakhstan. Nauka, Moscow. 208 pp. (in Russian).
- SANDERSON, D.J., 1979. The transition from upright to recumbent folding in the Variscan fold belt of southwest England: a model based on the kinematics of simple shear. *Journal of Structural Geology*, **1**, 171-180.
- SAVELIEVA, G.N., NESBITT, R.W., 2006. A synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites. *Journal of the Geological Society*, **153**, 525-537.
- SAXENA, S.K., 1966. Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. *Sedimentology*, **6**, 1-33.
- SCHAFER, J., DÖRR, W., 1997. Heavy-mineral analysis of detrital zircons: a new approach to provenance study (Saxothuringian flysch, Germany). *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 451-461.
- SCHALTEGGER, U., FANNING, C.M., GÜNTHER, D., MAURIN, J.C., SCHULMANN, K., GEBAUER, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**, 186-201.
- SHELLART, W.P., LISTER, G.S., 2004. Tectonic models for the formation of arc-shaped convergent zones and backarc basins, in: SUSSMAN A.J., WEIL A.B., eds., *Orogenic Curvature: Integrating Palaeomagnetic and Structural Analyses*. Geological Society of America, Special Paper **383**, 237-258.
- SHELLART, W.P., LISTER, G.S., TOY, V.G., 2006. A Late Cretaceous and Cenozoic reconstruction of the Southwest Pacific region: Tectonics controlled by subduction and slab rollback processes. *Earth Science Reviews*, **76**, 191-233.
- SCHERER, E., MÜNKER, C., MEZGER, K., 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. *Science*, **293**, 683-687.
- SCHERMER, E.R., HOWELL, D.G., JONES, D.L., 1984. The origin of allochthonous terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **12**, 107-131.
- SCHOLL, D. W., MARLOW, M. S. & COOPER, A. K., 1977. Sediment subduction and off-scraping at Pacific margins, in TALWANI, M., PITMAN, W.C., III, eds., *Island Arcs, Deep-Sea Trenches and Back-Arc Basins*, 199-210.
- SCHOLL, D.W., VON HUENE, R., 2007. Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past-issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction, in: HATCHER, R.D., JR., CARLSON, M.P., MCBRIDE, J.H., MARTINEZ-CATALAN, J.R., eds., *4-D framework of the continental crust*. Geological Society of America, Memoir **200**, 9-32.
- SCHOLL, D.W., VON HUENE, R., 2009. Implications of estimated magmatic additions and recycling losses at the subduction zones of accretionary (non-collisional) and collisional (suturing) orogens, in: Cawood, P.A., Kröner, A., eds., *Earth Accretionary systems in space and time*. The Geological Society, London, Special Publication **318**, 105-125.
- SCOATES, J.S., CHAMBERLAIN, K.R., 1995. Baddeleyite (ZrO<sub>2</sub>) and zircon (ZrSiO<sub>4</sub>) from anorthositic rocks of the Laramie anorthosite complex, Wyoming: Petrologic consequences and U-Pb ages. *American Mineralogist*, **80**, 1317-1327.
- SEARLE, M.P., 1991. *Geology and Tectonics of the Kakakoram Mountains*. Wiley, New York, 358 pp..
- SEELY, D.R., VAIL, P.R., WALTON, G.G., 1974. Trench slope model, in: BURK, C.A., DRAKE, C.L., eds., *the geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, 249-260.
- SELTMANN, R., KONOPELKO, D., BISKE, G., DIVAEV, F., SERGEEV, S., 2010. Hercynian post-collisional magmatism in the context of Paleozoic magmatic evolution of the Tien Shan orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, doi:10.1016/j.jseaes.2010.08.016, **in press**.
- SENGÖR, A.M.C., 1987. East Asia tectonic collage. *Nature*, **318**, 16-17.

- SENGÖR, A.M.C., 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth Science Reviews*, **27**, 1-201.
- SENGÖR, A.M.C., 1993. Turkic-type orogeny in the Altai: implications for the evolution of continental crust and methodology of regional tectonic analysis. *Transactions of the Leicester Literary and Philosophical Society*, **87**, 37-54.
- SENGÖR, A.M.C., NATAL'IN, B.A., BURTMAN, V.S., 1993. Evolution of the Altai tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. *Nature*, **364**, 299-307.
- SENGÖR, A.M.C., NATAL'IN, B.A., 1996a. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis, in: YIN, A., HARRISON, M., eds., *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, 486-640.
- SENGÖR, A.M.C., NATAL'IN, B.A., 1996b. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust. *Annual Review in Earth and Planetary Sciences*, **24**, 263-337.
- SENGÖR, A.M.C., OKUROGULLARI, A.H., 1991. The role of accretionary wedges in the growth of continents: Asiatic examples from argang to plate tectonics. *Eclogae Geologicae Helvetica*, **84**, 535-597.
- SHARPS, R., LI, Y.P., MCWILLIAMS, M., LI, Y.G., 1992. Paleomagnetic investigation of Upper Permian sediments in the South Junggar Basin. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 1753-1765.
- SHATAGIN, K.N., DEGTYAREV, K.E., GOLUBEVT, V.N., ASTRAKHANTSEV, O.V., KUZNETSOV, N.B., 2001. Vertical and lateral heterogeneity of the crust beneath Northern Kazakhstan from geochronological and isotopic-geochemical data on Paleozoic granitoids. *Geotectonics*, **35**, 356-372.
- SHEN, P., SHEN, Y., LIU, T., MENG, L., DAI, H., YANG, Y., 2009. Geochemical signature of porphyries in the Baogutu porphyry copper belt, western Junggar, NW China. *Gondwana Research*, **16**, 227-242.
- SHEN, P., SHEN, Y.C., LIU, T.B., LI, G.M., ZENG, Q.D., 2008. Geology and geochemistry of the Early Carboniferous Eastern Sawur caldera complex and associated gold epithermal mineralization, Sawur Mountains, Xinjiang, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, **32**, 259-279.
- SHEN, P., SHEN, Y.C., ZENG, Q.D., LIU, T.B., LI, G.M., 2005.  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  age and geological significance of the Sawur gold belt in northern Xinjiang, China. *Acta Geologica Sinica*, **79**, 276-285.
- SHEN, Y.C., JIN, C.W., QI, J.Y., 1993. Ore-forming model and mechanism of gold mineralization area in west Junggar, in: Tu, G., ed., *New developments of Solid Earth Sciences of Northern Xinjiang*. Science Press, 137-150 (in Chinese).
- SHERVAIS, J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**, 101-118.
- SHERVAIS, J.W., 2001. Birth, Death, and Resurrection: The Life Cycle of Suprasubduction Zone Ophiolites. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **2**, 1010, doi: 10.1029/2000GC000080.
- SHI, Y.R., LIU, D.Y., ZHANG, Q., JIAN, P., ZHANG, F.Q., MIAO, L.C., 2007. SHRIMP zircon U-Pb dating of the Gangou granitoids, Central Tianshan Mountains, Northwest China and tectonic significances. *Chinese Science Bulletin*, **52**, 1507-1516.
- SHREVE, R.L., CLOOS, M., 1986. Dynamics of sediment subduction, mélange formation, and prism accretion. *Journal of Geophysical Research*, **91**, 10229-10245.
- SHU, S., WANG, B., ZHU, W.B., GUO, L.S., CHARVET, J., ZHANG, Y., 2011. Timing of initiation of extension in the Tianshan, based on structural, geochemical and geochronological analyses of bimodal volcanism and olistostrome in the Bogda Shan (NW China). *International Journal of Earth Sciences*, **100**, 1647-1663.
- SHU, L. S., WANG, Y. J., 2003. Late Devonian-Early Carboniferous radiolarian fossils from siliceous rocks of the Kelameili ophiolite, Xinjiang. *Geological Review*, **49**, 408-413 (in Chinese).
- SHU, L.S., CHARVET, J., LU, H.F., LAURENT-CHARVET, S., 2002. Paleozoic accretion-collision events and kinematics of ductile deformation in the central-southern Tianshan Belt, China. *Acta Geologica Sinica*, **76**, 308-323 (in Chinese).
- SHU, L.S., DENG, X.L., ZHU, W.B., MA, D.S., XIAO, W.J., 2010. Precambrian tectonic evolution of the Tarim Block, NW China: New geochronological insights from the Quruqtagh domain. *Journal of Asian Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jseas.2010.08.018, **in press**.

- SHU, L.S., WANG, B., ZHU, W.B., 2007. Age and tectonic significance of radiolarian fossils from the Heiyingshan ophiolitic melange, South Tianshan Belt, NW China. *Acta Geologica Sinica*, **81**, 1–8 (in Chinese).
- SILVER, E.A., BEUTNER, E.C., 1980. Melanges. *Geology*, **8**, 32-34.
- SILVER, L. 1963. The relation between radioactivity and discordance in zircons. *National Academy of Sciences, National Research Council Publication*, **1075**, 34-52.
- SILVER, L.T., DEUTSCH, S., 1963. Uranium-lead isotopic variations in zircons: a case study. *Journal of Geology*, **71**, 721-758.
- SILVERMAN, B.W., 1986. Density Estimation for Statistics and Data Analysis. Chapman and Hall, London, 175 pp.
- SIRCOMBE K.N., 1999. Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. *Sedimentary Geology*, **124**, 47-67.
- SIRCOMBE K.N., 2004. AGEDISPLAY: An EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Computers Geoscience*, **30**, 21-31.
- SIRCOMBE, K.N., 2000. Quantitative comparison of large sets of geochronological data using multivariate analysis: a provenance study example from Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**, 1593-1616.
- SIRCOMBE, K.N., BLEEKER, W., STERN, R.A., 2001. Detrital zircon geochronology and grain-size analysis of a ~2800 Ma Mesoarchean proto-cratonic cover succession, Slave Province, Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, **189**, 207-220.
- SIRCOMBE, K.N., STERN, R.A., 2002. An investigation of artificial biasing in detrital zircon U-Pb geochronology due to magnetic separation in sample preparation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **66**, 2379-2397.
- SISSON, V.B., ROESKE, S., PAVLIS, T.L. (eds) 2003. Geology of a Transpressional Orogen Developed During Ridge – Trench Interaction along the North Pacific Margin. Geological Society of America, Special Paper **371**.
- SKRINNIK, L., SENKEVICH, M., 1996. Rock associations and zonation of the southern segment of the Devonian volcanic belt in Kazakhstan. *Geologiya Kazakhstana*, **4**, 28-43, (in Russian).
- SMELLIE, J.L., (ed.) 1994. Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins. The Geological Society, London, Special Publication **84**.
- SMITH, G.A., LANDIS, C.A., 1995. Intra-arc basins, in: BUSBY, C.J., INGERSOLL, R.V., eds., Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science, Cambridge, 263-298.
- SMITH, M., GEHRELS, G.E., 1994. Detrital zircon geochronology and the provenance of the Harmony and Valmy Formations, Roberts Mountains allochthon, Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, **106**, 968-979.
- SMITH, P.E., TATSUMOTO, M., FARQUHAR, R.M., 1987. Zircon Lu-Hf systematics and the evolution of the Archean crust in the southern Superior Province, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **97**, 93-104.
- SNYDER, D.B., PILKINGTON, M., CLOWES, R.M., COOK, F.A., 2009. The underestimated Proterozoic component of the Canadian Cordillera accretionary margin, in: CAWOOD, P.A., KRÖNER, A., eds., Earth Accretionary systems in space and time. The Geological Society, London, Special Publication **318**, 257-271.
- SOBEL, E.R., DUMITRU, T.A., 1997. Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 5043-5063.
- SONG, H.X., LIU, Y.L., QU, W.J., SONG, B., ZHANG, R., CHENG, Y., 2007. Geological characters of Baogutu porphyry copper deposit in Xinjiang, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, **23**, 1891-1988 (in Chinese).
- SOTO, F., LIN, B., 2000. Corales rugosos de la Formacion Hongguleleng (Fameniense) en el N de Sinkiang (NO de China). *Geobios*, **33**, 527-541 (in Spanish).
- SPEER, J.A., 1982. Zircon, in: RIBBE, P., ed., Orthosilicates. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **5**, 67-112.

- STEIN, G., CHARVET, J., LAPIERRE, H., FABBRI, O., 1994. Geodynamic setting of calcano-plutonic rocks in so-called "paleo-accretionary prisms": Fore-arc activity or post-collisional magmatism? The Shimanto belt as a case study. *Lithos*, **33**, 85-107.
- STEVENSON, R.K., PATCHETT, P.J., 1990. Implications for the evolution of continental crust from Hf isotope systematics of Archaean detrital Zircons. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**, 1683-1697.
- SU, Y.P., TANG, H.F., HOU, G.S., LIU, C.Q., 2006a. Geochemistry of aluminous A-type granites along Darabut tectonic belt in West Junggar, Xinjiang. *Geochemica*, **35**, 1-5 (in Chinese).
- SU, Y.P., TANG, H.F., LIU, C.Q., HOU, G.S., LIANG, L.L., 2006b. The determination and a preliminary study of Sujiquan aluminous A-type granites in East Junggar, Xinjiang. *Acta Petrologica Et Mineralogica*, **25**, 175-184 (in Chinese).
- SUESS E., 1901. Das Antlitz der Erde. Vienna/Prague: Tempsky; Leipzig: Freytag. Vol. III/1, IV. 508 pp. (in German).
- SUN M., YUAN C., XIAO W., LONG X., XIA X, ZHAO G., LIN S., WU F., KRÖNER A., 2008. Zircon U–Pb and Hf isotopic study of gneissic rocks from the Chinese Altai: progressive accretionary history in the early to middle Palaeozoic. *Chemical Geology*, **247**, 352-383.
- SUN, S.S., MCDONOUGH, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in: SAUNDERS A.D., NORRIS M.J., eds., *Magmatism in Ocean Basins*. The Geological Society, London, Special Publication **42**, 313-345.
- SUPPE, J., 1978. Cross-section of southern part of Northern Coast ranges and Sacramento Valley, California. Geological Society of America Map and Chart Series MC-28B, scale 1:250,000, 1 sheet.
- SUTHERLAND, R., HOLLIS, C., 2001. Cretaceous demise of the Moa plate and strike–slip motion at the Gondwana margin. *Geology*, **29**, 279-282.

## T

- TAGAMI, T., 2005. Zircon fission-track thermochronology and applications to fault studies, in: REINERS, P.W., EHLERS, T.A., eds., *Low-Temperature Thermochronology: techniques, interpretations, and Applications*, Mineralogical Society of America, Reviews in mineralogy and Geochemistry **58**, 95-122.
- TAN, L., ZHOU, T., YUAN, F., FAN, Y., YUE, S., 2006. Mechanism of formation of Permian volcanic rocks in Sawu'er region, Xinjiang, China: Constraints from rare earth elements. *Journal of Rare Earths*, **24**, 626-632.
- TANG, G., WANG, Q., WYMAN, D.A., LI, Z.-X., ZHAO, Z.-H., JIA, X.-H., JIANG, Z.-Q., 2010. Ridge subduction and crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt: evidence from Late Carboniferous adakites and high-Mg diorites in the western Junggar region, northern Xinjiang (west China). *Chemical Geology*, **277**, 281-300.
- TANG, G.J., WANG, Q., ZHAO, Z.H., WYMAN, D.A, CHEN, H.H., JIA, X.H., JIANG, Z.Q., 2009. Geochronology and geochemistry of the ore-bearing porphyries in the Baogutu area (western Junggar) : petrogenesis and their implications for tectonics and Cu-Au mineralization. *Scientia Geologica Sinica*, **34**, 56-74 (in Chinese).
- TAPPONNIER, P., MOLNAR, P., 1977. Active faulting and tectonics of China. *Journal of Geophysical Research*, **82**, 2905-2930.
- TAPPONNIER, P., MOLNAR, P., 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal Regions. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 3425-3459.
- TARLING, D.H., HROUDA, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, 215 pp..
- TATSUMI, Y. 2005. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth. *GSA Today*, **15**, 4-10.
- TATSUMOTO, M., UNRUH, D.M., PATCHETT, P.J., 1981. U-Pb and Lu-Hf systematics of Antarctic meteorites. Proceedings of the 6th Symposium Antarctic Meteor, National Institute of Polar Research, Tokyo, 237-249.
- TAUXE, L., 2010. Essentials of Paleomagnetism, University of California Press, 512 pp..
- TAYLOR, S.R., 1967. The origin and growth of continents. *Tectonophysics*, **4**, 17-34.

- TAYLOR, S.R., MCLENNAN, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific, Oxford.
- TERA, F., BROWN, L., MORRIS, J., SACKS, I.S., KLEIN, J., MIDDLETON, R., 1986. Sediment incorporation in island-arc magmas; inferences from  $^{10}\text{Be}$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**, 535-550.
- TERA, F., WASSERBURG, G.J., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **14**, 281-304.
- TEVELEV, A.V., BESSTRASHNOV, V.M., GERASIMOVA, N.A., ET AL., 2003. Stratigraphy of Middle Paleozoic in the Zhaman-Sarysu Megablock, Central Kazakhstan. *Biulleten Moskovskogo obshchestva Ispytatelei Prirody, Otdel Geologicheskii*, **78**, 25-39 (in Russian).
- THOMPSON, R., OLDFIELD, F., 1986. Environmental Magnetism. Springer, 227 pp..
- THORKELOSON, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, **255**, 47-63.
- THORNBURG, T.M., KULM, L.D., 1987. Sedimentation in the Chile Trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **99**, 599-600.
- TILTON, G.R., PATTERSON, C., BROWN, H., INGRAM, M., HAYDEN, R., HESS, D., LARSEN, E., 1955. Isotopic composition and distribution of lead, uranium and thorium in a Precambrian granite. *Geological Society of America Bulletin*, **66**, 1131-1148.
- TRAVIN, A.V., BOVEN, A., PLOTNIKOV, A.V., VLADIMIROV, V.G., THEUNISSEN, K., VLADIMIROV, A.G., MELNIKOV, A.I., TITOV, A.V., 2001.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of ductile deformation in the Irtysh shear zone (Eastern Kazakhstan). *Geochemistry*, **12**, 1347-1350.
- TROP, J.M., RIDGWAY, K.D., 2007. Mesozoic and Cenozoic tectonic growth of southern Alaska: A sedimentary basin perspective, in: RIDGWAY, K.D., TROP, J.M., O'NEILL, J.M., GLEN, J.M.G., eds., Tectonic growth of a collisional continental margin: Crustal evolution of south-central Alaska. Geological Society of America, Special Paper **431**, 55-94.
- TU, G.C., 1993. New progress of Solid Geoscience in Northern Xinjiang, Beijing, Science Press (in Chinese).

## U

- UNRUH, J.R., DUMITRU, T.A., SAWYER, T.L., 2007. Coupling early Tertiary extension in the Great Valley forearc basin with blueschist exhumation in the underlying Franciscan accretionary wedge at Mount Diablo, California. *Geological Society of America Bulletin*, **119**, 1347-1367.
- UYEDA, S., KANAMORI, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 1049-1061.

## V

- VALLEY, J.W., 2003. Oxygen isotopes in zircon, in: HANCHAR, J.M., HOSKIN, P.W.O., eds., Zircon. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy & Geochemistry **53**, 343-385.
- VAN DER VOO, R., 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans, Cambridge University Press, Cambridge, 421 pp..
- VAN DER VOO, R., ABRAJEVITCH, A.V., BAZHENOV, M.L., LEVASHOVA, N.M., 2008. A Late Paleozoic orocline that developed in the central Asian triangle between the converging Baltica, Siberia and Tarim cratons. 33rd International Geological Congress, Oslo.
- VAN DER VOO, R., LEVASHOVA, N.M., SKRINNIK, L.I., KARA, T.V., BAZHENOV, M.L., 2006. Late orogenic, large-scale rotations in the Tien Shan and adjacent mobile belts in Kyrgyzstan and Kazakhstan. *Tectonophysics*, **426**, 335-360.
- VAN STAAL, C.R., DEWEY, J.F., MAC NIOCAILL, C., MCKERROW, W.S., 1998. The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachian and British Caledonides: history of a complex west and southwest Pacific-type segment of Iapetus, in: BUNDELL, D.J., SCOTT, A.C., eds., Lyell: The Past is the Key to the Present. The Geological Society, London, Special Publication **143**, 199-242.

- VANNUCCHI, P., GALEOTTI, D.S., CLIFT, P.D., RANERO, C.R., VON HUENE, R., 2004. Long-term subduction erosion along the Middle America Trench offshore Guatemala. *Geology*, **32**, 617-620.
- VANNUCCHI, P., RANERO, C.R., GALEOTTI, S., STRAUB, S.M., SCHOLL, D.W., MCDUGALL-RIED, D., 2003. Fast rates of subduction erosion along the Costa Rica Pacific margin: Implications for nonsteady rates of crustal recycling at subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, **108**, doi: 10.1029/2002JB002207.
- VAUGHAN, A.P.M., LEAT, P.T., PANKHURST, R.J., 2005. Terrane Processes at the Margins of Gondwana: an introduction, in: VAUGHAN, A.P.M., LEAT, P.T., PANKHURST, R.J., eds., *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. The Geological Society, London, Special Publication **246**, 1-21.
- VAUGHAN, A.P.M., LIVERMORE, R.A., 2005. Episodicity of Mesozoic terrane accretion along the Pacific margin of Gondwana: Implications for superplume – plate interactions, in: VAUGHAN, A.P.M., LEAT, P.T., PANKHURST, R.J., eds., *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. The Geological Society, London, Special Publication **246**, 143-178.
- VAVRA, G., 1993. A guide to quantitative morphology of accessory zircon. *Chemical Geology*, **110**, 15-28.
- VAVRA, G., 1994. Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **117**, 331-334.
- VAVRA, G., GEBAUER, D., SCHMID, R., COMPSTON, W., 1996. Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea zone (Southern Alps): An ion microprobe (SHRIMP) study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **122**, 337-358.
- VEEVERS, J.J., 2003. Pan-African is Pan-Gondwanaland: Oblique convergence drives rotation during 650-500 Ma assembly. *Geology*, **31**, 501-504.
- VERMEESCH, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? *Earth and Planetary Science Letters*, **224**, 441-451.
- VERNIKOVSKY, V.A., VERNIKOVSKAYA, A.E., SAL'NIKOVA, E.B., KOTOV, A.B., CHERNYKH, A.I., KOVACH, V.P., BEREZHNYAYA, N.G., YAKOVLEVA, S.Z., 1999. New U-Pb data on the formation of the Predivinsk paleoisland-arc complex (Yenisei Range), *Russian Geology and Geophysics*, **40**, 255-259 (in Russian).
- VERVOORT, J.D., Blichert-Toft, J., 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**, 533-566.
- VERVOORT, J.D., PATCHETT, P.J., 1996. Behavior of hafnium and neodymium isotopes in the crust: constraints from precambrian crustally derived granites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, 3717-3723.
- VERVOORT, J.D., PATCHETT, P.J., Blichert-Toft, J., ALBAREDE, F., 1999. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system. *Earth and Planetary Science Letters*, **168**, 79-99.
- VLADIMIROV, A., MELNIKOV, A., TRAVIN, A., PLOTNIKOV, A., SMIRNOVA, L., AND THEUNISSEN, K., 1998. The Irtysh shear zone in NE Kazakhstan: kinematics and preliminary data on metamorphic conditions and Ar/Ar geochronology. In: *Active tectonic continental basin*, International Conference, Gent, April 30–May 2, 1998, p. 105.
- VON HUENE, R., 1974. Modern trench sediments, in: BURK, C.H., DRAKE, C.L., eds., *The geology of continental margins*. Springer-Verlag, New York, 207-211.
- VON HUENE, R., CULOTTA, R., 1989. Tectonic erosion at the front of the Japan convergent margin. *Tectonophysics*, **160**, 75-90.
- VON HUENE, R., LALLEMAND, S., 1990. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin*, **102**, 704-720.
- VON HUENE, R., RANERO, C.R., VANNUCCHI, P., 2004. Generic model of subduction erosion. *Geology*, **32**, 913-916.
- VON HUENE, R., SCHOLL, D.W., 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, **28**, 279-316.
- VON HUMBOLDT, A., 1843. *Asie centrale. Recherches sur les chaînes de montagnes et la climatologie comparée de l'Asie centrale*, Gide, Paris, 3 vol..

## W

- WAKABAYASHI, J., 1990. Counterclockwise P-T-t paths from amphibolites, Franciscan Complex, California: relicts from the early stages of subduction zone metamorphism. *Journal of Geology*, **98**, 657-680.
- WAKABAYASHI, J., UNRUH, J.R., 1995. Tectonic wedging, blueschist metamorphism, and exposure of blueschists : Are they compatible? *Geology*, **23**, 85-88.
- WANG, B., CHEN, Y., ZHAN, S., SHU, L.S., FAURE, M., CLUZEL, D., CHARVET, J., LAURENT-CHARVET, S., 2007. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and their implications on the geodynamic evolution of Chinese Tianshan Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, **263**, 288-308.
- WANG, B., CLUZEL, D., SHU, L.S., FAURE, M., CHARVET, J., CHEN, Y., MEFFRE, S., JONG, K.D., 2009a. Evolution of calc-alkaline to alkaline magmatism through Carboniferous convergence to Permian transcurrent tectonics, western Chinese Tianshan. *International journal of Earth Science*, **98**, 1275-1298.
- WANG, B., FAURE, M., CLUZEL, D., SHU, L. S., CHARVET, J., MEFFRE, S., MA, Q., 2006. Late Paleozoic tectonic evolution of the northern West Chinese Tianshan Belt. *Geodinamica Acta*, **19**, 237-247.
- WANG, B., FAURE, M., SHU, L., DE JONG, K., CHARVET, J., CLUZEL, D., JAHN, B., CHEN, Y., RUFFET, G., 2010. Structural and Geochronological Study of High-Pressure Metamorphic Rocks in the Kekesu Section (Northwestern China): Implications for the Late Paleozoic Tectonics of the Southern Tianshan. *The Journal of Geology*, **118**, 59-77.
- WANG, B., JAHN, B.M., LO, C.H., SHU, L.S., WU, C.Y., LI, K.S., WANG, F., 2011a. Structural analysis and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  thermochronology of Proterozoic rocks in Sailimu area (NW China): Implication to polyphase tectonics of the North Chinese Tianshan, *Journal of Asian Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jseaes.2011.07.022.article/pii/S1367912011003105, **in press**.
- WANG, B., SHU, L.S., FAURE, M., JAHN, B.M., CLUZEL, D., CHARVET, J., CHUNG, S.L., MEFFRE, S., 2011b. Paleozoic tectonics of the southern Chinese Tianshan: insights from structural, chronological and geochemical studies of the Heiyingshan ophiolitic mélange (NW China). *Tectonophysics*, **497**, 85-104.
- WANG, Q.C., LI, S.J., DU, Z.L., 2009b. Differential uplift of the Chinese Tianshan since the Cretaceous: constraints from sedimentary petrography and apatite fission-track dating. *International Journal of Earth Sciences*, **98**, 1341-1363.
- WANG, R., ZHU, Y.F., 2007. Geology of the Baobei gold deposit in Western Juggar and zircon SHRIMP age of its wall-rocks, Western Junggar (Xinjiang, NW China). *Geological Journal of China Universities*, **13**, 590-602 (in Chinese).
- WANG, Y., WEI, W., PANG, X.Y., XU, B., 2009c. Sedimentary characters during the Late Devonian in Tacheng area and their tectono-paleogeography signification. *Acta Petrologica Sinica*, **25**, 699-707 (in Chinese).
- WANG, Y.S., 1982. Basic geologic characteristics of Darbut ophiolite and discussion of its mode of origin, *Bulletin of Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources*, **4**, 37-45 (in Chinese).
- WANG, Z.H., SUN, S., LI, J.L., HOU, Q.L., QIN, K.Z., XIAO, W.J., HAO, J., 2003. Paleozoic tectonic evolution of the northern Xinjiang, China: geochemical and geochronological constrains from the ophiolites. *Tectonics*, **22**, 1014.
- WARTES, M.A., CARROLL, A.R., GREENE, T.J., 2002. Permian sedimentary record of the Turpan-Hami basin and adjacent regions, northwest China: Constraints on postamalgamation tectonic evolution. *Geological Society of America Bulletin*, **114**, 131-152.
- WATERS, J., MAPLES, C.G., LANE, G., MARCUS, S. LIAO Z.H., LIU, L.J., HOU H.F., WANG J.X., 2003. A quadrupling of Famennian pelmatozoan diversity: new Late Devonian blastoids and crinoids from northwest China. *Journal of Paleontology*, **77**, 922-948.
- WATSON, E.B., 1996. Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: Kinetic principles, geologica lmodels and implications for isotopic inheritance. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, **87**, 43-56.
- WATSON, E.B., HARRISON, T.M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**, 295-304.



- WATSON, E.B., HARRISON, T.M., 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth. *Science*, **308**, 841-844.
- WATSON, E.B., LIANG, Y., 1995. A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: Implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist*, **80**, 1179-1187.
- WEI, W., PANG, X.Y., WANG, Y., XU, B., 2009. Sediment facies, provenance evolution and their implications of the Lower Devonian in Shaerbuerti mountain in North Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, **25**, 689-698 (in Chinese).
- WESTPHAL, M., 1986. Paléomagnétisme et magnétisme des roches. Doin, Paris, 131 pp..
- WETHERHILL, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages, I. *Transactions of the American Geophysical Union*, **37**, 320-326.
- WHITEHOUSE, M.J., PLATT, J.P., 2003. Dating high-grade metamorphism—constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **145**, 61-74.
- WIEDENBECK, M., ALLE, P., CORFU, F., GRIFFIN, W.L., MEIER, F., OBERLI, F., VON QUADT, A., RODDICK, J.C., SPIEGEL, W., 1995. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element, and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, **19**, 1-23.
- WILDE, S.A., VALLEY, J.W., PECK, W.H., GRAHAM, C.M., 2001. Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on Earth 4.4 Gyr ago. *Nature*, **409**, 175-178.
- WILLETT, S., BEAUMONT, C., FULLSACK, P., 1993. Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens. *Geology*, **21**, 371-374.
- WILLNER, A.P., GERDES, A., MASSONNE, H.J., 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29 degrees-36 degrees S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, **253**, 114-129.
- WILSON, J.T., 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, **201**, 676-681.
- WINCHESTER, J.A., FLOYD, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**, 325–343.
- WINDLEY, B.F., 1992. Proterozoic collisional and accretionary orogens. in: CONDIE, K.C., ed., Proterozoic Crustal Evolution. Developments in Precambrian Geology, **10**, 419–446.
- WINDLEY, B.F., ALEXEIEV, D., XIAO, W., KRÖNER, A., BADARCH, G., 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic belt. *Journal of the Geological Society*, **164**, 31-47.
- WINDLEY, B.F., ALLEN, M.B., ZHANG, C., ZHAO, Z.Y., WANG, G.R., 1990. Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan Range, Central Asia. *Geology*, **18**, 128-131.
- WINDLEY, B.F., KRÖNER, A., GUI, J., QU, G., LI, Y., ZHANG, C., 2002. Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution. *Journal of Geology*, **110**, 719-737.
- WOOD, D.A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**, 11-30.
- WOODHEAD, A., ROSSMAN, G.R., SILVER, L.T., 1991. The metamictization of zircon: radiation dose-dependent structural characteristics. *American Mineralogist*, **76**, 74-82.
- WOODHEAD, J., HERGT, J., SHELLEY, M., EGGINS, S., KEMP, R., 2004. Zircon Hf-isotope analysis with an excimer laser, depth profiling, ablation of complex geometries, and concomitant age estimation. *Chemical Geology*, **209**, 121–135.
- WU, B., HE, G.Q., WU, T.R., LI, H.J., LUO, H.L., 2006a. Discovery of the Buergen ophiolitic mélangé belt in Xinjiang and its tectonic significance. *Geology in China*, **33**, 476-486 (in Chinese).
- WU, F.Y., HAN, R.H., YANG, J.H., WILDE, S.A., ZHAI, M.G., PARK, S.C., 2007. Initial constraints on the timing of granitic magmatism in North Korea using U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **238**, 232-248.

- WU, F.Y., JAHN, B.M., WILDE, S., SUN, D., 2000. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sr-Nd isotopic evidence from the granites in northeastern China. *Tectonophysics*, **328**, 89-113.
- WU, F.Y., JI, W.Q., LIU, C.Z., CHUNG, S.L., 2010. Detrital zircon U-Pb and Hf isotopic data from the Xigaze fore-arc basin: Constraints on Transhimalayan magmatic evolution in southern Tibet. *Chemical Geology*, **271**, 13-25.
- WU, F.Y., SUN, D.Y., LI, H.M., JAHN, B.M., WILDE, S., 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, **187**, 143-173.
- WU, F.Y., YANG, Y.H., XIE, L.W., YANG, J.H., XU, P., 2006b. Hf isotopic compositions of the standard zircons and baddeleyites used in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **234**, 105-126.
- WU, H., PAN, Z., 1991. Paleozoic sedimentary sequences and their tectonic setting discrimination in Western Junggar, Xinjiang, China. *Advances in Geoscience*, **8**, 246-274 (in Chinese).
- WU, J.Y., LIU, C.D., 1989. Geological features of the Bayingol ophiolite complexes in North Tien Shan, Xinjiang, *Acta Petrologica Sinica*, **2**, 76-87 (in Chinese).
- WU, Q.F., 1987. The Junggar terrane and its significance in the tectonic evolution of the Kazakhstan Plate. Plate Tectonics of Northern China, Geological Publishing House, Beijing, 2, 29-38 (in Chinese).
- WYMAN, D.A., BLEEKER, W., KERRICH, R., 1999. A 2.7 Ga plume, proto-arc, to arc transition and the geodynamic setting of the Kidd Creek deposit: Evidence from precise ICP MS trace element data. *Economic Geology Monograph*, **10**, 511-528.

## X

- XBGMR. 1965a. Geological map of China, Taleaileke sheet (L-44-23), scale 1:200000.
- XBGMR. 1965b. Geological map of China, Urumqi sheet (K-45-4), scale 1:200000.
- XBGMR. 1966. Geological map of China, Karamay sheet (K-45-19), scale 1:200000.
- XBGMR. 1978. Geological map of China, Toli sheet (L44-24), scale 1:200000.
- XIA, F., 1996. New knowledge on the age of Hongguleleng Formation in the northwestern margin of Junggar Basin, northern Xinjiang. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, **13**, 277-285 (in Chinese).
- XIAO, W.J., HAN, C.M., YUAN, C., SUN, M., LIN, S.F., CHEN, H.L., LI, Z.L., LI, J.L., SUN, S., 2008. Middle Cambrian to Permian subduction-related accretionary orogenesis of North Xinjiang, NW China: implications for the tectonic evolution of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **32**, 102-117.
- XIAO, W.J., HUANG, B.C., HAN, C.M., GUN, S., LI, J.L., 2010. A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Research*, **18**, 253-273.
- XIAO, W.J., WINDLEY, B.F., BADARCH, G., SUN, S., LI, J., QIN, K., WANG, Z., 2004. Paleozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implications for the growth of Central Asia. *Journal of the Geological Society*, **161**, 339-342.
- XIAO, W.J., WINDLEY, B.F., HAO, J., ZHAI, M.G., 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: termination of the Central Asian orogenic belt. *Tectonics*, **22**, 1069, doi: 10.1029/2002TC1484.
- XIAO, W.J., WINDLEY, B.F., HUANG, B.C., HAN, C.M., YUAN, C., CHEN, H.L., SUN, M., SUN, S., LI, J.L., 2009. End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia. *International Journal of Earth Sciences*, **98**, 1189-1217.
- XIAO, W.J., WINDLEY, B.F., YUAN, C., SUN, M., HAN, C.M., LIN, S.F., CHEN, H.L., YAN, Q.R., LIU, D.Y., QIN, K.Z., LI, J.L., SUN, S., 2009b. Paleozoic multiple subduction-accretion processes of the southern Altaids. *American Journal of Science*, **309**, 221-270.
- XIAO, X., TANG, Y., FENG, Y., ZHU, B., LI, J., ZHAO, M., 1992. Tectonic Evolution of the Northern Xinjiang and its Adjacent Regions. Geological Publishing House, Beijing, 169 pp. (in Chinese).
- XIAO, X., TANG, Y.Q., LI, J.Y., ET AL., 1991. Tectonic Evolution of the Southern Margin of the Paleo-Asian Ocean Composite Gigantic suture. Beijing Science and technology Press, Beijing, 169 pp. (in Chinese).

- XIE, L.W., ZHANG, Y.B., ZHANG, H.H., SUN, J.F., WU, F.Y., 2008. In situ simultaneous determination of trace elements, U–Pb and Lu–Hf isotopes in zircon and baddeleyite. *Chinese Science Bulletin*, **53**, 1565-1573.
- XU, B., 2010. Mid-Paleozoic Opposite Orogenic Belt in Inner Mongolia of China and its significance for Central Asian Orogenic Belt. International Conference of "from Gondwana to Asia: Evidence of East Asia and its continental margins", Qindao, China, Sept. 25th-29th 2010.
- XU, H.H., WANG, Y., 2008. The palaeogeographical significance of specimens attributed to *Protolpidodendron scharyanum* Krejci (Lycopsida) from the Middle Devonian of North Xinjiang, China. *Geological Magazine*, **145**, 295-299.
- XU, J.D., MA, Z.J., QU, G.S., LI, J., 2008a. Study on basin-range coupling along northwestern margin of Junggar Basin. *Xinjiang Petroleum Geology*, **29**, 143-146 (in Chinese).
- XU, Q.Q., JI, J.Q., GONG, J.F., ZHAO, L., TU, J.Y., SUN, D.X., TAO, T., ZHU, Z.H., HE, G.Q., HOU, J.J., 2009. Structural style and deformation sequence of western Junggar, Xinjiang, since Late Paleozoic. *Acta Petrologica Sinica*, **25**, 636-644 (in Chinese).
- XU, Q.Q., JI, J.Q., HAN, B.F., ZHU, M.F., CHU, Z.Y., ZHOU, J., 2008b. Petrology, geochemistry and geochronology of the intermediate to mafic dykes in northern Xinjiang since Late Paleozoic. *Acta Petrologica Sinica*, **24**, 977-996 (in Chinese).
- XU, X., HE, G.Q., LI, H.Q., DING, T.F., LIU, X.Y., MEI, S.W., 2006a. Basic characteristics of the Karamay ophiolitic mélange, Xinjiang, and its zircon SHRIMP dating. *Geology in China*, **3**, 470-475 (in Chinese).
- XU, X.Y., MA, Z.P., XIA, L.Q., ET AL., 2005. SHRIMP dating of plagiogranite from Bayingou ophiolite in the northern Tianshan Mountains. *Geological Review*, **51**, 523-527 (in Chinese).
- XU, X.Y., MA, Z.P., XIA, Z.C., XIA, L.Q., LI, X.M., WANG, L.S., 2006b. TIMS U-Pb isotopic dating and geochemical characteristics of Paleozoic granitic rocks from the middle-western section of Tianshan. *Northwestern Geology*, **39**, 50-75 (in Chinese).
- XU, X.Y., XIA, L.Q., MA, Z.P., XIA, Z.C., LI, X.M., WANG, L.S., 2006c. SHRIMP zircon U–Pb geochronology of the plagiogranites from Bayingou ophiolite in North Tianshan Mountains and the petrogenesis of the ophiolite. *Acta Petrologica Sinica*, **22**, 83-94 (in Chinese).

## Y

- YAKUBCHUK, A., 1990. Tectonic position of ophiolite zones in the Paleozoic structure of the Central Kazakhstan. *Geotectonics*, **5**, 55-68 (in Russian).
- YAKUBCHUK, A., 2004. Architecture and mineral deposit settings of the Altaid orogenic collage: a revised model. *Journal of Asian Earth Sciences*, **23**, 761-779.
- YAKUBCHUK, A., 2008. Re-deciphering the tectonic jigsaw puzzle of northern Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **32**, 82-101.
- YAKUBCHUK, A.S., DEGTYAREV, K.E., 1994. The remnants of the Paleo-Asian ocean within Central Kazakhstan, in: COLEMAN, R.G., ed., Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean. Proceedings 29th International Geological Congress, Utrecht, 7-24.
- YAKUBCHUK, A.S., SHATOV, V.V., KIRWIN, D., EDWARDS, A., TOMURTOGOO, O., BADARCH, G., BURYAK, V.A., 2005. Gold and base metal metallogeny of the Central Asian orogenic supercollage. *100<sup>th</sup> Anniversary Volume of Economic Geology*, 1069-1096.
- YANG, G.X., LI, T.J., GU, P.Y., YANG, B.K., TONG, L.L., ZHANG, H.G., 2011. Geochronological and geochemical study of the Darbut Ophiolitic Complex in the West Junggar (NW China): Implications for petrogenesis and tectonic evolution. *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2011.07.029, **in press**.
- YANG, J., QU, L., ZHOU, H., ET AL., 1986. Stratigraphy, in: Permian and Triassic strata and fossil assemblages in the Dalongkou area of Jimsar, Xinjiang, People's Republic of China, Ministry of Geology and Mineral Resources, Geology Memoir 2, 235 pp. (in Chinese).
- YANG, J.H., CHUNG, S.L., WILDE, S.A., WU, F.Y., CHU, M.F., LO, C.H., FAN, H.R., 2005. Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd–Sr isotopic evidence. *Chemical Geology*, **214**, 99-125.

- YANG, T.N., LI, J.Y., SUN, G.H., WANG, Y.B., 2006. Earlier Devonian active continental arc in Central Tianshan: evidence of geochemical analyses and zircon SHRIMP dating on mylonitized granitic rocks. *Acta Petrologica Sinica*, **22**, 41-48 (in Chinese).
- YARMOLYUK, V.V., LITVINOVSKY, B.A., KOVALENKO, V.I., JAHN, ET AL., 2001. Formation stages and sources of the peralkaline granitoid magmatism of the Northern Mongolia - Transbaikalia Rift Belt during the Permian and Triassic. *Petrology*, **9**, 302-328.
- YIN, A., HARRISON, T.M., 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **28**, 211-280.
- YIN, A., NIE, S., 1996. A Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions, in: YIN, A., HARRISON, M., eds., *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, 442-485.
- YIN, J.Y., YUAN, C., SUN, M., LONG, X.P., ZHAO, G.C., WONG, K.P., GENG, H.Y., CAI, K.D., 2010. Late Carboniferous high-Mg dioritic dikes in Western Junggar, NW China: geochemical features, petrogenesis and tectonic implications. *Gondwana Research*, **17**, 145-152.
- YORK, D., 1969. Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, **5**, 320-324.
- YU, C., JIANG, Y., LIU, S., 1996. Jurassic sedimentary boundary between the Junggar and Turpan-Hami basins in Xinjiang. *Sedimentary Facies and Palaeogeography*, **16**, 48-54 (in Chinese).
- YU, X., NIU, H., XU, J., CHEN, F., ZHENG, Z., 2000. On the Fluid System of the Paleozoic Volcano-Sedimentary Basins and Associated Mineralisation. Chinese National 305 Project, Urumqi, Xinjiang, China, 305 (in Chinese).
- YUAN, H.L., GAO, S., DAI, M.N., ZONG, C.L., GUNTHER, D., FONTAINE, G.H., LIU, X.M., DIWU, C.R., 2008. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS. *Chemical Geology*, **247**, 100-118.
- YUAN, X., ZHO, Y., ZHANG, C., 1994. Evidences for the West China cratons and its evolution, in: COLEMAN, R.G., ed., *Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean*. Proceedings 29th International Geological Congress, Utrecht, 39-51.

## Z

- ZEITLER, P.K., JOHNSON, N.M., BRIGGS, N.D., NAESER, C.W., 1982. History of uplifts in northwestern Himalayas using study of ages by fission tracks of detrital Siwalik zircons, in: *Symposium on Mesozoic and Cenozoic Geology in Celebration of the 60th Anniversary of the Geological Society of China*, Beidaihe, China, 108-109.
- ZHANG, C., 1990. The geological character and mineralization of the Western Junggar ophiolites in Xinjiang, China. Report of the Geoscience of Xinjiang. Project 305. (in Chinese).
- ZHANG, C., HUANG, X., 1992. The age and tectonic settings of ophiolites in West Junggar, Xinjiang. *Geological Review*, **38**, 509-523 (in Chinese).
- ZHANG, C., HUANG, X., ZHAI, M.G., 1995. Geological characteristics of the ophiolites, and their tectonic settings and ages, western Junggar, Xinjiang. *Bulletin of the Institute of Geology, Chinese Academy of Science*, Science Press, 165-218 (in Chinese).
- ZHANG, C., ZHAI, M.G., ALLEN, M.B., SAUNDERS, A.D., WANG, G.R., HUANG, X., 1993. Implications of Paleozoic ophiolites from Western Junggar, NW China, for the tectonics of Central Asia. *Journal of the Geological Society of London*, **150**, 551-561.
- ZHANG, C.L., LI, Z.X., LI, X.H., YE, H.M., 2009. Neoproterozoic mafic dyke swarm in north margin of the Tarim, NW China: age, geochemistry, petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, **35**, 167-179.
- ZHANG, C.L., YANG, D.S., WANG, H.Y., TAKAHASHI, Y., YE, H.M., 2010. Neoproterozoic mafic-ultramafic layered intrusion in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, NW China: Two phases of mafic igneous activity with different mantle sources. *Gondwana Research*, **19**, 177-190.

- ZHANG, J., 2009. Late Paleozoic accretionary tectonics of the eastern part of Western Junggar, Xinjiang: insights from anatomy of the ophiolitic mélange and accretionary complex. PhD Thesis, Chinese Academy of Science, Beijing (in Chinese).
- ZHANG, J., XIAO, W.J., HAN, C.M., AO, S.J., YUAN, C., SUN, M., GENG, H.Y., ZHAI, G.C., GUO, Q.Q., MA, C., 2011a. Kinematics and age constraints of deformation in a Late Carboniferous accretionary complex in Western Junggar, NW China. *Gondwana Research*, **19**, 958-974.
- ZHANG, J., XIAO, W.J., HAN, C.M., MAO, Q.G., AO, S.J., GUO, Q.Q., MA, C., 2011b. A Devonian to Carboniferous intra-oceanic subduction system in Western Junggar, NW China. *Lithos*, **125**, 592-606.
- ZHANG, L.C., WAN, B., JIAO, X.J., ZHANG, R., 2006. Characteristics and geological significance of adakitic rocks in copper-bearing porphyry in Baogutu, western Junggar. *Geology in China*, **33**, 626-631 (in Chinese).
- ZHANG, L.F., 1997. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  metamorphic ages of Tangbale blueschists and their geological significance in West Junggar of Xinjiang. *Chinese Science Bulletin*, **42**, 1902-1904 (in Chinese).
- ZHANG, L.F., XIAN, W.S., SUN, M., 2004. Petrogenesis of charnockites from western Junggar, Xinjiang, China. *Xinjiang Geology*, **22**, 36-42 (in Chinese).
- ZHANG, X. B., SUI, J. X., LI, Z. C., LIU, W., YANG, X. Y., LIU, S. S., 1996, Tectonic Evolution of the Erqis Belt and its Mineral Deposit Series. Science in China Press, Beijing, 205 pp. (in Chinese).
- ZHANG, X., 1981, Regional stratigraphic chart of northwestern China, branch of Xinjiang Uygur autonomous region: Beijing, Geological Publishing House, 496 pp. (in Chinese).
- ZHAO, J.M., LIU, G.D., LU, Z.X., ZHANG, X.K. AND ZHAO, G.Z., 2003. Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar basin. *Tectonophysics*, **376**, 199-239.
- ZHAO, X.X., COE, R.S., ZHOU, Y.X., WU, H.R., WANG, J., 1990. New paleomagnetic results from Northern China – Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan. *Tectonophysics*, **181**, 43-81.
- ZHAUTIKOV, T.M., POLYANSKY, N.V., LEBED', N.I., 1971 Stratigraphy of the Upper Ordovician and Lower Silurian Rocks in the Akbastau–Kosmurun Ore Field, Geology and Metallogeny of Eastern Kazakhstan, Alma-Ata, 58-69, (in Russian).
- ZHENG, J.P., SUN, M., ZHAO, G.C., ROBINSON, P.T., WANG, F.Z., 2007. Elemental and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry of Late Paleozoic volcanic rocks beneath the Junggar basin, NW China: Implications for the formation and evolution of the basin basement. *Journal of Asian Earth Sciences*, **29**, 778-794.
- ZHOU, D., GRAHAM, S.A., CHANG, E.Z., WANG, B., HACKER, B., 2001. Paleozoic tectonic amalgamation of the Chinese Tian Shan: Evidence from a transect along the Dushanzi-Kuqa Highway, in: HENDRIX, M.S., DAVIS, G.A., eds., Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia—From continental assembly to intracontinental deformation: Geological Society of America, Memoir **194**, 23-46.
- ZHOU, J., HAN, B.F., MA, F., GONG, J.F., XU, Q.Q., GUO, Z.J., 2008a.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Geochronology of mafic dykes in north Xinjiang. *Acta Petrologica Sinica*, **24**, 997-1010 (in Chinese).
- ZHOU, T.F., YUAN, F., FAN, Y., ZHANG, D.Y., COOKE, D., ZHAO, G.C., 2008b. Granites in the Sawuer region of the west Junggar, Xinjiang Province, China: Geochronological and geochemical characteristics and their geodynamic significance. *Lithos*, **106**, 191-206.
- ZHOU, T.F., YUAN, F., TAN, L.G., FAN, Y. AND YUE, S.C., 2006. Geodynamic significance of the A-type granites in the Sawuer region in west Junggar, Xinjiang: Rock geochemistry and SHRIMP zircon age evidence. *Science in China, Series D*, **49**, 113-123.
- ZHU, B.Q., FENG, Y.M., YE, L.H., 1987. Paleozoic ophiolites in West Junggar and their geological significance, Symposium on Plate Tectonics of Northern China. Geological Publishing House, Beijing, 19-28 (in Chinese).
- ZHU, R., WANG, Z., WU, H., MA, X., HUANG, B., MENG, Z., FANG, D., 1998. Paleomagnetic constraints on the tectonic history of the major blocks of China during the Phanerozoic. *Science in China, Series D*, **41**, 1-19 (in Chinese).
- ZHU, Y.F., XU, X., 2006. The discovery of Early Ordovician ophiolite mélange in Taerbahatai Mts., Xinjiang, NW China. *Acta Petrologica Sinica*, **22**, 2833-2842 (in Chinese).
- ZHU, Y.F., XU, X., 2007. Exsolution texture of two-pyroxenes in lherzolite from Baijiangtan ophiolitic mélange, western Junggar, China. *Acta Petrologica Sinica*, **23**, 1075-1086 (in Chinese).

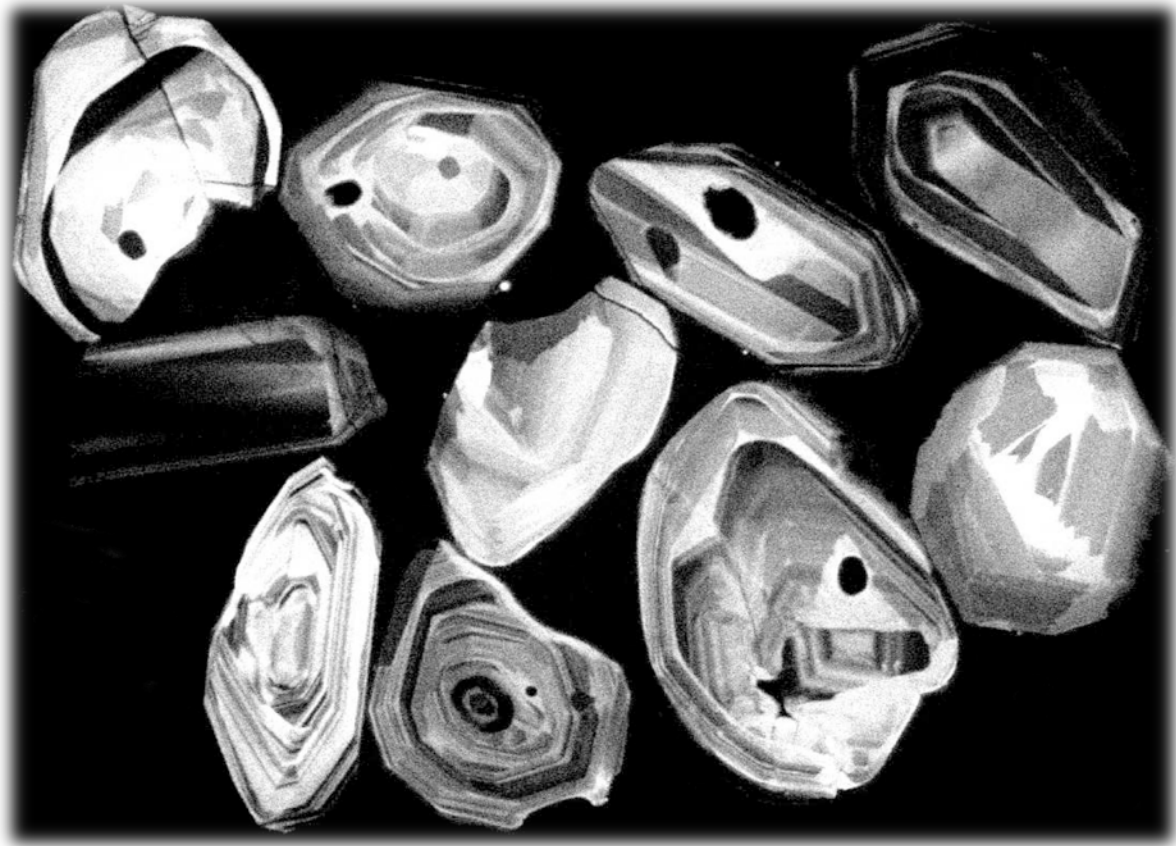
- ZHU, Y.F., XU, X., CHEN, B., XUE, Y.X., 2008. Dolomite marble and garnet amphibolite in the ophiolitic melange in western Junggar: Relics of the Early Paleozoic oceanic crust and its deep subduction. *Acta Petrologica Sinica*, **24**, 2767-2777 (in Chinese).
- ZHU, Y.F., XU, X., WEI, S.N., SONG, B., GUO, X., 2007. Geochemistry and tectonic significance of OIB-type pillow basalts in western Mts. of Karamay city (western Junggar), NW China. *Acta Petrologica Sinica*, **23**, 1739 (in Chinese).
- ZIJDERVELD, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. in: COLLINSON, D.W., CREER, K.M., RUNCORN, S.K., eds., *Methods on Paleomagnetism*. Elsevier, 245–286.
- ZONENSHAIN, L.P., KUZMIN, M.I., NATAPOV, L.M., 1990. *Geology of the USSR: a Plate-Tectonic Synthesis*. American Geophysical Union, Geodynamic Series 21, 242 pp.
- ZORIN, Y.A., 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia. *Tectonophysics*, **306**, 33-56.
- ZYKOV, S.I., STUPNIKOVA, N.I., FILATOVA, L.I., 1977. Lead-uranium-thorium dating of Precambrian metamorphic rocks of central Kazakhstan. *Izvestiya Akademii Nauk USSR Geol. Series*, **5**, 20–37 (in Russian).





**METHODOLOGIE DETAILLEE ET DONNEES COMPLEMENTAIRES**

---



*Images en Cathodoluminescence de zircons détritiques*



## A Magnétisme des roches

Cette partie méthodologique, essentiellement tirée d'une synthèse bibliographique, donne un aperçu général du magnétisme des roches. Pour plus de détails, le lecteur pourra se reporter aux ouvrages suivants : Westphal, 1986 ; Tarling & Hrouda, 1993 ; van der Voo, 1993 ; Dunlop & Ozdemir, 1997 ; Lanza & Meloni, 2006 ; Tauxe, 2010.

### A.1 Le champ magnétique terrestre

#### A.1.i Principes physiques du magnétisme

##### A.1.i.a Définitions

Un champ physique est une propriété de l'espace dans lequel une force peut s'exercer sur un objet ou provoquer des interactions entre plusieurs objets. Le champ de force est défini par des lignes de champ, tangentes à la direction de la force. Comme les autres types de champ, le champ magnétique n'est pas une grandeur observable, mais il peut être étudié en regardant la réponse physique d'un objet placé dans ce champ. Le champ magnétique est généré par un courant électrique. Le champ électromagnétique  $H$  pointe perpendiculairement à la direction du courant  $i$  tel que :

$$H = \frac{i}{2\pi r} \quad (A.1)$$

$r$  étant le rayon.

Lorsque l'on déforme le matériau conducteur traversé par le courant  $i$ , on crée un moment magnétique  $m$  tel que (Fig. X.A.1) :

$$m = i\pi r^2 \quad (A.2)$$

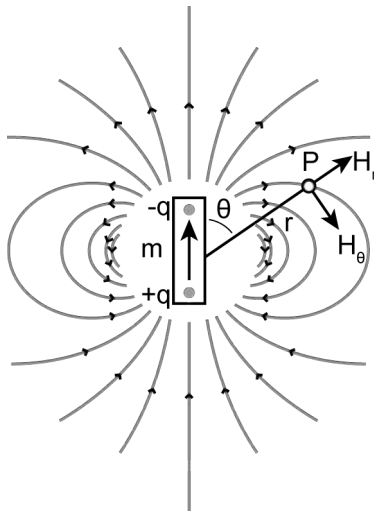


Fig. X.A.1 Champ magnétique  $H$  produit au point  $P$  par un moment magnétique  $m$ . Le champ  $H$  peut être exprimé par la composante radiale  $H_r$  et la composante tangentielle  $H_\theta$ .  $\theta$  est l'angle entre le rayon  $r$  et la direction du moment  $m$ .

Comme n'importe quel champ, le champ magnétique est défini par des lignes de champ correspondant au flux magnétique  $\Phi$  (Fig. X.A.1). Ce flux magnétique permet d'estimer la force d'un champ magnétique et plus les lignes de champ seront resserrées dans l'espace, plus le champ magnétique sera important. C'est donc la densité du flux magnétique qui permettra d'estimer la force d'un champ. Le champ magnétique  $H$  créé par un courant électrique, peut à son tour générer un courant électrique dans n'importe quel matériau conducteur, grâce à la force de ce champ. L'induction magnétique  $B$  correspond à la densité du flux magnétique et entraîne une variation de potentiel sur une longueur  $l$  d'un conducteur se déplaçant à une vitesse  $v$  tel que :

$$B = \frac{v}{vl} \quad (A.3)$$

Le moment magnétique  $m$  induit par  $B$  possède une énergie  $E_m$  tel que (Fig. X.A.1) :

$$E_m = -mB\cos\theta \quad (A.4)$$

$\theta$  étant l'angle entre le moment magnétique et l'induction magnétique.

La réponse d'un matériau à un champ magnétique externe  $H$  appliqué est l'aimantation induite  $M$  suivant la relation :

$$M = \chi H \quad (A.5)$$

$\chi$  est la susceptibilité totale du matériau, mais elle peut varier localement en fonction de l'arrangement cristallin, de la température ou de l'orientation. L'aimantation est une réponse à l'échelle particulière et elle sera détaillée par la suite.

La relation théorique qui lie le champ magnétique  $H$  et l'induction magnétique  $B$  est :

$$B = \mu_0(H + M) \quad (A.6)$$

$\mu_0$  est la perméabilité de l'espace libre. Cependant, dans de nombreux cas on considère  $B = \mu_0 H$ , et l'induction magnétique  $B$  est couramment appelé champ magnétique  $B$ .

### A.1.i.b Le potentiel magnétique

Dans le cas des courants électriques, le champ magnétique  $H$  peut être représenté par le gradient d'un potentiel magnétique  $\psi_m$  tel que :

$$H = -\nabla\psi_m \quad (A.7)$$

Dans un espace défini en coordonnées polaires  $(r, \theta)$ , le potentiel magnétique  $\psi_m$  d'un moment dipolaire à un point P peut s'écrire :

$$\psi_m = \frac{m \cos \theta}{4\pi r^2} \quad (A.8)$$

avec les composantes radiales  $H_r = -\frac{\partial\psi_m}{\partial r} = \frac{2m \cos \theta}{4\pi r^3}$  et tangentielles  $H_n = -\frac{1}{r} \frac{\partial\psi_m}{\partial \theta} = \frac{m \sin \theta}{4\pi r^3}$ .

Contrairement au champ électrique, le champ magnétique ne peut être généré par une charge unique, et une paire de charges opposées (dipôle) est nécessaire. Les lignes de champ sont telles qu'elles relient les deux parties du dipôle et la divergence de la densité du champ est nulle ( $\nabla \cdot B = 0$ ). On a donc  $\nabla^2 \psi_m = 0$ .

### A.1.ii Le magnétisme terrestre

#### A.1.ii.a Composantes et champs de référence

En première approximation, le champ géomagnétique peut correspondre à un dipôle axial géocentrique. En tout point, le champ magnétique terrestre est un vecteur et possède une magnitude (intensité) et une direction. L'intensité  $B$  du champ magnétique terrestre est relativement faible (de l'ordre de  $10^{-5}$  T). La direction peut s'exprimer par deux angles : la déclinaison  $D$  et l'inclinaison  $I$  (Fig. X.A.2). Dans un repère orthonormé, l'inclinaison est l'angle fait par le champ magnétique par rapport à l'horizontale. La déclinaison est l'angle entre le nord géographique et la projection du vecteur  $B$  sur le plan horizontal. Le champ magnétique  $B$  peut alors être séparé en deux composantes : verticale ( $B_V$ ) et horizontale ( $B_H$ ). La composante  $B_H$  peut elle aussi se subdiviser en deux composantes : nord ( $B_N$ ) et est ( $B_E$ ) (Fig. X.A.2). En coordonnées polaires, ces composantes s'expriment en fonction de  $(B, I$  et  $D)$  :

$$B_V = B \sin I ; B_H = B \cos I ; B_N = B \cos I \cos D ; B_E = B \cos I \sin D$$

Exprimé dans un repère cartésien  $(X, Y, Z)$ , le vecteur du champ magnétique s'exprime par  $x_1, x_2$  et  $x_3$  d'après les relations suivantes :

$$B^2 = x_1^2 + x_2^2 + x_3^2 ; D = \tan^{-1} \frac{x_2}{x_1} ; I = \sin^{-1} \frac{x_3}{B}$$

Sachant que les vecteurs du champ magnétique terrestre peuvent être obtenus à partir de la relation  $H = -\nabla\psi_m$  et que  $\nabla^2 \psi_m = 0$ , le potentiel magnétique en fonction de  $r, \theta$  (colatitude) et  $\phi$  (longitude) est une équation de Laplace tel que :

$$\psi_m(r, \theta, \phi) = \frac{a}{\mu_0} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} P_n^m(\cos \theta) (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \quad (A.9)$$

$a$  est le rayon moyen de la Terre

$\mu_0$  est la perméabilité dans l'espace libre

$g_n^m$  et  $h_n^m$  sont des constantes (coefficients de Gauss de degré  $n$  et d'ordre  $m$ ) variant chaque année et exprimées en nT.

$P_n^m(\cos \theta)$  est une fonction polynomiale de Schmidt d'argument  $\cos \theta$  et peut s'écrire :

$$P_n^m(\cos \theta) = \left(2 \frac{(n-m)!}{(n+m)!}\right)^{\frac{1}{2}} \sin^m \theta \frac{d^m \left(\frac{1}{n! 2^n a^n (\cos \theta)^n} (\cos^2 \theta - 1)^n\right)}{(\cos \theta)^m} \quad (A.10)$$

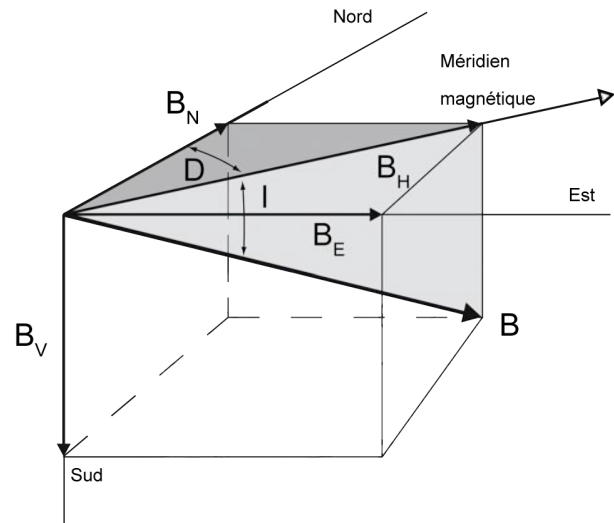


Fig. X.A.2 Composantes du vecteur champ magnétique terrestre  $B$ .

Les composantes du champ magnétique terrestre ( $B_N$ ,  $B_E$  et  $B_V$ ) peuvent ensuite être calculées :

$$B_N = B_\theta = -\frac{\mu_0}{r} \frac{\partial \psi_m}{\partial \theta} = -\mu_0 \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \frac{\partial P_n^m(\cos \theta)}{\partial \theta} (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \quad (A.11)$$

$$B_E = B_\phi = -\frac{\mu_0}{r \sin \phi} \frac{\partial \psi_m}{\partial \phi} = -\frac{\mu_0}{\sin \phi} \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} m P_n^m(\cos \theta) (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \quad (A.12)$$

$$B_V = B_r = -\mu_0 \frac{\partial \psi_m}{\partial r} = -\mu_0 \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} P_n^m(\cos \theta) (g_n^m \cos m\phi + h_n^m \sin m\phi) \quad (A.13)$$

A.1.ii.b Origines du magnétisme terrestre

L'expression de la dérivée du potentiel magnétique du champ magnétique terrestre ne représente qu'une seule partie du champ magnétique terrestre : le champ d'origine interne. Ce champ est produit par le noyau externe liquide, principalement constitué de fer liquide, de nickel et d'éléments non métalliques. La graine (noyau interne) est constituée de fer pur. De part sa composition ferrifère, le noyau est un réservoir conducteur. Cependant, la production d'un champ magnétique généré par un courant électrique n'aurait pu perdurer pendant des millions d'années. En effet, les phénomènes électromagnétiques entraînent un effet Joule et une perte d'énergie du système électrique, qui finit par disparaître. Le modèle de la dynamo géomagnétique est une analogie de la production de courant électrique par un conducteur en rotation dans un champ magnétique. A partir des équations magnétohydrodynamiques, il est possible de relier le champ magnétique à la conductivité  $\sigma$  de l'alliage fer-nickel et au déplacement de fluides dans le noyau externe à une vitesse  $v$ .

$$\frac{\partial B}{\partial t} = \frac{1}{\mu_0 \sigma} \nabla^2 B + \nabla \times (v \times B) \quad (A.14)$$

Cette équation vectorielle indique que le taux de variation du flux magnétique dans le noyau est la somme d'une composante de diffusion et d'une composante de dynamique. Puisque la conductivité du noyau externe est forte, la diffusion est faible et l'effet dynamo est dominant. Les lignes de flux peuvent alors se propager sous l'effet du déplacement du fluide.

Il existe aussi un champ magnétique terrestre d'origine externe, créé par les vents solaires. Ce plasma de particules chargées, interagit avec le champ magnétique dans la magnétosphère et le modifie. Cette interaction crée une onde de choc dont le front de forme arquée constitue la limite supérieure de la magnétosphère. Sous ce front, il existe une région turbulente, la magnétogaine où les particules ioniques solaires vont produire un champ magnétique externe. Suivant l'orientation du soleil, ce champ va comprimer ou renforcer le champ magnétique terrestre d'origine interne et provoquer des variations diurnes du champ magnétique terrestre.

Le champ magnétique terrestre total peut s'exprimer à partir du potentiel magnétique  $\psi_m$  :

$$\psi_m = a \sum_{n=1}^{\infty} \left( A_n r^n + \frac{B_n}{r^{n+1}} \right) \sum_{m=0}^n Y_n^m(\theta, \phi) \quad (A.15)$$

$Y_n^m(\theta, \phi)$  est une fonction harmonique sphérique qui décrit les variations de potentiel sur la surface d'une sphère.

$A_n r^n$  décrit la composante de  $\psi_m$  issue du champ magnétique d'origine externe.

$B_n$  décrit la composante de  $\psi_m$  issue du champ magnétique d'origine interne

avec  $A_n r^n \ll B_n$

A.1.ii.c Le champ magnétique dipolaire centré

Le champ magnétique est dominé par le premier ordre ( $n=1$ ), ce qui peut se traduire par un dipôle géocentré à trois axes.  $g_1^0$  représente l'axe de révolution, alors que  $g_1^1$  et  $h_1^1$  correspondent aux axes équatoriaux. Le pôle géomagnétique associé au dipôle géocentré est actuellement incliné d'environ  $10^\circ$  par rapport au nord géographique. Les pôles magnétiques correspondent aux points du globe où le champ magnétique est parfaitement vertical (Fig. X.A.3). Les pôles obtenus par le modèle du dipôle axial géocentré sont compatibles avec la réalité, si bien que ce modèle est une bonne approximation du champ magnétique terrestre.

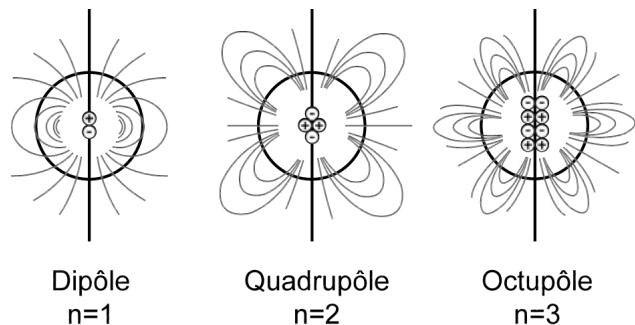


Fig. X.A.3 Vue schématique des trajectoires des lignes de flux d'un champ dipolaire, d'un quadripolaire et d'un octupolaire (modifié d'après Lowrie, 1997).

En considérant l'hypothèse d'un dipôle axial géocentré ( $n=1, m=0$ ), on peut écrire :

$$\psi_m = \frac{a^3}{\mu_0 r^2} g_1^0 \cos \theta \quad (A.16)$$

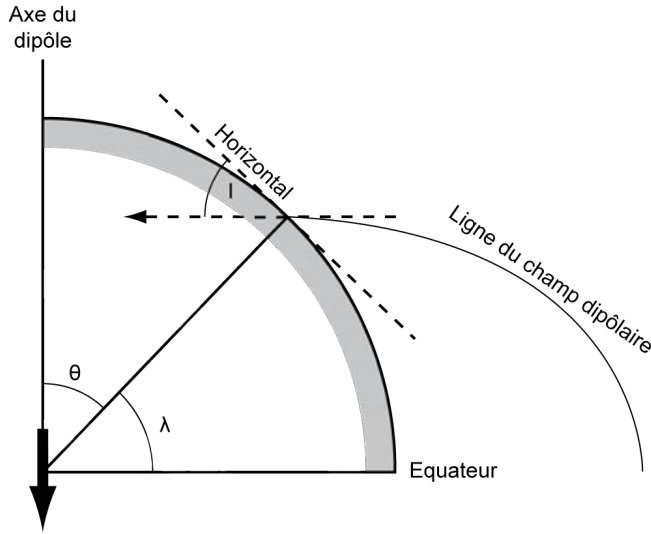


Fig. X.A.4 Relation entre inclination  $I$  et latitude  $\lambda$  dans l'hypothèse d'un dipôle axial géocentré.

Et exprimer les composantes du champ magnétique terrestre par :

$$B_N = \mu_0 H_N = \frac{g_1^0 \sin \theta a^3}{r^3} ; B_E = 0 ; B_V = \mu_0 H_V = \frac{2g_1^0 \cos \theta a^3}{r^3}$$

A une latitude  $\lambda$  :

$$\tan I = \frac{B_V}{B_N} = 2 \cot \theta = 2 \tan \lambda \quad (A.17)$$

Cette équation montre que pour l'hypothèse du dipôle axial géocentré, que la latitude peut être calculée à partir de la détermination de l'inclinaison (Fig. X.A.4). De plus, l'intensité du dipôle est directement reliée à la latitude par la relation :

$$B = \sqrt{B_N^2 + B_V^2} = \frac{g_1^0 a^3}{r^3} \sqrt{\sin^2 \theta + 4 \cos^2 \theta} = \frac{g_1^0 a^3}{r^3} \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta} \quad (A.18)$$

#### A.1.ii.d Le champ non dipolaire et les variations séculaires

Lorsque l'on soustrait le champ dipolaire axial centré au champ magnétique terrestre total mesuré, on obtient un champ résiduel faible (5% du champ magnétique total) : c'est le champ non-dipolaire. Ce champ s'exprime dans des ordres supérieurs  $n \geq 2$ . Quand  $n = 2$ , le champ est calculé à partir d'un quadrupôle magnétique (Fig. X.A.3). Quand  $n = 3$ , le champ est calculé à partir d'un octupôle magnétique (Fig. X.A.3). Lorsque  $n = 0$ ,  $\psi_m$  ne varie pas pour une latitude donnée. Pour chaque hémisphère, il existe une valeur de latitude à partir de laquelle, les lignes de champ quittent la Terre. Elles retournent sur Terre dans des zones où le champ est horizontal.

En tout point du globe, le champ magnétique n'est pas constant au cours du temps et de petites variations peuvent être observées sur une dizaine ou une centaine d'années. Ces variations sont dites séculaires et sont liées aux composantes dipolaires et non-dipolaires du champ magnétique. Les variations séculaires du champ dipolaire s'expriment par une modification de la position de l'axe du dipôle et un changement d'intensité du champ dipolaire. L'origine de ces variations séculaires est encore mal comprise, mais elles pourraient correspondre à l'amorce d'une inversion de la polarité du champ magnétique. Les variations séculaires du champ non-dipolaire se traduisent par des changements d'intensité ou des dérives géographiques de l'anomalie du champ. Cette dérive pourrait traduire l'effet de la rotation différentielle du noyau externe par rapport au manteau inférieur.

## A.2 L'aimantation des roches

Afin d'exploiter les enregistrements du champ magnétique terrestre par les roches et de retracer des événements tectoniques, il est nécessaire de comprendre comment une roche peut acquérir une aimantation et comment cette aimantation peut être conservée au cours du temps. Cette aimantation résulte de processus à l'échelle de l'atome et c'est la somme des caractéristiques de ces particules infinitésimales qui confèrent à la roche ces propriétés magnétiques exploitables.

### A.2.i L'aimantation à l'échelle de l'atome

#### A.2.i.a Définitions

Les champs magnétiques sont produits par réaction à des champs électriques. A l'échelle particulière, ce champ magnétique est issu du mouvement des électrons. En mécanique quantique, les électrons ne sont pas considérés sur une orbite autour d'un atome, mais ils occupent de manière probabiliste certaines régions de l'espace autour du noyau. Le mouvement des électrons s'apparente à des sauts d'énergie afin d'atteindre une

stabilité. Les états d'énergie sont quantifiables et peuvent être estimés par l'équation de Schrödinger qui donne la densité de probabilité d'un électron libre. Les solutions de cette équation sont des fonctions d'ondes stationnaires définies par les trois nombres quantiques (l, m, n). l est lié au moment angulaire orbital L qui permet de définir le moment magnétique orbital.

Ces nombres quantiques permettent de définir les zones de l'espace où la probabilité de trouver un électron autour du noyau est de 95% : les orbitales ou couches (s, p, d, f, etc.) et les sous-couches électroniques qui les constituent (1s, 2s, 1p, etc.). En plus de ces trois nombres quantiques, l'état d'un électron est aussi défini par son spin qui correspond au moment angulaire de l'électron. Le spin, égal à  $\pm 1/2$ , produit un moment magnétique  $m_b$  numériquement égal à celui produit par l'orbite. Le remplissage des couches électroniques de l'atome se fait selon trois règles :

- deux électrons ne peuvent avoir le même état quantique (Principe d'exclusion de Pauli)
- les orbitales sont remplies dans l'ordre croissant d'énergie
- le remplissage électronique se fait tel que les spins restent parallèles (règle de Hund).

Lorsqu'un seul électron occupe une orbitale, on parle alors de spin dépareillé. Ces derniers caractérisent les éléments de transition tels que Mn ou Fe.

Il existe ainsi deux types de mouvements électroniques (moments) : les orbites et les spins (dépareillés). En réponse à un champ magnétique externe, ces moments vont pouvoir générer une aimantation induite.

#### A.2.ii.b L'aimantation induite

La « révolution » d'un électron autour d'un noyau produit un moment angulaire L qui possède un moment magnétique. Lorsqu'un champ magnétique est appliqué, le vecteur du moment angulaire se retrouve dévié par rapport à la direction du champ induit : c'est la précession de Larmor. En réponse à la précession du moment angulaire orbital, un moment magnétique se développe dans le sens opposé au champ magnétique appliqué. La réponse au moment magnétique issu des couches électroniques est une aimantation induite  $M_I$  qu'on peut relier au champ magnétique appliqué H par la relation :

$$M_I = \chi_d H \quad (A.19)$$

La susceptibilité diamagnétique  $\chi_d$  est négative et commune à tous les matériaux. Cependant, cette susceptibilité est souvent neutralisée par le rôle des spins et elle n'est visible que dans de rares cas (calcite, quartz et eau).

Les spins électroniques dépareillés jouent un rôle de dipôle et produisent un moment magnétique. A l'état naturel les spins sont orientés dans des directions aléatoires. Lorsqu'un champ magnétique H est appliqué, ces spins tendent à s'aligner, ce qui génère une aimantation de réseau égale à  $\chi_p H$ , où  $\chi_p$  est la susceptibilité paramagnétique. En considérant que 1) chaque spin crée un moment magnétique dipolaire, 2) la distribution aléatoire des spins en l'absence de champ appliqué n'entraîne pas d'orientation préférentielle, 3) l'énergie magnétique  $E_m$  d'un moment magnétique m faisant un angle  $\theta$  avec le champ externe B est telle que :  $E_m = m \cdot B \cos\theta$  ( $B = \mu_0 H$ ) et 4), l'énergie thermique  $E_m$  est en compétition avec l'énergie thermique (kT avec k : la constante de Boltzmann), alors il est possible de modéliser le comportement paramagnétique : c'est la théorie de Langevin. Le degré d'alignement dépend du rapport entre les énergies magnétiques et thermiques et contrôle l'aimantation du réseau. Lorsque les spins sont totalement alignés, une aimantation de saturation  $M_s$  est atteinte. Cependant, l'augmentation de la température entraîne une agitation thermique qui va perturber l'orientation des moments magnétiques. Bien que certaines déviations liées à des effets mécaniques quantiques, à la forme des cristaux, à des défauts de réseau ou à une contrainte puissent compliquer ce modèle et générer une anisotropie, la susceptibilité paramagnétique peut s'écrire sous la forme :

$$\chi_p = \frac{Nm_b^2 \mu_0}{3k_v T} \quad (A.20)$$

avec :

- N : le nombre de moments magnétiques
- $m_b$  : le moment lié au spins dépareillés
- v : le volume

La susceptibilité paramagnétique est positive et supérieure à la susceptibilité diamagnétique. Cette relation inverse entre susceptibilité paramagnétique et température est la loi de Curie paramagnétique.



A.2.i.c L'aimantation rémanente

Certaines substances ont la capacité de produire un champ magnétique même en l'absence de champ externe appliqué. Cette aimantation spontanée caractérise les matériaux ferromagnétiques dont le réseau cristallin est suffisamment dense pour permettre des superpositions d'orbitales d'ions contigus et un partage d'électrons. A l'échelle moléculaire, les forces d'interactions entre les spins voisins parallèles ou antiparallèles vont entraîner un moment magnétique spontané, même en l'absence d'un champ externe. Les interactions d'échange dépendent de la forme du cristal, principalement contrôlée par la température. Lorsque celle-ci atteint un seuil critique (Température de Curie  $T_C$ ), l'expansion cristalline annule le couplage entre les spins et la substance adopte un comportement paramagnétique.

On peut simplifier le moment ferromagnétique par une réponse quasi-paramagnétique à un champ interne fort  $H_W$  (champ moléculaire de Weiss), proportionnel à l'aimantation  $M$  de la roche. Par analogie avec la théorie de Langevin, on peut définir la susceptibilité ferromagnétique ( $\chi_f$ ) sous la température de Curie par :

$$\chi_f = \frac{M}{H} = \frac{Nm_b^2\mu_0}{v3k(T-T_C)} \quad (A.21)$$

En considérant que sous  $T_C$ , le champ externe  $H$  est négligeable, on peut définir la température de Curie par :

$$T_C = \frac{Nm_b^2\beta}{vk} \quad (A.22)$$

avec  $\beta = H_W/B$

Cette approche classique n'est cependant pas vraie d'un point de vue quantique, où seulement certains angles de moments magnétiques sont autorisés. La relation entre aimantation de saturation et température de Curie doit alors être corrigée par une facteur  $1/2$  (Dunlop & Özdemir,1997).

Puisque une aimantation permanente dite rémanente relative aux interactions entre les spins dépareillés existe sous la température de Curie, plusieurs types de substances ferromagnétiques peuvent être caractérisées en fonction des associations de spins (parallèles et antiparallèles) (Fig. X.A.5). Trois sous-classes sont distinguées :

- le ferromagnétisme *sensu stricto* marqué par des spins parallèles et de même sens (Fig. X.A.5)
- l'antiferromagnétisme qui du fait de la compensation des spins parallèles et antiparallèles ne présente pas de moment magnétique de réseau (Fig. X.A.5). En réalité, l'alignement des spins n'est pas parfait (*spin-canted*) et des défauts au sein du réseau cristallin sont fréquents ; il en résulte un faible moment magnétique de réseau. Le désordre dans les substances antiferromagnétiques apparaît à partir d'une certaine température  $T_N$  (température de Néel).
- le ferrimagnétisme est aussi marqué par des spins parallèles et antiparallèles, mais la magnitude des moments est différente selon la direction, ce qui génère un moment magnétique de réseau (Fig. X.A.5).

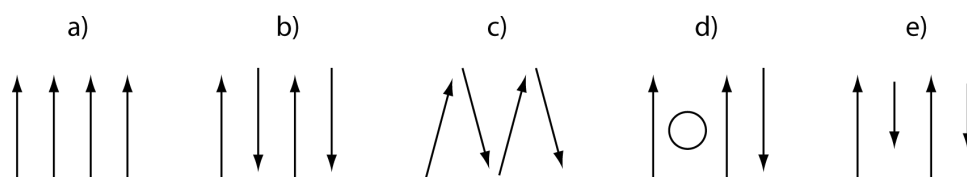


Fig. X.A.5 Représentations schématiques des types d'alignement de moments magnétiques atomiques. A : ferromagnétisme, b : antiferromagnétique, c : antiferromagnétique de type spin-canted, d : antiferromagnétique +défauts cristallins, e : ferrimagnétisme.

Lorsque l'alignement des spins n'est pas parfait, l'application d'un champ externe peut entraîner une précession en spirale jusqu'à ce que le moment s'aligne avec la direction du champ appliqué. Le mouvement coordonné des spins voisins est appelé « onde de spin ».

A.2.i.d Les énergies d'échange et la stabilité magnétique

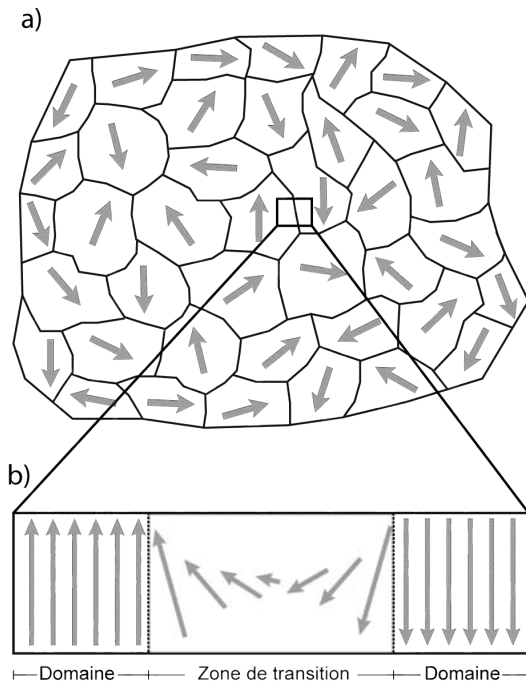


Fig. X.A.6 a : Arrangement des domaines magnétiques dans un matériaux ferromagnétiques polycristallin, en l'absence d'un champ magnétique externe appliqué (modifié d'après **Lanza & Meloni, 2006**). b : détails de la rotation progressive des spins au niveau des limites de domaine.

l'habitus du grain et son orientation par rapport au champ appliqué, le champ interne de désaimantation produit sera plus ou moins important ce qui générera une anisotropie magnétique.

La stabilité magnétique d'une particule peut être caractérisée par la coercitivité ou champ coercitif ( $H_C$ ) qui correspond au champ nécessaire pour contraindre l'aimantation dans une autre direction. Ce champ doit être suffisamment large pour que l'énergie magnétique soit supérieure à l'énergie d'anisotropie et permettre de dépasser ces barrières énergétiques.

A.2.i.e Les domaines magnétiques

Les matériaux polycristallins ferromagnétiques peuvent être subdivisés en plusieurs domaines magnétiques (Fig. X.A.6a). Chaque domaine magnétique est caractérisé par un alignement cohérent et parallèle de spin qui définit un moment spontané propre à ce domaine. Les domaines magnétiques contigus sont séparés par une zone de transition graduelle où les spins subissent progressivement une rotation d'un domaine à un autre (Fig. X.A.6b). Lorsqu'un champ est appliqué, les transitions de domaines tendront à migrer afin de favoriser les domaines où l'aimantation se fera dans la direction du champ appliqué. Si le champ est faible, l'aimantation induite sera identique à celle observée dans les substances paramagnétiques et l'opération sera réversible. Par contre si le champ appliqué est suffisamment fort, les seuils des barrières énergétiques entre les domaines pourront être atteints de manière irréversible, et une nouvelle configuration d'équilibre

Quelque soit la complexité cristalline d'un matériau, un grain cherchera à acquérir une aimantation qui minimise l'énergie totale. Ainsi, certaines directions d'aimantation seront favorisées et si la barrière énergétique liée à cette configuration est suffisamment forte, la direction de l'aimantation sera conservée dans le temps. Dans les substances ferromagnétiques, les spins électroniques vont évoluer de manière coordonnée afin de suivre le principe d'exclusion de Pauli. En fonction des interactions entre les spins électroniques, ces spins vont s'orienter parallèlement (ou antiparallèlement) afin de minimiser l'énergie d'échange associée. Dans les minéraux magnétiques, certaines orbitales (3d) ne sont pas isotropes, ce qui entraîne une hétérogénéité des spins dans certaines directions de l'espace.

La densité d'énergie d'interaction magnétostatique caractérise l'interaction entre les lignes de flux d'un champ magnétique et les moments des spins électroniques. Cette densité d'énergie est minimale lorsque l'aimantation est alignée avec le champ. Les particules monodomaines (SD) présentent des spins coordonnés et une aimantation uniforme dont l'intensité ne dépend pas du champ appliqué. Afin de satisfaire une énergie minimale, l'aimantation tourne jusqu'à saturation. Ces rotations ne sont cependant pas libres dans l'espace, du fait de barrières énergétiques. L'origine de cette anisotropie est la structure cristalline marquée par l'anisotropie magnétocristalline, l'anisotropie de contrainte et l'anisotropie de forme. L'anisotropie magnétocristalline est liée à la symétrie de la structure du réseau qui affecte les interactions électroniques. L'anisotropie de contrainte est issue du réajustement des distances interatomiques lors de l'acquisition de l'aimantation. L'anisotropie de forme est causée par les caractéristiques intrinsèques des grains. Selon

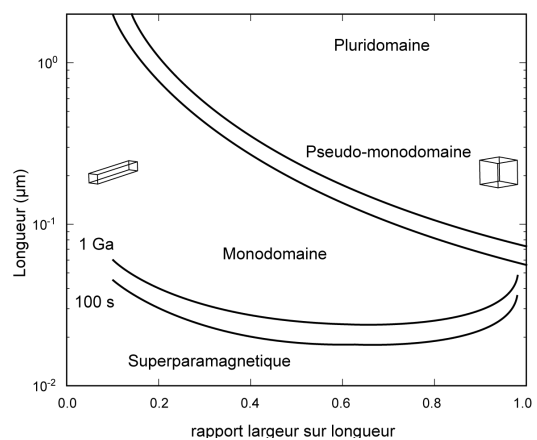


Fig. X.A.7 Diagramme illustrant la position des types de domaines en fonction de la taille et de la morphologie des grains (modifié d'après **Evans & McElhinny, 1969**).

pourra être atteinte. Cette aimantation spontanée dans la direction du champ appliqué est une aimantation rémanente.

Les domaines magnétiques dépendent de la taille de grain (Fig. X.A.7). Les particules les plus petites, présentant une uniformité de l'aimantation sont dites monodomaines (SD). Dans les particules plus grosses, l'énergie interne domine les énergies d'échange et magnétocristalline, si bien que plusieurs états d'aimantation coexistent. Ces particules sont dites polydomaine (MD). Entre ces deux entités, il existe un type dit de transition marqué par des particules pseudo-monodomaines (PSD). Enfin, certaines particules très fines sont marquées par un comportement magnétique particulier et sont dites super-paramagnétiques. Les différences entre ces types de grains sont considérables et elles entraînent une grande variabilité des propriétés magnétiques des matériaux.

### A.2.ii L'aimantation à l'échelle du minéral et dans la roche

#### A.2.ii.a Les principaux minéraux magnétiques et leurs paramètres

Certains éléments de transition, comme le fer, présentent un certain nombre de spins dépareillés, ce qui entraîne des comportements paramagnétiques. Cependant, lorsque ces spins sont alignés parallèlement dans une structure dense et que les orbitales électroniques se chevauchent, les substances deviennent ferromagnétiques. Les solides contenant le fer en sont les meilleurs exemples. Les oxydes de fer, les hydroxydes de fer et les sulfures de fer sont les principaux types. Les alliages fer-nickel possèdent aussi des propriétés ferromagnétiques, mais puisqu'on les trouve seulement dans les matériaux extraterrestres et dans le noyau, ils ne seront pas abordés.

Les oxydes de fer sont généralement des solutions solides entre le fer divalent, le fer trivalent et le titane tétravalent. Cependant, comme le titane ne présente pas de spin dépareillé, la teneur en Ti au sein de la solution fait largement varier les propriétés magnétiques des minéraux. Ces minéraux peuvent être représentés dans un diagramme ternaire FeO-TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fig. X.A.8). Trois séries isomorphes peuvent alors être caractérisées.

- les titanomagnétites (Fe<sub>3-x</sub>Ti<sub>x</sub>O<sub>4</sub>) cristallisent dans le système cubique selon la forme du spinelle. Les cations se répartissent en deux sous-réseaux. Si dans chaque sous-réseau les spins sont parallèles, les deux sous-réseaux s'organisent de manière antiparallèle. Comme un des sous-réseaux prédomine, les titanomagnétites sont ferrimagnétiques. Les interactions de spins sont fortement perturbées par la présence de Ti, ce qui modifie les propriétés magnétiques du minéral. La susceptibilité volumique de la magnétite est la plus importante des minéraux ferromagnétiques (Fig. X.A.9). La température de Curie de la magnétite est 585°C mais elle diminue de manière linéaire avec la composition en titane pour atteindre, à -153°C, la température de Néel de l'ulvöspinelle. La saturation magnétique de la magnétite oscille entre 480 et 0 kA.m<sup>-1</sup>. Les propriétés des titanomagnétites dépendent de la taille du grain ; ainsi, la saturation magnétique et la coercitivité sont inversement proportionnelles à la taille du domaine.

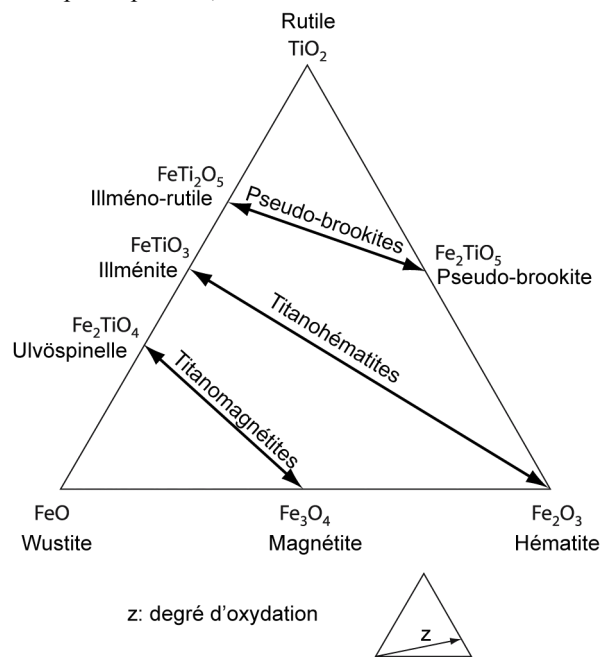


Fig. X.A.8 Diagramme ternaire de classification des oxydes de fer et de titane dans le système rutile-wüstite-hématite.

- les titanohématites (Fe<sub>2-x</sub>Ti<sub>x</sub>O<sub>3</sub>) cristallisent dans le système rhomboédrique et adoptent la structure du corindon. Les ions Fe<sup>3+</sup> occupent les plans basaux séparés par des plans intermédiaires contenant O<sup>2-</sup>. Au sein de chaque plan basal, les spins sont couplés de manière parallèle, mais deux plans contigus présentent des spins presque antiparallèles. Il en résulte un moment magnétique de réseau et un comportement antiferromagnétique liés à ce biais angulaire de spin. Dans la structure ilménite, le couplage des spins est antiparallèle, ce qui confère des propriétés antiferromagnétiques aux solutions solides les plus riches en titane. La susceptibilité magnétique des titanohématites est plus faible que celle de la magnétite. La température du Néel (on ne parle pas de température de Curie car ce terme est réservé aux comportements ferromagnétiques directement issus du parallélisme des spins) est de 675°C pour l'hématite et elle décroît jusqu'à -218 pour l'ilménite. L'aimantation

de saturation est d'environ  $2.5 \text{ kA.m}^{-1}$ , soit deux ordres de grandeur plus faible que la valeur de la magnétite. Par contre la coercitivité de l'hématite est de 1 à 5 T, soit dix fois plus que la magnétite.

· les pseudobrookites.

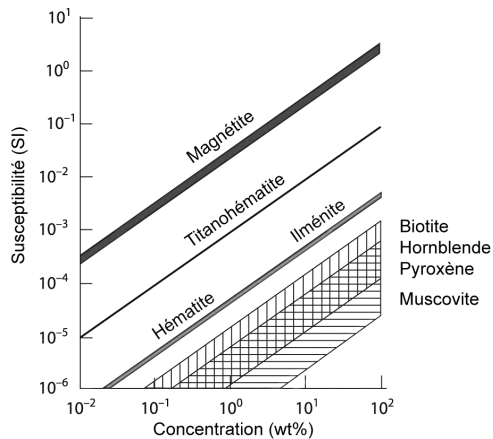


Fig. X.A.9 Diagramme illustrant la susceptibilité des minéraux principaux en fonction de leur concentration dans la roche (modifié d'après Hrouda & Kahan, 1991).

Les maghémites (titomaghémites) sont des oxydes fer qui résultent de l'oxydation de magnétites (titanomagnétites) dans divers environnements. A l'échelle cristalline, l'oxydation se caractérise par une diffusion de  $\text{Fe}^{2+}$  et une incorporation de  $\text{Fe}^{3+}$  dans les sites vacants. Bien que ces minéraux présentent une composition chimique proche des titanohématites, ils conservent la structure du spinelle avec un déficit cationique entraînant une variation de volume. Les maghémites sont métastables. Si la température augmente, elles peuvent se transformer de manière irréversible en hématite stable et cette transformation est marquée par une chute drastique des propriétés magnétiques. La température de Curie théorique de la maghémite se situe entre  $580^\circ\text{C}$  et  $675^\circ\text{C}$ , mais du fait des défauts et des impuretés, elle est généralement beaucoup plus basse (autour de  $350^\circ\text{C}$ ). Malgré les nombreuses transformations subies, la maghémite présente des caractéristiques de coercitivité et d'aimantation de saturation proches de la magnétite.

Les hydroxydes de fer telle que la goethite ( $\text{FeOOH}$ ) présentent des caractéristiques magnétiques. La goethite cristallise soit à partir de solutions riches en fer, soit elle est issue de l'altération de phases solides ferrifères. La goethite se transforme généralement en hématite par déshydratation entre  $300^\circ\text{C}$  et  $400^\circ\text{C}$ . La goethite, qui cristallise dans le système orthorhombique est antiferromagnétique, mais son aimantation est principalement due à des défauts cristallins. Sa température de Néel est de  $120^\circ\text{C}$ , mais elle décroît avec les impuretés et les défauts cristallins. La goethite présente des caractéristiques de coercitivité et d'aimantation de saturation proches de l'hématite. Les sulfures de fer comme que la pyrrhotite ( $\text{FeS}_{1+x}$ ) et la greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) sont ferromagnétiques *sensu lato*. Ils se forment dans des environnements réduits et tendent à s'oxyder avec le temps, si bien que seule la pyrite paramagnétique est conservée. On distingue la pyrrhotite monoclinale et la pyrrhotite hexagonale. Pour certaines compositions, la pyrrhotite monoclinale est ferrimagnétique et montre une diminution exponentielle jusqu'à son point de Curie qui est inférieur ou égal à  $320^\circ\text{C}$ . La pyrrhotite hexagonale est aussi ferrimagnétique, mais elle se caractérise par un pic d'aimantation autour de  $200^\circ\text{C}$  (caractérisant l'expansion du cristal avec la température) et une température de Curie de  $330^\circ\text{C}$ . La greigite, qui présente une structure similaire à l'hématite est aussi ferromagnétique et sa température de Curie est approximativement de  $330^\circ\text{C}$ . La pyrrhotite et la greigite présente des caractéristiques de d'aimantation de saturation entre 80 et  $120 \text{ kA.m}^{-1}$  (inférieure à la magnétite). Si la coercitivité de la greigite est très faible (30mT), celle de la pyrrhotite varie, selon la composition entre 0,5 et 1T.

#### A.2.ii.b L'aimantation des roches

Une roche est un assemblage de minéraux stables. Ces minéraux ayant des caractéristiques magnétiques variables, on peut adapter cette définition en proposant qu'une roche est un assemblage de minéraux diamagnétiques, paramagnétiques et ferromagnétiques. Les minéraux ferromagnétiques peuvent être rencontrés dans divers types de roches, mais seules les roches ignées et sédimentaires seront détaillées.

Dans les roches ignées, la formation de minéraux magnétiques dépend de la composition chimique du magma (qui contrôle la nature chimique des minéraux) et des caractéristiques de pression et de température (qui contrôlent la forme et la taille des minéraux). Ainsi, il existe une grande variabilité des paramètres magnétiques (Température de Curie, aimantation de saturation, susceptibilité et coercitivité) au sein des roches magmatiques. Les roches mafiques sont riches (jusqu'à 5 wt%) en oxydes de Fe-Ti (principalement ilménite et titanomagnétites), alors dans les roches felsiques, plus pauvres (moins de 1 wt%), les titanomagnétites ferrifères, l'hématite et l'ilménite peuvent coexister. Lorsque le refroidissement du magma est brusque, seuls des petits grains de type pseudo-monodomaine cristallisent, mais l'importante variabilité des conditions physicochimiques entraînent des transformations minéralogiques successives. Dans les roches intrusives, le refroidissement lent du magma contrôle la cristallisation de grains plus gros de type pluridomaine, qui peuvent cependant être affectés par des transformations à l'état solide. La cristallisation des oxydes de Fe-Ti commence aux alentours de  $1000^\circ\text{C}$ , sous forme de solutions solides type titanomagnétites ou titanohématites. Autour de  $700^\circ\text{C}$ , le processus de diffusion des ions Fe et Ti est remplacé des exsolutions de minéraux, ce qui génère des sous-domaines au sein des grains. A des températures plus faibles ( $200^\circ\text{C}$ - $350^\circ\text{C}$ ), d'autres réactions d'exsolution ou d'oxydation

peuvent être rencontrées. Ces réactions sont liées à l'altération de la roche en surface ou au contact de fluides et peuvent conduire à des transformations minéralogiques (cristallisation de maghémite) et, par conséquent, à des modifications des paramètres magnétiques de la roche.

Dans les roches sédimentaires, les minéraux ferromagnétiques peuvent être détritiques, diagénétiques ou authigènes. Même si les titanomagnétites et les titanohématites sont les minéraux ferromagnétiques détritiques les plus fréquents, la minéralogie magnétique des roches détritiques est contrôlée par la composition minéralogique de la source et le transport subi par les particules. Durant le transport des particules, la différence de densité liée à la teneur en titane exerce un tri minéralogique. Ce tri peut être accentué s'il existe à l'origine une gamme de tailles de grains ferromagnétiques. Dès leur dépôt, les grains seront susceptibles d'être transformés ou altérés du fait de la présence d'eau ou de conditions d'oxydo-réduction non favorables. Des minéraux authigènes peuvent alors se former soit par transformations à l'état solide, soit par dissolution/précipitation. Les minéraux détritiques et/ou authigènes ne seront cependant pas toujours stables avec le temps et pourront évoluer notamment pendant la diagénèse, à cause de la présence de fluides et d'une variation des conditions de pression et de température. En conditions oxydantes, une hématite pigmentaire rouge peut se former à partir de solutions aqueuses très riches en oxygène. L'oxydation de la magnétite peut conduire à la formation de maghémite. Certaines phases minérales (pyrrhotite, greigite) sont formées en conditions réductrices, mais si la sulfuration est trop importante seule la pyrite subsistera. Durant la diagénèse, les sulfures de fer ferromagnétiques seront rapidement oxydés. Dans les carbonates, les minéraux magnétiques dominants (titanomagnétites et titanohématites secondaires) sont relativement rares.

A.2.ii.c La stabilité de l'aimantation des roches et les différents types d'aimantation

La rémanence magnétique dépend essentiellement de l'énergie d'anisotropie qui inhibe les rotations libres dans l'espace des moments magnétiques individuels et permet de conserver la direction d'un paléochamp. L'énergie d'anisotropie d'énergie contrôle également la probabilité que la direction du moment magnétique d'un grain soit modifié en franchissant une barrière énergétique. Le temps de relaxation caractérise la décroissance exponentielle de l'aimantation initiale d'un grain au cours du temps (Fig. X.A.10). Il contrôle ainsi la probabilité qu'un moment magnétique puisse « sauter » une barrière énergétique et favoriser une autre direction d'aimantation. La préservation de la direction d'un paléochamp nécessite ainsi un passage d'un état d'équilibre (pour permettre l'acquisition d'un champ magnétique) à un état de blocage (pour permettre de figer cette aimantation au cours du temps). Il existe une compétition entre l'énergie thermique  $kT$  et l'énergie d'anisotropie  $Kv$  (énergie de blocage) pour « sauter les barrières énergétiques » et modifier la direction de l'aimantation. La théorie de Néel régit la préservation de la rémanence magnétique et l'équilibre magnétique. Lorsqu'un champ  $H$  est appliqué, le temps de relaxation  $\tau$  s'exprime par :

$$\tau = \frac{1}{C} \exp \frac{Kv}{kT} \left[ 1 - \frac{H}{H_c} \right]^2 \quad (A.23)$$

avec :

$C$  : le facteur de fréquence

$H_C$  : la coercitivité avec  $H_C = \frac{2K}{\mu_0 M_s}$

Soit :

$$\tau = \frac{1}{C} \exp \frac{\mu_0 H_c M_s v}{2kT} \quad (A.24)$$

Ainsi le temps de relaxation dépend de l'aimantation, du volume et de la température. Plusieurs types d'aimantation sont présents dans la nature en fonction des processus géologiques et des conditions physicochimiques du milieu (température et composition).

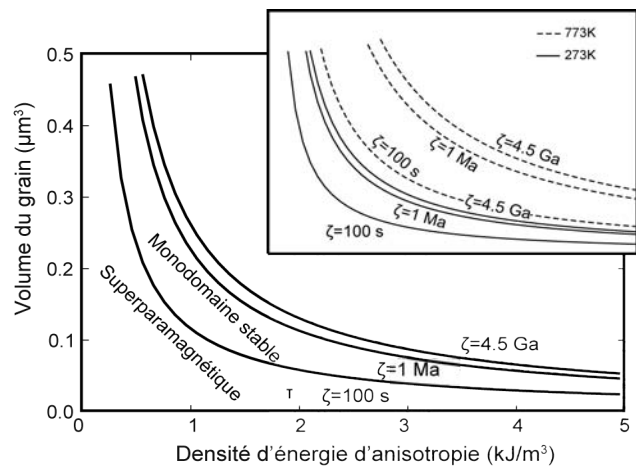


Fig. X.A.10 Courbes du temps de relaxation d'un grain en fonction de son volume  $v$  et de la valeur de la constante de l'énergie d'anisotropie. L'encart montre le rôle majeur de la température (modifié d'après **Tauxe, 2010**).

L'aimantation rémanente correspond à un état ordonné et continu dans le temps notamment à des barrières énergétiques. Cependant, la théorie de Néel tient compte de la fréquence de saut C ; il existe donc une faible probabilité que certains domaines magnétiques subissent des modifications de l'arrangement magnétique. En conséquence, une nouvelle aimantation, tendant vers une aimantation d'équilibre se forme et s'oriente selon le champ terrestre présent. Cette aimantation est dite visqueuse et suit une loi logarithmique au cours du temps. Elle dépend également des caractéristiques des domaines magnétiques. L'aimantation rémanente visqueuse est secondaire.

· L'aimantation rémanente thermique est généralement rencontrée dans les roches magmatiques mais elle peut aussi être secondaire due à un métamorphisme de contact. Bien que les oxydes de fer cristallisent à des températures d'environ 1000°C, ils présentent un comportement paramagnétique jusqu'à leur température de Curie où ils adoptent un comportement ferromagnétique. Au cours du refroidissement, le temps de relaxation est extrêmement court et l'aimantation du minéral varie constamment. Cependant lorsque cette température devient plus faible, l'énergie thermique diminue et le temps de résidence peut ainsi augmenter. Pour certaine valeur de température (température de blocage), la probabilité que le cristal soit réorienté est très faible ; l'aimantation est donc figée et cette dernière est appelée **aimantation rémanente thermique** (ART). L'acquisition de cette aimantation est un processus réversible et il existe une température de déblocage égale à la température de blocage où l'aimantation devient à nouveau aléatoire. L'aimantation d'une roche dépend de l'ensemble des minéraux qui la compose ; ainsi chaque population, définie par sa taille ou sa nature chimique présentera des caractéristiques propres (température de blocage). En conséquence, différents spectres d'aimantation seront présents dans la roche.

· L'**aimantation rémanente détritique** (ARD) est généralement très complexe car les conditions physico-chimiques varient au cours de la sédimentation (Fig. X.A.11). Dans un modèle simple, on peut considérer que le moment magnétique d'un grain ferromagnétique va s'aligner avec la direction du champ magnétique lors du dépôt. Cependant, la viscosité de l'eau et l'inertie du grain vont perturber cette orientation. La taille du grain est aussi un paramètre important puisque les grains grossiers entraîneront une aimantation détritique plus chaotique. L'aimantation détritique est un phénomène passif, puisqu'il s'agit en réalité de l'orientation de grains portant déjà une aimantation rémanente. Le modèle simple présenté ci-dessus est en réalité beaucoup plus complexe. La nature du courant (turbulent ou laminaire), la forme des grains mais aussi la salinité de l'eau sont des paramètres importants qui contrôlent ou modifient la direction de l'aimantation (Fig. X.A.11). Le rôle de la bioturbation, ainsi que des processus diagénétiques est aussi important. Lorsque tous ces paramètres sont pris en compte, on parle plutôt d'aimantation post-dépôt. Cette dernière dépend principalement de porosité qui contrôle le degré de liberté (rotation) des particules. La porosité dépend de l'assemblage granulaire et de la proportion de matrice ou de ciment. Avec la diagénèse (compaction), la porosité et la teneur en eau diminuent ; par conséquent, la direction d'aimantation pourra être figée. Lorsque le dépôt est brutal (par exemple lors de forts taux de sédimentation), l'aimantation est mal définie et une erreur d'inclinaison peut être observée (Fig. X.A.12).

· Les roches et, par conséquent, les minéraux ferromagnétiques, peuvent subir des variations chimiques qui entraînent la formation de nouveaux minéraux ferromagnétiques ou l'altération de phases magnétiques préexistantes. L'aimantation

portée par ces néograins est **appelée aimantation rémanente chimique** (ARC) et elle est acquise à une température inférieure à  $T_C$  (Fig. X.A.13). Ces transformations chimiques entraînent une augmentation de volume, ce qui permet d'augmenter le temps de relaxation et de figer une nouvelle aimantation. Dans le cas des « redbeds », la formation d'un ciment d'hématite pigmentaire,

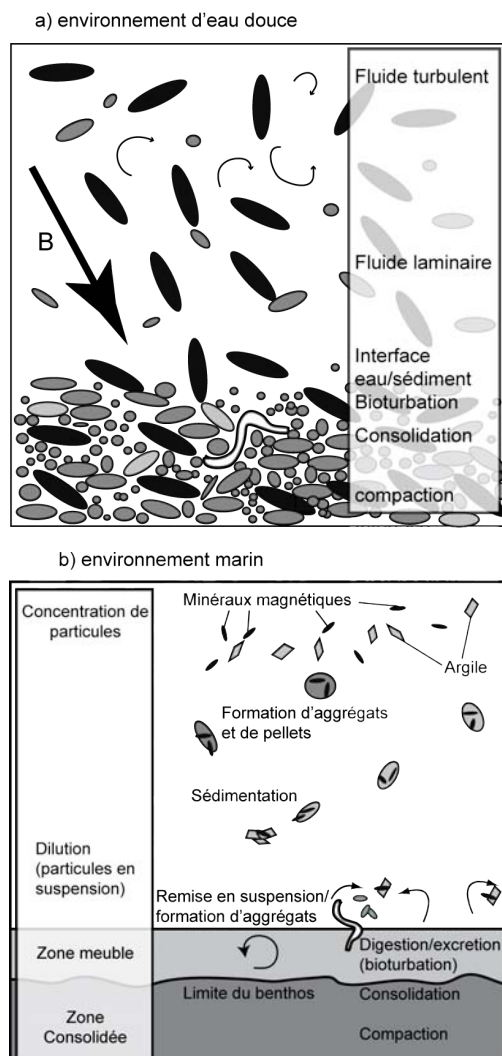


Fig. X.A.11 Représentation des processus physico-chimique affectant le dépôt d'une particule sédimentaire et par conséquent son aimantation dans un environnement d'eau douce (a) et marin (b) (modifié d'après Tauxe, 2010).



par des processus de nucléation et de croissance, s'accompagne d'une aimantation chimique primaire. La transformation par oxydation de la magnétite en maghémite entraîne une aimantation chimique secondaire.

La durée d'acquisition d'une aimantation rémanente est variable selon le type d'aimantation. Pour les roches effusives, le refroidissement est suffisamment rapide pour que l'on puisse comme considérer l'acquisition de l'aimantation thermorémanente comme instantanée. Pour les roches intrusives, le refroidissement est beaucoup plus lent et l'acquisition de l'aimantation se fait sur plusieurs millions d'années. Puisque les

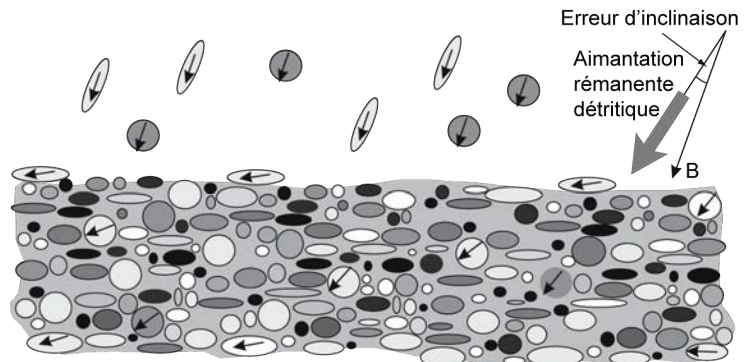


Fig. X.A.12 Schéma illustrant l'arrangement des particules détritiques lors de la sédimentation en eau douce et l'erreur d'inclinaison quasi-systématique observée dans le cas d'une aimantation rémanente détritique (modifié d'après **Lanza & Meloni, 2006**). B représente le champ magnétique terrestre.

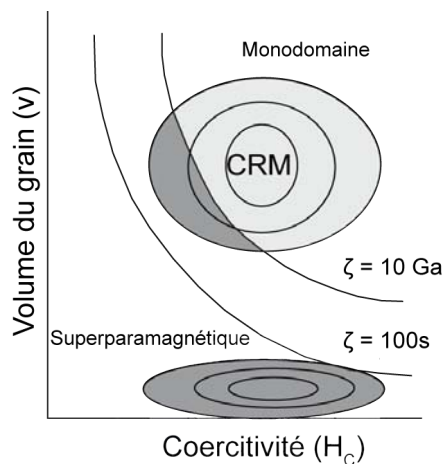


Fig. X.A.13 Diagramme schématisant le principe de l'acquisition d'une aimantation rémanente chimique (CRM) en fonction du volume et de la coercitivité (modifié d'après **Butler, 1992**). Au début de la cristallisation, le volume des particules est faible (zone sombre) et inférieur au volume de blocage (comportement superparamagnétique). Lorsque le volume augmente, il devient supérieur au volume de blocage et la particule devient monodomaine et acquiert une aimantation rémanente chimique.

méthodes de datation radiochronologique dépendent de la température de fermeture du système isotopique considéré, il peut apparaître un décalage significatif entre l'âge isotopique de la roche et l'âge de l'aimantation thermorémanente. Le taux de sédimentation (taux d'enfouissement) est le paramètre principal contrôlant la durée d'acquisition de l'aimantation rémanente détritique qui varie de quelques années à plusieurs milliers d'années.

### A.2.iii Méthodes indirectes de détermination de la minéralogie magnétique

La minéralogie magnétique d'une roche peut être déterminée de manière directe (par exemple par l'observation microscopique) ou indirecte (étude du comportement magnétique de la roche). De part leur structure cristalline, les minéraux magnétiques sont généralement opaques en lumière transmise et polarisée ; il est donc nécessaire d'utiliser un microscope métallographique en lumière réfléchie. Les différentes teintes de réflectance (gris pour la magnétite, gris-blanc pour l'hématite, brun-gris pour l'ilménite) sont généralement des critères discriminants. L'observation au microscope électronique à balayage peut aussi renseigner sur l'habitus et les variations de composition des différents minéraux présents dans la roche. Néanmoins, ces méthodes directes ne renseignent que qualitativement sur la nature des minéraux présents. Il est donc nécessaire d'étudier le comportement magnétique de la roche en évaluant certains paramètres comme la susceptibilité magnétique, l'aimantation de saturation ou encore la coercitivité. L'évolution de ces paramètres avec la température peut aussi renseigner sur la nature minéralogique

#### A.2.iii.a Mesure de la susceptibilité magnétique et thermomagnétisme

La susceptibilité magnétique varie de plusieurs ordres de grandeur en fonction des minéraux considérés. Elle est négative pour les minéraux paramagnétiques comme le quartz ou la calcite (de l'ordre de  $10^{-6}$  SI), faiblement positive dans les minéraux paramagnétiques (entre  $10^{-5}$  SI et  $10^{-3}$  SI). La susceptibilité magnétique des minéraux ferromagnétiques varie depuis des valeurs faibles pour l'hématite (de l'ordre de  $10^{-3}$  SI) jusqu'à des valeurs fortes pour la magnétite (de l'ordre de 1SI). Cependant les minéraux ferromagnétiques sont dilués dans la roche (moins de 5%), principalement constitués de minéraux para- et diamagnétiques. La susceptibilité magnétique des roches est donc généralement très variable (entre  $10^{-5}$  SI et  $10^{-2}$  SI pour les roches sédimentaires et entre  $10^{-3}$  SI et 1 SI pour les roches magmatiques) et il est relativement difficile d'identifier les phases minérales sur le simple critère de susceptibilité.



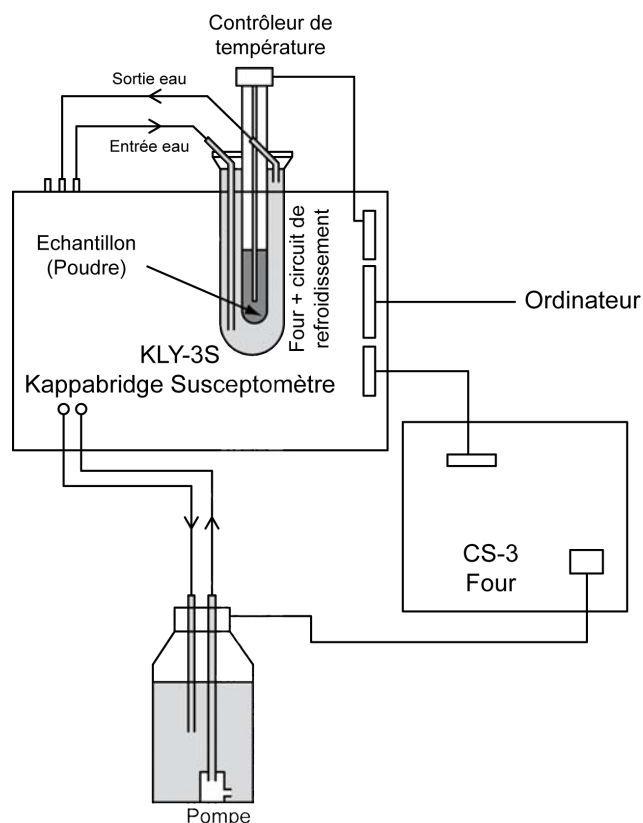


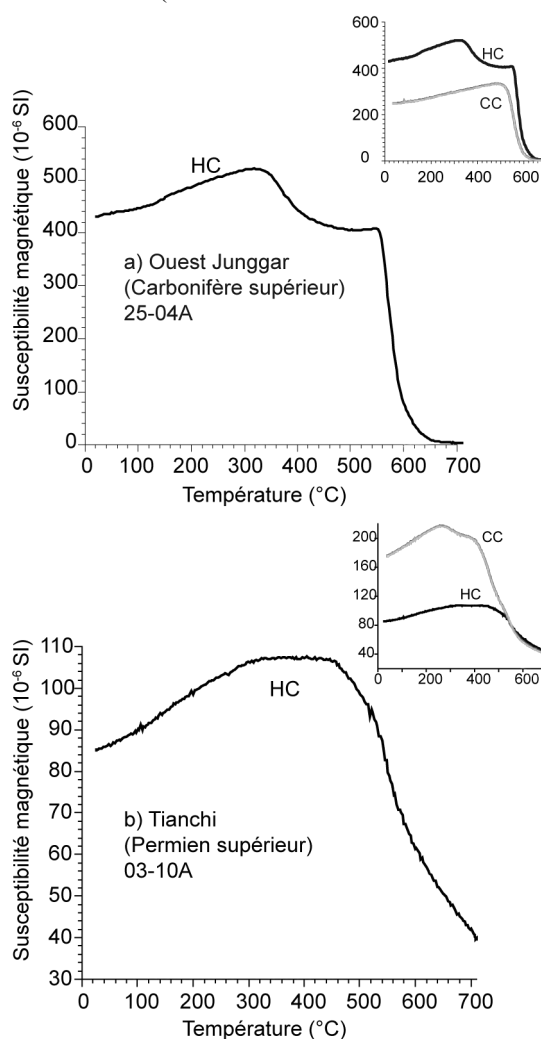
Fig. X.A.14 Schéma de principe de l'appareillage utilisé pour obtenir les courbes de thermomagnétisme.

thermomagnétique du porte-échantillon, on obtient une courbe d'évolution de la susceptibilité magnétique de l'échantillon en fonction de la température. Les chutes brutales et les inflexions de la susceptibilité magnétique correspondent au passage d'un comportement ferromagnétique à un comportement paramagnétique et vont permettre d'identifier les points de Curie ou de Néel (par exemple 585°C pour la magnétite) (Fig. X.A.15a). Cependant, ces analyses sont réalisées à l'air libre, ce qui peut entraîner des oxydations et des transformations minéralogiques. Ces réactions chimiques (oxydation des sulfures) seront marquées par des variations importantes de la susceptibilité magnétique. Certaines transformations seront non réversibles et cela pourra se traduire par des

Fig. X.A.15 Exemple de courbes thermomagnétiques obtenues après chauffe (HC) et refroidissement (CC) d'une poudre d'échantillon. Dans le cas a), les courbes sont pratiquement réversibles alors que pour b) l'augmentation drastique de la susceptibilité indique une transformation minéralogique. Les chutes ou augmentations brutales de la susceptibilité à une température donnée permettent l'identification des phases minérales présentes en fonction de leur température de Curie.

courbes de chauffe et de refroidissement non superposables (Fig. X.A.15b). La forme des courbes sera aussi dépendante du type de domaine magnétique présent dans la roche (Thompson & Oldfield, 1986).

L'étude de l'évolution de la susceptibilité magnétique en fonction de la température peut permettre de mettre en évidence certains points de température (Températures de Curie et de Néel) caractéristiques de minéraux. Une poudre d'échantillon de volume connu est placée dans un four (CS3) dont la température est régulée par un contrôleur de température et un circuit de refroidissement (Fig. X.A.14). L'échantillon est chauffé depuis la température ambiante jusqu'à 700°C puis refroidi à 40°C, avec un incrément d'environ 2-3°C. A chaque palier, une mesure de la susceptibilité magnétique de l'échantillon est réalisée à l'aide d'un susceptomètre Kappabridge KLY3-S (Fig. X.A.14). Cet appareil est constitué d'une bobine, qui traversée par un courant alternatif va induire un champ magnétique faible dans l'échantillon. Ce champ créé va à son tour entraîner une variation d'inductance de la bobine électrique. Cette variation sera proportionnelle à la susceptibilité magnétique de l'échantillon. Après déconvolution du signal et correction du porte-échantillon (soustraction de la courbe



## A.2.iii.b Aimantation rémanente isotherme

Une aimantation rémanente isotherme peut être induite dans une roche lorsque celle-ci est placée dans un champ magnétique à température constante. Dans la nature, lorsque la foudre s'abat sur certaines roches, une aimantation secondaire masquant l'aimantation primaire détritique ou thermique peut être enregistrée. L'aimantation rémanente isotherme induite en laboratoire peut permettre l'identification des phases minérales ferromagnétiques en fonction de leurs caractéristiques d'aimantation de saturation et de coercitivité. A la température ambiante, un champ magnétique connu est produit grâce à une bobine traversée par un courant électrique. Cet appareil, appelé magnétiseur à induction (ASC IM-10) va ainsi contraindre la réorientation partielle ou totale des moments magnétiques de chaque grain et induire une aimantation secondaire. Environ une dizaine de paliers de 0 à 1200 mT sont appliqués à l'échantillon et la réponse de l'aimantation est mesurée, après chaque palier par un magnétomètre à spinner (AGICO JR-5A). Le principe de cette mesure repose sur la rotation à vitesse constante d'un échantillon de forme et de volume connu (cylindre de 25 mm de diamètre et de 22mm de long) entre une paire de bobines. Cette rotation produit un courant électrique alternatif dans les bobines dont la phase et l'amplitude dépendent de la magnitude et de l'orientation de l'aimantation de la roche. Le potentiel mesuré est ensuite amplifié, filtré et numérisé.

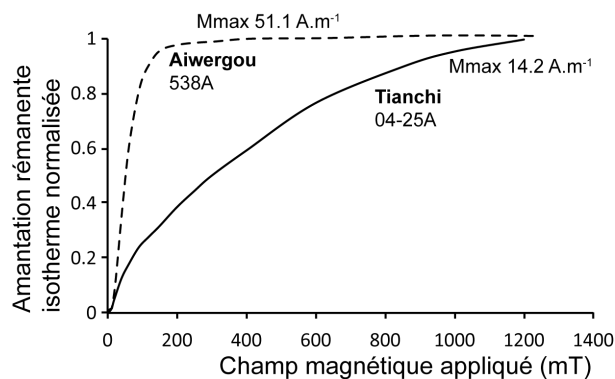


Fig. X.A.16 Exemple de courbe d'aimantation rémanente isotherme. Pour l'échantillon 538A, une saturation de l'aimantation est rapidement obtenue, suggérant la présence de phases minérales peu coercitives. A l'opposé, l'absence de saturation de l'aimantation pour l'échantillon 04-25A dans la gamme de champ magnétique appliqué suggère la présence de minéraux très coercitifs.

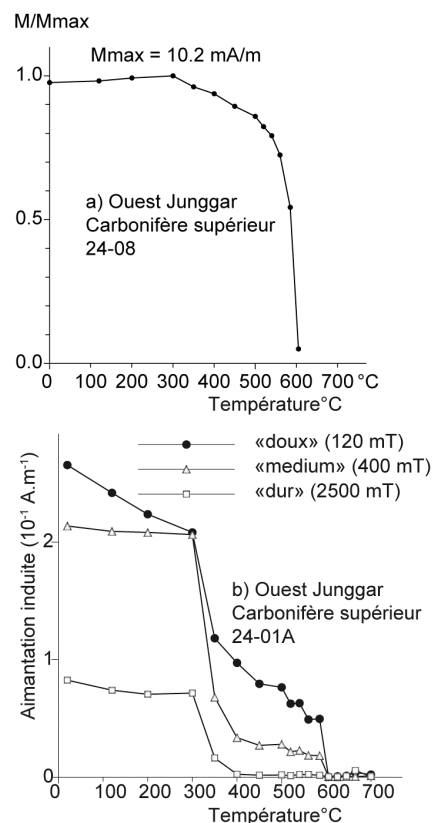
La variation de l'aimantation rémanente isotherme induite en fonction du champ appliqué est représentée par une courbe normalisée à la valeur maximale d'aimantation. Lorsque que la saturation est atteinte, la courbe montre un palier horizontal (Fig. X.A.16). Si la saturation est rapidement obtenue, cela indique la présence de minéraux de faible coercitivité (par exemple la magnétite). L'appareillage utilisé ne permet cependant pas d'obtenir une saturation complète pour les assemblages contenant des minéraux à fortes coercitivité (hématite  $H_C$  entre 1 et 5 T).

## A.2.iii.c Méthode de Lowrie

Des courbes thermomagnétiques peuvent être obtenues en suivant l'évolution de la magnitude de l'aimantation totale de la roche avec la température. Pour cela les échantillons doivent être chauffés puis refroidis dans un champ nul afin d'éviter les réaimantations. Une quinzaine de paliers de 0 à 700°C sont réalisés depuis la mesure de l'aimantation rémanente naturelle (NRM), jusqu'à la désaimantation totale de l'échantillon. Des chutes brutales liées à des transformations minéralogiques et/ou des passages de point de Curie ou de Néel (Fig. X.A.17a).

La méthode de Lowrie (Lowrie, 1990) permet une détermination qualitative intéressante car elle combine les propriétés thermomagnétiques et coercitives des roches. Préalablement à la chauffe, un champ magnétique anisotrope est appliqué à l'échantillon grâce à un magnétiseur à induction (ASC IM-10). L'objectif est de saturer dans les trois directions de l'espace, les minéraux de faible (< 120 mT), moyenne (< 400 mT) et forte (<2500 mT) coercitivité. Les échantillons sont ensuite désaimantés par palier de température et l'aimantation rémanente est mesurée après chacune des quinze étapes de chauffe (Fig. X.A.17b). Cette méthode permet d'évaluer pour

Fig. X.A.17 a : Exemple d'un spectre de désaimantation. b : Exemple de détermination des phases minérales présentes par la méthode de Lowrie (Lowrie, 1990). Voir texte pour plus d'explications.



chaque composante de coercitivité la température de Curie (ou de Néel). Les minéraux dont les températures de Curie sont proches (ex. maghémite et pyrrhotite) pourront être distingués car leurs coercitivités respectives sont significativement différentes.

A.2.iii.d Cycles d'hystérésis

La minéralogie magnétique d'une roche peut aussi être approchée par la méthode des cycles d'hystérésis. L'appareillage utilisé se trouve à l'Institut de Physique du Globe de Paris, à Saint-Maur. L'échantillon de petite taille (0.3 cm<sup>3</sup>) est placé dans l'entrefer d'un électroaimant produisant un champ magnétique uniforme élevé (1.7 T). A l'aide d'une courroie, l'échantillon va vibrer latéralement, ce qui permettra de mesurer une aimantation. Dans un premier temps, un champ magnétique H va être progressivement appliqué jusqu'à saturation (aimantation de saturation J<sub>S</sub>) (Fig. X.A.18). Le champ magnétique appliqué sera ensuite

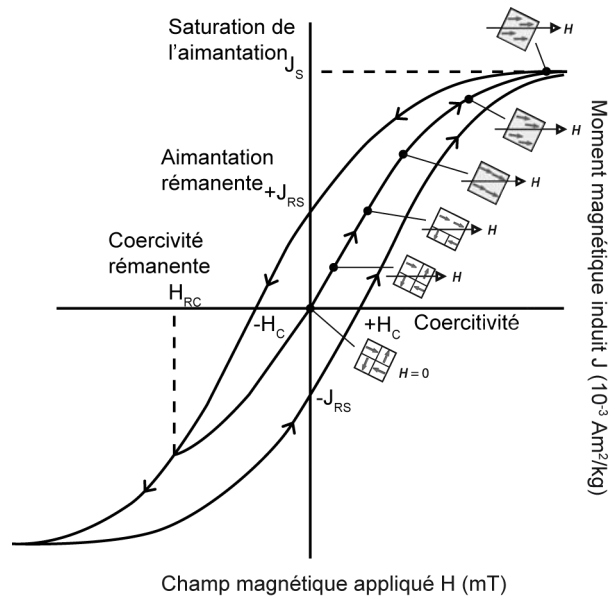


Fig. X.A.18 Représentation idéalisée d'un cycle d'hystérésis, illustrant la variation de l'aimantation au sein des domaines magnétiques pendant l'application du champ magnétique induit (modifié d'après **Lanza & Meloni, 2006**).

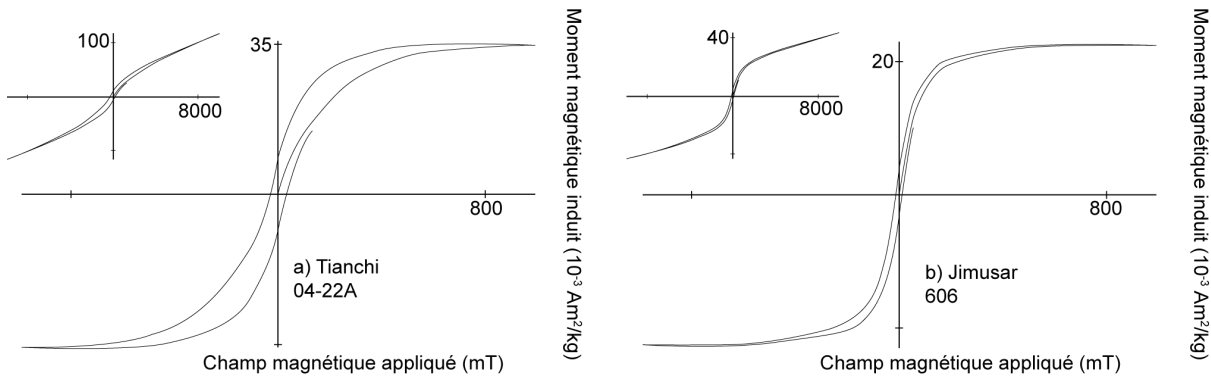


Fig. X.A.19 Exemples de cycles d'hystérésis, après correction de la partie paramagnétique. Les encarts montrent la courbe d'origine, la partie linéaire représente la fraction paramagnétique.

diminué jusqu'à zéro où l'on pourra mesurer l'aimantation rémanente de saturation J<sub>RS</sub>. Un champ magnétique sera ensuite appliqué dans la direction opposée jusqu'à une valeur -H où la rémanence magnétique sera annulée. Si le champ négatif continue à augmenter, une nouvelle aimantation sera enregistrée, et il sera possible d'atteindre une aimantation de saturation. Lorsque le champ diminue, puis devient nul, on obtient une valeur d'aimantation rémanente de saturation -J<sub>RS</sub> (Fig. X.A.18). Si un champ magnétique positif est à nouveau appliqué, l'aimantation -J sera annulée pour une valeur de coercitivité H<sub>C</sub>. Par incrément d'aimantation, il est possible d'approximer la valeur de la coercitivité rémanente H<sub>CR</sub>, qui correspond au champ magnétique nécessaire pour réorienter de manière irréversible la moitié des moments magnétiques. En pratique, les roches sont un assemblage de minéraux ferro-, para- et diamagnétiques (Fig. X.A.19). Lorsque l'aimantation de saturation des minéraux ferromagnétiques sera atteinte, l'aimantation

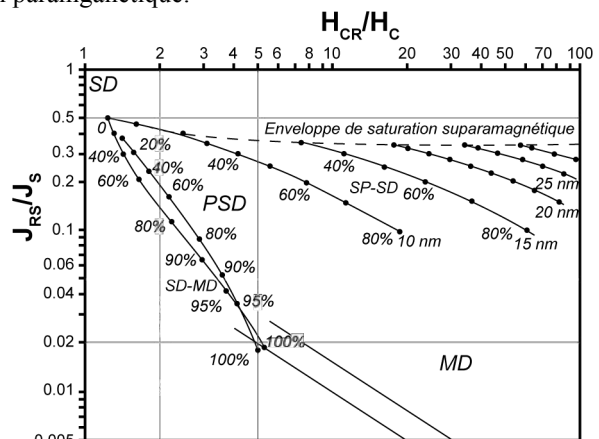


Fig. X.A.20 Diagramme de **Day (1977)** pour la magnétite construit à partir des rapports d'aimantation rémanente et de coercitivité (modifié d'après **Dunlop, 2002**). SD : monodomaine, PSD : Pseudomonodomaine, MD : multi-domaine, SP : superparamagnétique.

de la roche évoluera de façon linéaire par rapport au champ appliqué. Cette partie linéaire correspond à la contribution des minéraux paramagnétiques et devra être corrigée pour obtenir des cycles d'hystérésis exploitables. La forme de ces cycles va permettre d'estimer le type de minéraux présents en fonction de leurs caractéristiques de coercitivité et d'aimantation de saturation. En outre, grâce aux paramètres  $H_{CR}$ ,  $H_C$ ,  $J_{RS}$  et  $J_S$  et à leur rapport respectif, le type de domaine magnétique présent dans la roche pourra être déterminé (Fig. X.A.20).

### A.3 L'anisotropie de susceptibilité magnétique

Du fait de leur structure ordonnée à l'échelle atomique, les minéraux possèdent des propriétés magnétiques qui varient selon leurs axes cristallographiques. Cette anisotropie magnétique est renforcée par le fait qu'il existe des directions préférentielles d'aimantation qui dépendent de la forme des grains. La distribution des grains (minéraux) contrôle elle aussi l'anisotropie de la roche. Bien qu'il existe une hétérogénéité spatiale pour des paramètres magnétiques telle que l'aimantation rémanente ; l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) est la plus étudiée, car elle apporte de nombreuses indications sur l'histoire d'une roche magmatique ou sédimentaire depuis sa formation jusqu'à sa « déformation ».

#### A.3.i Principes

La susceptibilité magnétique relie l'aimantation induite  $M$  au champ appliqué  $H$ . On distingue une susceptibilité extrinsèque ou totale, et la susceptibilité intrinsèque ou vraie. Bien que cette dernière puisse être obtenue en corrigeant l'effet du champ de désaimantation interne, la susceptibilité extrinsèque est principalement utilisée. La relation  $M = \chi H$  est valable pour des champs faibles appliqués ou dans le cas du paramagnétisme. Cette relation est aussi valable pour les matériaux isotropes. Cependant, lorsque la réponse magnétique dépend de l'orientation du champ appliqué, on doit alors tenir compte des différentes composantes du champ  $H$  et de l'aimantation  $M$  qui en résulte. La relation s'écrit alors :

$$M_1 = \chi_{11}H_1 + \chi_{12}H_2 + \chi_{13}H_3$$

$$M_2 = \chi_{21}H_1 + \chi_{22}H_2 + \chi_{23}H_3$$

$$M_3 = \chi_{31}H_1 + \chi_{32}H_2 + \chi_{33}H_3$$

Soit :

$$M_i = \chi_{ij}H_j \quad (A.25)$$

Avec la susceptibilité  $\chi_{ij}$ , un tenseur symétrique de deuxième ordre et  $\chi_{ij} = \chi_{ji}$

Parmi tous les repères cartésiens ( $x, y, z$ ) possibles, il en existe un pour lequel :

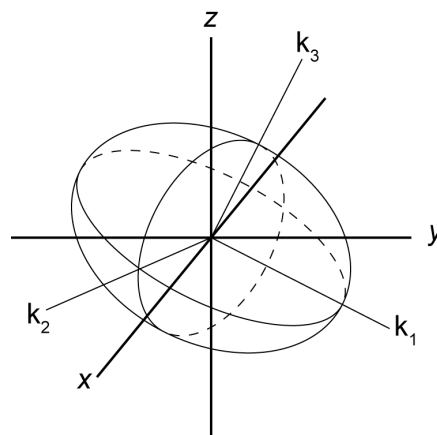
$$M_1 = \chi_{11}H_1 = k_1H_1$$

$$M_2 = \chi_{22}H_2 = k_2H_2$$

$$M_3 = \chi_{33}H_3 = k_3H_3$$

$K_1, K_2$  et  $K_3$  sont orthogonaux dans l'espace ; ils définissent donc un ellipsoïde à trois axes tel que  $K_1 > K_2 > K_3$  (Fig. X.A.21). Les démonstrations de calcul du tenseur de deuxième ordre en utilisant la méthode des moindres carrés sont décrites par **Granar (1958)**, **Girdler (1961)**, **Janák (1965)**, **Hanna (1977)** et **Jelinek (1977)**.

Fig. X.A.21 Représentation théorique de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique ( $k_1, k_2$  et  $k_3$ ) dans un système cartésien ( $x, y, z$ ).

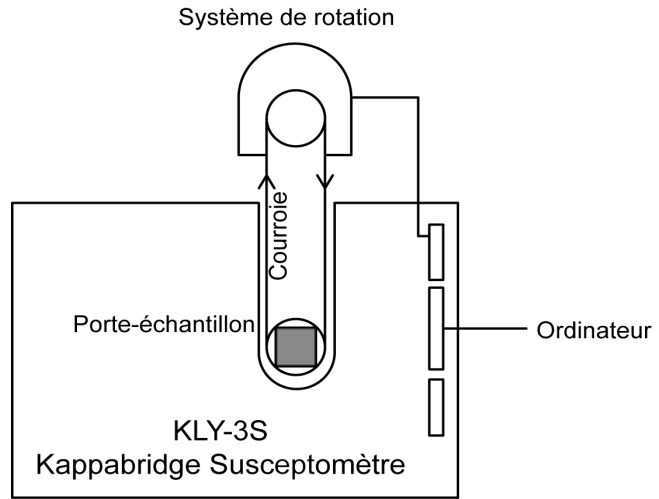


#### A.3.ii Mesure de l'ASM

La mesure est réalisée à l'aide d'un susceptomètre kappabridge Agico KLY-3S (Fig. X.A.22). L'échantillon de forme cylindrique et de volume connu (diamètre 25mm, longueur 22mm) est placé dans le porte-échantillon de telle sorte que la génératrice (cf. partie échantillonnage pour étude paléomagnétique) soit verticale. Pendant la mesure, l'échantillon va subir une rotation autour d'un axe horizontal et dans un champ faible appliqué (Fig. X.A.22). Ce champ est généré par un courant traversant des bobines. L'application de ce champ à l'échantillon va entraîner une variation de l'inductance du circuit traversant la bobine. Lorsque l'opération est répétée dans les deux directions perpendiculaires à la génératrice, les variations permettent

Fig. X.A.22 Schéma de l'appareillage utilisé pour les mesures de l'anisotropie de susceptibilité magnétique.

d'obtenir les composantes du tenseur d'anisotropie de susceptibilité. Une mesure de la susceptibilité totale est cependant nécessaire pour obtenir le tenseur complet. Puisque cette mesure est relative, il est impératif que l'appareil soit calibré par rapport à un standard dont la susceptibilité est connue. La susceptibilité (et son anisotropie) du porte-échantillon doivent être retranchées à la valeur mesurée. Les données obtenues doivent ensuite être remises dans le repère de prélèvement (repère géographique) et, si besoin, corrigées du pendage et de la direction de la couche (repère stratigraphique).



A.3.iii Traitement statistique et fabriques magnétiques

L'anisotropie de susceptibilité magnétique peut être qualifiée et quantifiée grâce à la forme de l'ellipsoïde et à l'orientation dans l'espace des trois axes principaux. Le premier paramètre calculable est la susceptibilité moyenne  $K_m$  du spécimen, calculée à partir de la moyenne des axes principaux de l'ellipsoïde (Nagata, 1961 ; Janak, 1965).

$$K_m = \frac{K_1 + K_2 + K_3}{3} \quad (A.26)$$

Cette valeur est sensiblement identique à la susceptibilité totale de l'échantillon obtenue lors de la mesure. Le degré d'anisotropie corrigé  $P_J$  (Jelinek, 1981) met en évidence l'anisotropie et intègre les axes principaux de la susceptibilité magnétique.

$$P_J = e^{\sqrt{[(\ln K_1 - \ln K_m)^2 + (\ln K_2 - \ln K_m)^2 + (\ln K_3 - \ln K_m)^2]}} \quad (A.27)$$

Lorsque  $P_J$  est faible ( $P_J < 1.05$ ), l'anisotropie est faible. Dans certains cas, le degré d'anisotropie peut refléter la quantité de déformation subie par la roche (Borradaile, 1991). Cependant, la magnitude de la susceptibilité magnétique dépend du degré d'alignement des particules, mais aussi des anisotropies cristallines et de forme intrinsèques aux minéraux. Pour certains minéraux et certains types de domaine (magnétite monodomaine), l'anisotropie de forme domine, si bien que l'anisotropie de susceptibilité magnétique mesurée ne reflète pas toujours l'effet des contraintes.

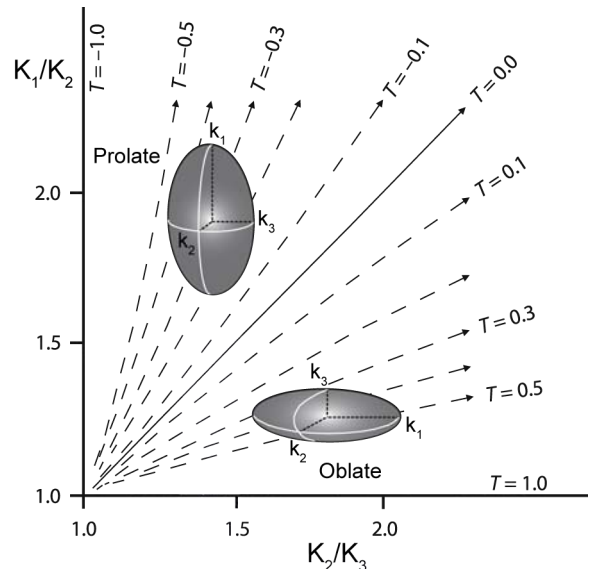


Fig. X.A.23 Diagramme illustrant la valeur du paramètre de forme en fonction de la linéation ( $k_1/k_2$ ) et de la foliation ( $k_2/k_3$ ) (modifié d'après Tarling & Hrouda, 1993).

Par analogie aux diagrammes de Flinn (Flinn, 1965), il est possible de caractériser une fabrique magnétique. En effet, puisque  $K_1 > K_2 > K_3$  et que ces trois axes définissent un ellipsoïde, l'axe  $K_1$  correspond à la linéation magnétique et l'axe  $K_3$  au pôle de foliation magnétique décrit par le plan  $K_1-K_2$ . On peut alors définir un paramètre de forme T compris entre -1 et 1 (Fig. X.A.23), tel que :

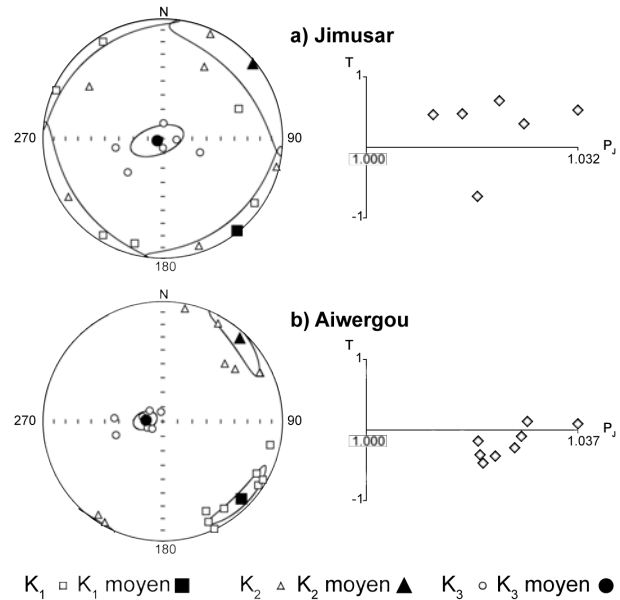
$$T = 2 \frac{\ln \left( \frac{K_2}{K_3} \right)}{\ln \left( \frac{K_1}{K_3} \right)} - 1 \quad (A.28)$$

Lorsque la linéation domine ( $K_1 > K_2 \approx K_3$ ), le paramètre de forme T est négatif et l'ellipsoïde aura une forme allongée de « cigare » (ou prolate). A l'opposé, si la foliation domine, ( $K_1 \approx K_2 > K_3$ ), T sera positif et l'ellipsoïde présentera une forme aplatie en « galette » (ou oblate).

### A.3.iv Applications de l'ASM

Lorsque la minéralogie magnétique correspond à des minéraux et/ou des domaines magnétiques où l'anisotropie magnétocristalline domine l'anisotropie de forme, la fabrique magnétique d'une roche sera la réponse aux contraintes ayant affecté la roche au cours de son histoire géologique. Selon le processus de petrogénèse, cette contrainte (gravité, champ magnétique terrestre, forces hydrodynamiques ou tectoniques) tendra à orienter les grains en fonction de leur taille et de leur forme dans une direction préférentielle d'équilibre.

Fig. X.A.24 Exemples de données d'anisotropie de susceptibilité magnétique. A gauche, les projections stéréographiques permettent de définir la linéation magnétique ( $K_1$ ) et la foliation magnétique ( $K_3$ ). A droite, La graphique du paramètre de forme  $T$  en fonction du degré d'anisotropie  $P_J$  permet de caractériser la forme (oblate ou prolate) de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique.



L'ASM est un outil majeur pour l'étude des fabriques des roches magmatiques. Dans les roches effusives, les grains de titanomagnétites et la linéation magnétique seront généralement orientés dans la direction de l'écoulement laminaire. Si l'écoulement est turbulent, la fabrique sera mal définie. Bien que la topographie puisse complexifier ce modèle, ce dernier reste assez simple car le refroidissement des roches volcaniques effusives est suffisamment rapide pour annihiler l'effet d'éventuelles contraintes tectoniques (faibles en surface). Dans le cas des roches plutoniques, il existe une compétition entre viscosité du magma (écoulement), refroidissement (modification de la viscosité) et contraintes tectoniques et chacune de ces composantes va s'exprimer de manière plus ou moins marquée dans la fabrique.

Dans le cas des roches sédimentaires, il existe une compétition entre la gravité, la force hydrodynamique (courant) et le champ magnétique terrestre. Lorsque le courant est faible, les particules vont sédimenter seulement sous l'effet de la gravité. Les particules aplaties se déposeront à plats, alors que les grains allongés s'accumuleront de telle sorte que leur grand axe s'orientera de manière aléatoire dans le plan de sédimentation. L'ellipsoïde associé est clairement aplati et la linéation magnétique moyenne ne s'exprime pas (Fig. X.A.24a). Lorsque que le courant est fort, les grains vont s'imbriquer les uns aux autres et former ce qui deviendra une stratification oblique. Le plan de foliation magnétique sera basculé dans le sens du courant et ne correspondra alors plus exactement au litage sédimentaire. De plus, les grains allongés tendront à s'aligner dans la direction du courant (Fig. X.A.24b). La fabrique magnétique sédimentaire dépend de la surface topographique de dépôt et pourra être modifiée par les processus de diagénèse (bioturbation, compaction, expulsion de fluides).

La déformation progressive des roches pourra aussi être mise en évidence par l'ASM. La fabrique sédimentaire originale d'une roche pourra être modifiée par l'effet de contraintes. Dans le cas d'un raccourcissement progressif, l'axe  $K_3$ , caractérisant initialement le pôle de la fabrique sédimentaire va se réorienter dans la direction de raccourcissement. Dans la réalité, cette rotation se caractérise par un allongement de l'axe  $K_3$  avec l'augmentation de la déformation. Lorsque  $K_3$  atteindra la valeur de l'axe intermédiaire, il y a permutation entre  $K_2$  et  $K_3$  et ainsi de suite, si la déformation continue. Cette transposition dépend de nombreux paramètres comme la taille de grain, la forme des minéraux et l'angle entre la contrainte maximale et la fabrique initiale.

### A.4 Le paléomagnétisme

Puisque les minéraux ferromagnétiques d'une roche sont capables, en présence du champ magnétique terrestre, d'acquérir une aimantation spontanée dont la direction pourra être conservée au cours des temps géologiques, l'étude des caractéristiques de cette aimantation rémanente doit permettre d'obtenir une archive de l'histoire magnétique de la roche. La comparaison des directions paléomagnétiques entre les roches devient alors un outil puissant pour reconstruire et quantifier les mouvements entre les roches. A une autre échelle, on parlera de mouvements relatifs entre des blocs rigides (domaines de l'espace où la direction de l'aimantation est homogène), généralement liés à la tectonique des plaques.



#### A.4.i L'échantillonnage et l'acquisition de la rémanence

##### A.4.i.a Stratégie d'échantillonnage

Lors de l'échantillonnage, les imprécisions d'orientation, qui peuvent induire une erreur non-systématique sur le résultat final, sont généralement évitées grâce à un protocole rigoureux. De plus, une réflexion sur la position relative des échantillons de la collection est nécessaire pour s'affranchir (en les moyennant) des variations séculaires du champ magnétique terrestre. Cette approche statistique requiert que, pour une localité, un certain nombre  $N$  d'échantillons individuellement orientés soit prélevé dans un nombre  $n$  de sites. Pour chaque site, la collecte doit se faire sur une distance métrique et dans des orientations de prélèvement variables. Malgré le protocole précis d'échantillonnage, il existe toujours une incertitude sur l'orientation, mais celle-ci peut être moyennée et réduite en augmentant le nombre d'échantillon, puisque la précision augmente avec  $\sqrt{N}$ . Pour une localité d'âge connu, entre 6 et 10 échantillons ont été collectés sur 6 à 8 sites.

##### A.4.i.b Prélèvement et corrections

Le prélèvement s'effectue à l'aide d'une foreuse à essence à foret diamanté, équipée d'un système de refroidissement à circulation d'eau. Le diamètre des carottes est d'environ 2,5 cm, avec une profondeur de pénétration jusqu'à 10 cm, ce qui permet de tailler plusieurs spécimens d'une hauteur de 2,2 cm. Avant le prélèvement, l'échantillon est orienté à l'aide d'une boussole équipée d'un clinomètre inversé. Une génératrice de référence parallèle à l'axe longitudinal de la carotte est orientée dans l'espace grâce à son azimut  $\alpha$  (dans le plan horizontal) par rapport au nord magnétique, et son inclinaison  $\beta$  par rapport à la verticale (Fig. X.A.25). De plus, une mesure de l'azimut solaire est réalisée à l'aide d'un gnomon. Cette mesure permet de corriger, grâce à un algorithme astronomique, l'azimut magnétique d'une éventuelle anomalie de déclinaison locale. Ainsi, dans les roches très magnétiques (basaltes), un biais de plusieurs degrés peut apparaître car il y a compétition entre le champ magnétique terrestre et l'aimantation des basaltes pour contraindre l'orientation de l'aiguille de la boussole magnétique. En l'absence d'anomalie, la différence angulaire entre azimuts magnétique et solaire est faible et elle correspond à la valeur de déclinaison donnée par le champ magnétique terrestre de référence (IGRF).

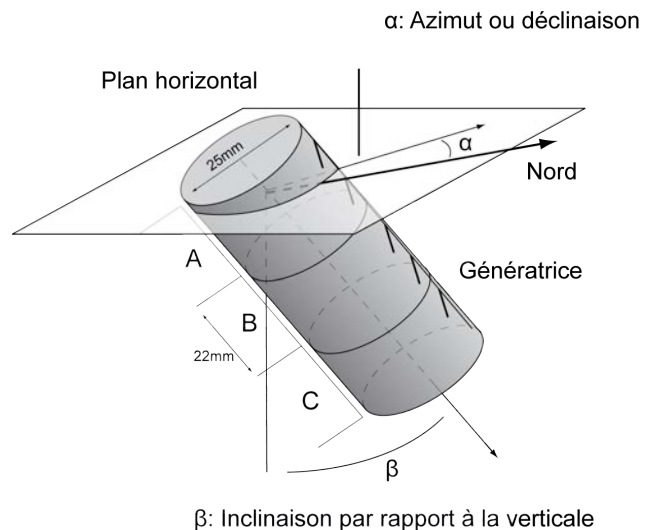


Fig. X.A.25 Détail du prélèvement d'une carotte et méthode d'orientation (modifié d'après **Tauxe, 2010**). La carotte peut ensuite être découpée en spécimen cylindrique (A, B, C).

##### A.4.i.c Technique de désaimantation

Les roches acquièrent une rémanence magnétique à travers divers processus depuis leur formation jusqu'à d'éventuelles réaimantations. L'aimantation rémanente naturelle (NRM) que présente une roche est une combinaison de toutes ces composantes. Ces composantes sont portées par différents minéraux ferromagnétiques dont les propriétés de coercitivité ou de température de Curie (ou de Néel) sont suffisamment marquées pour permettre leur distinction. Chaque composante peut ainsi être effacée en appliquant progressivement une énergie thermique ou magnétique : c'est la désaimantation.

La désaimantation thermique est basée sur le caractère réversible de l'aimantation thermorémanente partielle. La chauffe est réalisée grâce à un four en céramique. La température est contrôlée grâce à trois thermocouples répartis dans la chambre de chauffe. Le four est amagnétique car protégé du champ magnétique terrestre par une coque en mumétal (alliage Ni-Fe). Ce bouclier magnétique est important car il évite une nouvelle aimantation spontanée de l'échantillon après chaque étape de désaimantation. Un circuit de refroidissement à circulation permanente d'eau sépare le four de la coque de mumétal afin d'éviter que celui-ci ne perde ses propriétés de bouclier avec la chauffe. Pour un même palier de température, une trentaine d'échantillons peuvent être simultanément désaimantés par chauffage. Chaque étape de chauffe dure entre 40



minutes ( $T > 500^{\circ}\text{C}$ ) et 60 minutes ( $T < 500^{\circ}\text{C}$ ), car la conductivité thermique des roches augmente avec la température. Les échantillons sont ensuite refroidis dans un champ nul pendant environ une heure, avant que leur rémanence ne soit mesurée. Chaque palier de température va permettre de désaimanter les domaines magnétiques dont la température de blocage est inférieure à la température de chauffe. L'opération est répétée jusqu'à ce que l'aimantation rémanente mesurée soit nulle. En fonction de la taille et de la composition chimique des minéraux ferromagnétiques, la température maximale de blocage pourra correspondre à la température de Curie d'un minéral ferromagnétique porteur de l'aimantation. Environ une quinzaine de paliers de désaimantation ont été réalisés depuis la température ambiante, jusqu'à  $700^{\circ}\text{C}$ .

La désaimantation par champ alternatif (AF) est basée sur le cycle d'hystérésis et la coercitivité des minéraux ferromagnétiques. L'énergie magnétique est produite grâce une bobine (solénoïde) protégée du champ magnétique externe par un triple bouclier de mumétal. Grâce au courant électrique traversant la bobine, un champ magnétique peut être appliqué à l'échantillon. L'intensité du champ augmente puis décroît avec le courant mais un pic d'intensité du champ magnétique est atteint au cours de la mesure. Pendant la désaimantation, chaque spécimen est placé dans un porte-échantillon capable de tourner dans les trois directions de l'espace de telle sorte que le champ soit appliqué uniformément. La désaimantation d'un domaine magnétique sera effective lorsque l'intensité du champ appliqué atteindra la coercitivité du domaine. L'aimantation du domaine est alors marquée par des moments de même direction mais de sens opposés de sorte que la résultante soit nulle. L'opération est répétée sur une dizaine de paliers depuis 0 mT jusqu'à environ 100mT. Pour cette valeur maximale, la désaimantation n'est pas toujours totale car certains minéraux ferromagnétiques (comme l'hématite) présentent une coercitivité élevée.

*A.4.i.d Mesures en laboratoire de la rémanence*

Comme pour la méthode de l'IRM ou de Lowrie, la mesure de la rémanence magnétique est réalisée par un magnétomètre (inductomètre) à rotation (spinner) de type Agico JR5-A. La rotation de l'échantillon (de forme et de volume connus) dans une bobine produit une force électromotrice proportionnelle à l'aimantation qui peut être déterminée dans un repère orthonormé. L'aimantation selon une direction est mesurée à partir des variations de potentiel (dans la bobine) induites par la rotation du moment magnétique de l'échantillon. Deux modes de mesure sont possibles. En mode manuel, l'échantillon est placé manuellement dans plusieurs directions (orthogonales) de l'espace. La direction de l'aimantation est obtenue en compilant les différentes composantes. En mode automatique, une sonde permet de changer les positions et trois positions

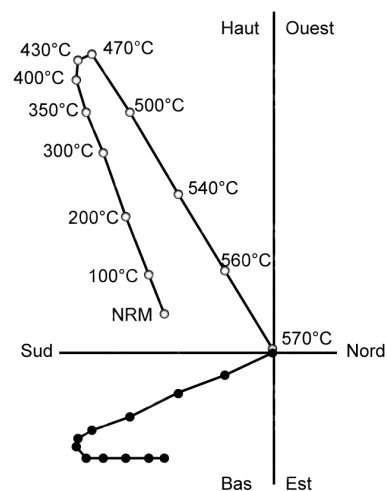
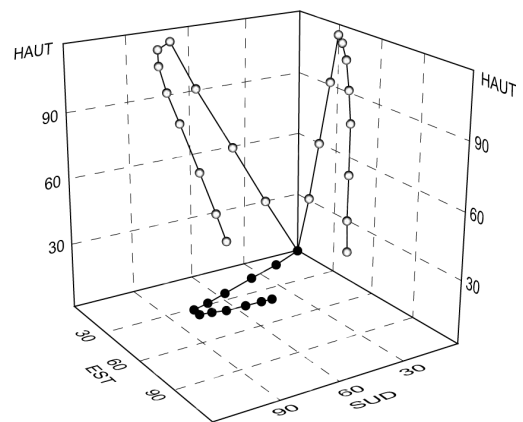
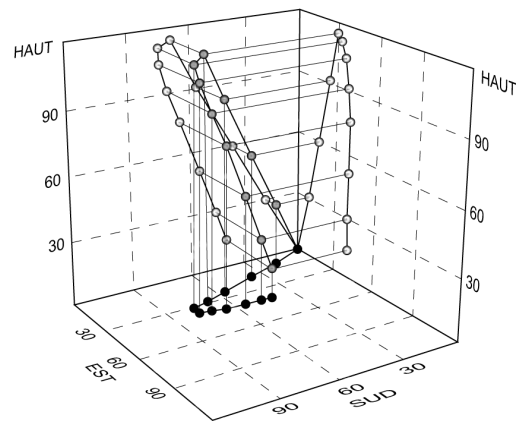
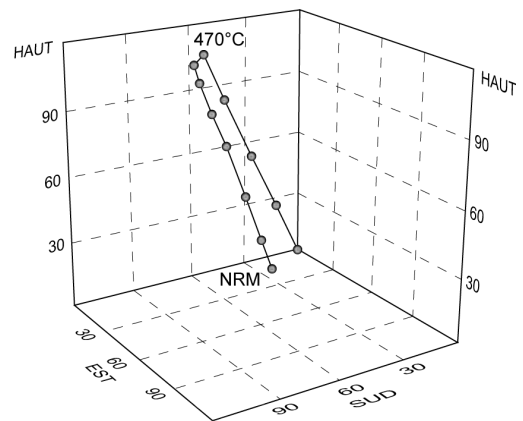


Fig. X.A.26 Schéma de construction d'un diagramme de Zijdeveld, à partir de projection dans au moins deux plans de références de l'espace (horizontale, vertical est-ouest, vertical nord-sud) (modifié d'après van der Voo, 1993).

sont suffisantes pour obtenir la direction de l'aimantation. Les analyses étant relatives, il est nécessaire d'effectuer régulièrement la mesure d'un standard.

#### A.4.ii Les directions paléomagnétiques et leur signification

##### A.4.ii.a Analyses statistiques de la direction

Les données d'orientation paléomagnétique sont numériques et difficilement interprétables de manière directe. Il est donc nécessaire d'adopter une représentation graphique pour visualiser les composantes et calculer leur direction. Bien que les données paléomagnétiques soient tridimensionnelles, il est possible de les représenter dans des projections orthogonales appelées diagrammes de Zijderveld (**Zijderveld, 1967**). Ces diagrammes sont composés de deux projections simultanées (*Fig. X.A.26*). Les données de déclinaison sont projetées dans le plan horizontal défini par les coordonnées géographiques (Nord, Est, etc...). Les données d'inclinaison sont projetées dans un plan vertical, dont la direction est soit parallèle à l'axe N-S, soit perpendiculaire. De plus, grâce à ce diagramme, il est possible de visualiser l'allure de la désaimantation puisque la distance entre deux points de température est proportionnelle à la chute de la rémanence entre ces deux paliers. L'alignement des points sur une gamme de température permet de caractériser une composante. La direction dans laquelle la désaimantation est réalisée est opposée à la direction d'aimantation présente dans l'échantillon. Ainsi la direction d'une composante sera définie par l'orientation et le sens de la trajectoire depuis la température la plus haute, jusqu'à la température la plus faible. Par convention, lorsque l'inclinaison est vers le bas, on parle de polarité normale, alors que lorsqu'elle pointe vers le haut, la polarité est dite inverse. Une autre façon de visualiser les données magnétiques est d'utiliser des projections stéréographiques d'iso-aire (canevas de Schmidt) ; la déclinaison est reportée en utilisant le contour extérieur du canevas, alors que les latitudes de la grille permettent de caractériser l'inclinaison. Lorsqu'une composante décroît uniformément vers l'origine, les données sont groupées. S'il existe une autre composante de plus basse température dont la direction ne pointe pas vers l'origine, alors les données correspondant à cette composante se disposeront le long d'un grand cercle interceptant aussi les données groupées de la composante de haute température.

##### A.4.ii.b Correction de pendage et direction paléomagnétique

Les données d'orientation obtenues à partir du magnétomètre sont valables dans le repère de l'appareil. Il est donc nécessaire de replacer l'échantillon dans sa position de prélèvement puis dans sa position stratigraphique. Pour la première correction, on utilise les angles  $\alpha$  et  $\beta$  et la direction de la génératrice doit correspondre au repère de l'appareil de mesure. Plusieurs calculs matriciels permettent ensuite le changement de coordonnées. La correction de pendage des coordonnées géographiques obtenues s'effectue par trois rotations successives (d'abord d'axe vertical, puis d'axe horizontal et à nouveau d'axe vertical).

En fonction de la géométrie observée dans les diagrammes de Zijderveld ou dans les projections stéréographiques, les directions de chaque composante pourront être calculées (dans les repères géographique et stratigraphique). La méthode la plus couramment utilisée est la méthode de l'analyse de la composante principale (**Kirschvink, 1980**) qui permet de tracer la meilleure droite de régression sur une gamme de température donnée. Cet algorithme permet aussi de calculer une déviation angulaire maximale.

Lorsque deux composantes existent, plusieurs cas de figure peuvent se présenter. Lorsque les spectres de température sont clairement distincts, il est facile de distinguer les deux composantes et une estimation de la direction de chaque composante peut être réalisée à l'aide de l'analyse de la composante principale (*Fig. X.A.27*). Cependant, lorsque les spectres de température se superposent, il devient très difficile de reconnaître les vecteurs de direction de chaque composante (*Fig. X.A.27*). Or, ces deux composantes définissent un plan qui dans une projection stéréographique se matérialise par un grand cercle (**Halls, 1976**). Ainsi, pour chaque

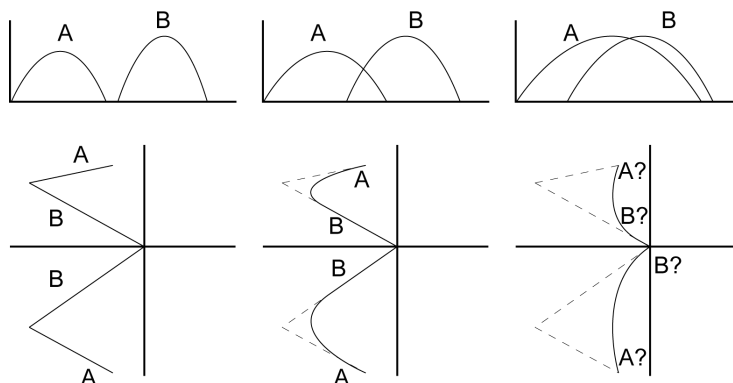


Fig. X.A.27 Exemples théoriques de spectre de température de déblocage. En fonction du chevauchement des spectres de chaque composante, il sera plus ou moins facile d'analyser les composantes dans le diagramme de Zijderveld. Dans le cas extrême où les spectres de température sont superposés, la direction moyenne calculée dans le diagramme de Zijderveld n'a aucune signification par rapport aux deux composantes d'origine.

échantillon, il est possible de tracer un grand cercle portant les deux composantes. Lors que l'on reporte les grands cercles de chaque échantillon d'un même site ou d'une même localité, l'intersection de ces grands cercles est une des composantes. L'autre composante est en général définie par des points groupés. Cette méthode n'est cependant pas applicable lorsque les deux directions sont proches, car les grands cercles seront subparallèles et leur intersection mal définie. Il est aussi possible de calculer une direction moyenne par sites (ou par localité) à partir de grands cercles et de directions de Kirschvink (**Bailey & Halls, 1984**).

La stratégie d'échantillonnage utilisée la suivante. Une localité comprend un certain nombre de sites (6 à 8) et pour chaque site, il est nécessaire de prélever entre 8 et 10 carottes (spécimen). Ainsi la direction moyenne d'une localité sera calculée à partir de la moyenne des directions de chaque site, la direction moyenne d'un site étant la moyenne des directions de chaque spécimen mesuré. Les données de direction sont vectorielles et réparties sur une sphère. La direction moyenne et sa dispersion sont calculées statistiquement (**Fisher, 1953**). Chaque direction paléomagnétique peut être considérée comme un vecteur unitaire. Ces vecteurs unitaires ne sont pas parallèles et la direction de leur somme vectorielle est la direction paléomagnétique moyenne. En outre, il existe une loi de distribution (densité de probabilité) pour l'angle  $\theta$  défini comme la différence angulaire entre une direction paléomagnétique et la direction moyenne réelle :

$$P(\theta, k) = \frac{k}{4\pi \sinh k} e^{k \cos \theta} \quad (A.29)$$

$k$  est le paramètre de précision et décrit la dispersion des directions. Cependant, puisque ni la direction moyenne réelle, ni le paramètre de précision  $k$  ne sont connus,  $k$  est estimé à partir de la relation :

$$k = \frac{N-1}{N-R} \quad (A.30)$$

où  $N$  est le nombre de vecteurs unitaires, et  $R$  est le vecteur somme. Le paramètre  $k$  augmente avec le regroupement des données. La direction moyenne réelle possède une probabilité de 95% de tomber dans un cercle de confiance correspondant à l'intersection de la sphère avec un cône de confiance de demi-angle  $\alpha$  et d'axe orienté selon la direction moyenne. On définit alors que :

$$\alpha_{95} = \cos^{-1} \left[ 1 - \frac{N-R}{R} \left[ \left( \frac{1}{0.05} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right] \right] \approx \frac{140}{\sqrt{kN}} \quad (A.40)$$

Ainsi, quand le paramètre de précision  $k$  augmente, le demi angle du cône de confiance  $\alpha_{95}$  diminue.

#### A.4.ii.c Tests paléomagnétiques, aimantation primaire et réaimantation

Les directions paléomagnétiques moyennes obtenues sont largement dépendantes de la minéralogie ferromagnétique des roches et de l'histoire géologique qu'elles ont connue. Une identification des phases magnétiques porteuses de l'aimantation et une reconnaissance des éventuels signes d'altération, de métamorphisme ou de déformation est nécessaire. L'interprétation des directions moyennes obtenues peut aussi se faire sur la distribution des données (données groupées, données aberrantes) ou sur la cohérence entre le pôle virtuel géomagnétique calculé et les données disponibles dans la littérature. Néanmoins, il est généralement nécessaire d'effectuer quelques tests afin de déterminer le caractère primaire ou secondaire de l'aimantation.

- Le test du pli (**Graham, 1949**) consiste à regarder la dispersion des données d'une couche plissée avant et après correction de pendage (*Fig. X.A.28*). Si le paramètre de précision  $k$  augmente avec la correction de pendage, le test est dit positif, et inversement. Dans le cas d'un test positif, l'aimantation est antérieure au plissement (mais pas forcément primaire), alors que dans le cas d'un test négatif l'aimantation est postérieure au plissement. Plusieurs méthodes permettent de déterminer le caractère positif ou négatif d'un test du pli à 95% (**McElhinny, 1964**) ou à 99% (**McFadden, 1990**). Il est également possible de déterminer le pourcentage de plissement (ou de « déplissement ») requis pour que le paramètre de précision soit le maximum. Cette méthode permet de mettre en avant un troisième cas : l'aimantation acquise pendant le plissement.

- Le test du conglomérat (**Graham, 1949**) est basé sur la cohérence des aimantations portées par les galets constituant un conglomérat (*Fig. X.A.28*). Puisqu'un courant complexe a permis la mise en place de ces galets d'origine différente, les aimantations primaires portées par ces galets (en supposant qu'elles ont été conservées lors du transport) doivent montrer une distribution aléatoire dans l'espace. Si les directions d'aimantation sont systématiquement groupées, l'aimantation de la couche et vraisemblablement d'une partie de la série détritique est secondaire.

- Le test du contact (**Everitt & Clegg, 1962**) peut être réalisé lorsqu'un ou plusieurs filons recouperont la couche ou l'unité étudiée. Durant l'intrusion, le dyke va induire un métamorphisme de contact dans son encaissant. Dans la zone « cuite », limitée à quelques mètres au-delà de l'éponte du filon, la direction de l'aimantation est identique à celle de l'intrusion (*Fig. X.A.28*) ; le test est alors positif et l'aimantation de l'encaissant en dehors de

la zone de contact est antérieure à l'intrusion. Cependant, comme la minéralogie magnétique est différente entre l'encaissant et l'intrusion, ces roches ne vont pas réagir de la même manière à un événement de réaimantation (par exemple des roches sédimentaires recoupées par un dyke basaltique). Ainsi, dans le cas d'un test de contact négatif, l'encaissant (en incluant la zone « cuite ») va présenter une aimantation différente de celle de l'intrusion. L'aimantation de l'encaissant est secondaire et postérieure à l'intrusion non réaimantée.

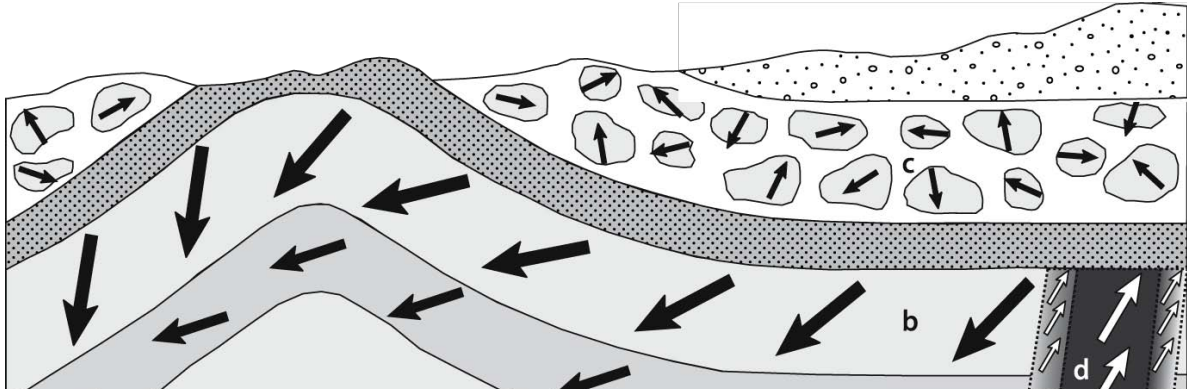


Fig. X.A.28 Coupe géologique idéale illustrant les différents tests paléomagnétiques (modifié d'après **Lanza & Meloni, 2006**). Le test du pli : la couche a, plissée, est caractérisée par des directions uniformes de l'aimantation (aimantation secondaire et test du pli négatif) alors que la couche b, elle aussi plissée, présente des directions d'aimantation qui suivent l'allure de la stratification (aimantation primaire et test du pli positif). Le test du conglomérat. La direction d'aimantation aléatoire au sein des galets d'un conglomérat (c) indique une aimantation primaire de la couche. Le test du contact. Lorsqu'un dyke filon se met en place, on observe le développement d'une aimantation secondaire dans l'encaissant à proximité des épontes du filon. Dans la zone de contact, les roches de la couches b présente une aimantation différent de celle du reste de la couche, mais comparable à celle mesurée à l'intérieur du filon : l'aimantation de la couche b est donc primaire. Par contre, l'aimantation de la zone de contact est identique à celle du reste de la couche et différente de celle du filon : l'aimantation de la couche a donc été acquise après la mise en place du filon.

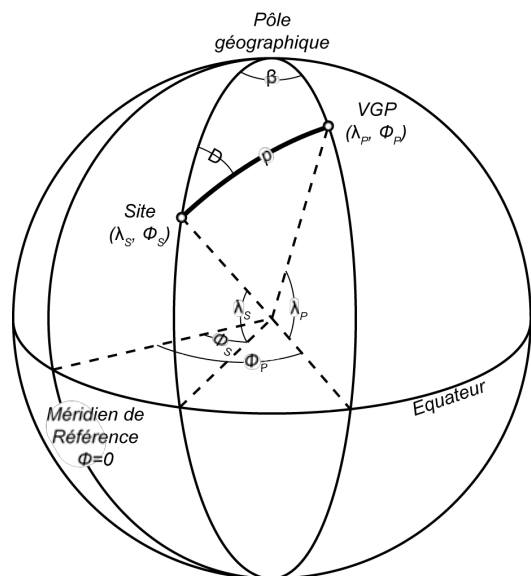
· La présence dans une roche de polarités inverses et normales indique que les variations séculaires ont été moyennées et que les directions ne sont pas biaisées par une réaimantation systématique. Bien que la présence de deux polarités ne garantisse pas la possibilité d'une aimantation secondaire, une aimantation primaire est fortement suspectée lorsque ces composantes sont portées par la magnétite. En fonction de la direction moyenne des antipodes (et de leur intervalle de confiance), le test de l'inversion peut être positif, négatif ou non conclusif (**McFadden and McElhinny, 1990**), mais la présence d'une inversion après correction de pendage est généralement un bon critère.

#### A.4.iii Pôles paléomagnétiques

Les directions moyennes obtenues (inclinaison moyenne et déclinaison moyenne) permettent de calculer un pôle moyen géomagnétique virtuel (VGP). Ce VGP correspond à la position théorique du pôle d'un dipôle axial centré pour obtenir les valeurs moyennes de déclinaison et d'inclinaison d'une aimantation mesurée. Pour obtenir ses coordonnées  $(\lambda_p, \phi_p)$ , il faut calculer la distance angulaire  $p$  entre le VGP et le site de coordonnées  $(\lambda_s, \phi_s)$ , qui correspond à la colatitude (Fig. X.A.29). D'après l'hypothèse du dipôle axial centré, on a :

$$p = 90 - \tan^{-1} \left( \frac{\tan I}{2} \right) \quad (A.41)$$

Fig. X.2.A.29 Méthode de calcul du pôle magnétique virtuel (VGP) à partir de la déclinaison **D** et de l'inclinaison **I** (modifié d'après **Nagata, 1961**)



On peut alors déterminer  $\lambda_p, \phi_p$  :

$$\lambda_p = \sin^{-1}[\sin \lambda_S \cos p + \cos \lambda_S \sin p \cos D] \quad (A.42)$$

$$\phi_p = \phi_S + \sin^{-1} \left[ \frac{\sin p \sin D}{\cos \lambda_p} \right] \quad (A.43) \text{ si } \cos p \geq \sin \lambda_S \sin \lambda_p$$

$$\phi_p = \phi_S + 180 - \sin^{-1} \left[ \frac{\sin p \sin D}{\cos \lambda_p} \right] \quad (A.44) \text{ si } \cos p \leq \sin \lambda_S \sin \lambda_p.$$

La longitude obtenue pour le VGP est relative au méridien de référence dans les coordonnées géographiques actuelles. Lors de l'aimantation, tous les sites situés sur une même latitude ont enregistré une aimantation avec une déclinaison nulle, car une ligne du champ dipolaire axial relie le site à l'axe de rotation de la Terre. La paléolongitude du site correspondant à ce VGP est donc indéterminé. La déclinaison mesurée actuellement dans la roche témoigne donc de mouvements locaux ou à grande échelle du bloc, mais ce mouvement ne peut être contraint qu'en latitude ou en rotation.

Puisque la direction paléomagnétique moyenne est donnée avec un paramètre de précision  $k$  et un cercle de confiance défini à partir d' $\alpha_{95}$ , les données VGP présentent aussi un paramètre de précision  $K$  et un intervalle de confiance calculé à partir de  $A_{95}$ . Cependant, comme la relation entre latitude et inclinaison du champ magnétique n'est pas linéaire, il est préférable d'utiliser une ellipse de confiance. Cette ellipse est définie par un petit axe ( $dp$ ) situé sur le grand cercle reliant le site à son VGP (paléoméridien) et par un grand axe ( $dm$ ) perpendiculaire tel que :

$$dp = \alpha_{95} \frac{[1+3 \cos^2 p]}{2} \quad (A.45)$$

$$dm = \alpha_{95} \frac{\sin p}{\cos I} \quad (A.46)$$

## B Géochronologie U-Pb sur zircons et analyses isotopiques Lu-Hf sur zircons

### B.1 Géochronologie U-Th-Pb sur zircon

#### B.1.i Structure, composition et formation des zircons

##### B.1.i.a Structure d'un cristal de zircon

Le zircon ( $ZrSiO_4$ ) est un nésosilicate quadratique, marqué par des tétraèdres isolés  $SiO_4$  qui partagent des arêtes et des sommets avec des dodécaèdres  $ZrO_8$  (Fig. X.B.1 ; **Finch & Hanchar, 2003**). De même, chaque dodécaèdre  $ZrO_8$  partage un sommet avec quatre autres dodécaèdres, formant ainsi des chaînes parallèles à  $\langle 100 \rangle$  et réticulés. Les tétraèdres  $SiO_4$  et les dodécaèdres  $ZrO_8$  partagent aussi des sommets pour formés des chaînes parallèles à  $[001]$ , marquées par des alternances de polyèdres  $SiO_4$  et  $ZrO_8$ . Les principales caractéristiques du cristal (habitus prismatique, clivage  $\{110\}$  et forte biréfringence) découlent de cette structure (**Speer, 1982**). La répulsion entre les cations  $Zr^{4+}$  et  $Si^{4+}$  influence fortement la structure des polyèdres. Contrairement aux tétraèdres  $SiO_4$  classiques, les tétraèdres  $SiO_4$  des zircons sont allongés selon  $[001]$  (**Speer, 1982**). Le dodécaèdre  $ZrO_8$  correspond grossièrement à deux tétraèdres  $SiO_4$  interpénétrés, l'un étant comprimé, l'autre étant allongé (Fig. X.B.1 ; **Nyman et al., 1984 ; Ríos et al., 2000**). Ainsi, la distance Zr-O est variable au sein des tétraèdres, avec quatre liaisons courtes (0.213 nm) et quatre liaisons longues (0.227 nm) (**Finch & Hanchar, 2003**).

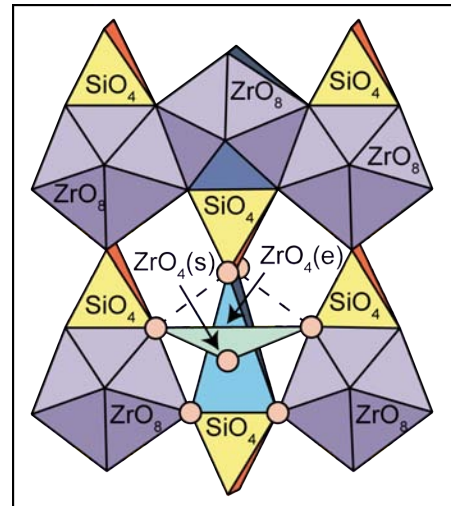
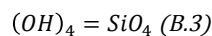
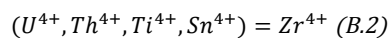
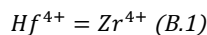


Fig. X.B.1 Représentation de la structure d'un zircon, projeté sur le plan  $(100)$  (modifié d'après **Ríos et al., 2000**)  $ZrO_4(s)$  et  $ZrO_4(e)$  correspondent respectivement aux tétraèdres comprimés et étirés.

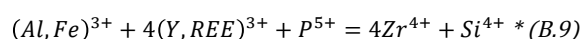
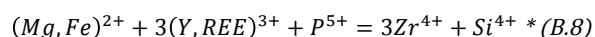
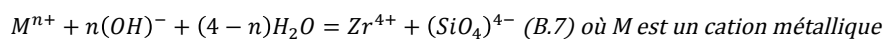
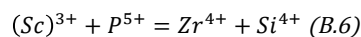
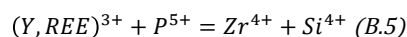
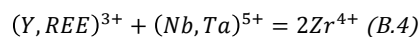
##### B.1.i.b Composition chimique des zircons et implications

La structure relativement ouverte du zircon aussi bien entre les polyèdres  $SiO_4$  et  $ZrO_8$  qu'au sein des chaînes parallèles à  $[001]$  permet l'incorporation d'impuretés (**Speer, 1982 ; Hoskin et al., 2000**). Ces quelques ppm (voire plusieurs dizaines de ppm) d'impuretés interstitielles restent cependant négligeables par rapport à la substitution au niveaux des sites cationiques  $Zr^{4+}$  et  $Si^{4+}$ . P, Y, Hf, U, Th et Terres Rares peuvent entrer dans la composition du zircon (**Hoskin & Shaltegger, 2003**). Deux mécanismes de substitutions sont proposés (**Hoskin & Shaltegger, 2003** et références incluses) :

· Substitution simple



· Substitution complexe



\* : Al, Fe et Mg sont incorporés dans des sites interstitiels.

Les rayons ioniques des cations substituants contrôlent fortement les réactions de remplacement. Ainsi, les substitutions qui minimisent la déformation du cristal seront favorisées.

Le principal substituant du zirconium est l'hafnium. En effet,  $\text{Hf}^{4+}$  (rayon ionique = 0.083 nm) remplace fréquemment (jusqu'à 3 wt% d' $\text{HfO}_2$ )  $\text{Zr}^{4+}$  (rayon ionique = 0.084 nm). La concentration en Hf d'un zircon augmente généralement avec la différenciation (**Hoskin & Shaltegger, 2003** et références incluses). Le fractionnement de Zr et de Hf dans le zircon et le liquide silicaté est lié à l'évolution du rapport d'activité Zr/Hf; lors de la cristallisation fractionnée, ce rapport diminue dans le liquide et ce qui entraîne une augmentation de la teneur en Hf dans le zircon. Les isotopes de l'hafnium dans le zircon ont été largement étudiés et leur intérêt pour la connaissance des processus de croissance continentale sera présenté dans la partie B.2.

Le zircon peut contenir des quantités significatives d'actinides (U et Th) par substitutions monovalentes de  $\text{Zr}^{4+}$ , ce qui le rend très intéressant en terme de géochronomètre. La complexité des familles radioactives de l'U et du Th a permis le développement de plusieurs méthodes de datations radiométriques. La méthode U-Th-Pb, décrite dans la section B.1.ii permet d'estimer avec une bonne précision l'âge de cristallisation d'un zircon lors d'un processus magmatique ou métamorphique. La méthode U-Th-He sur zircon renseigne sur l'âge du passage de l'isotherme 70°C du cristal, température à laquelle les atomes d'hélium formés par désintégration nucléaire sont piégés dans la structure du zircon. Les traces de fission des zircons, formées par le passage à très grande vitesse de particules issues de la fission spontanée de l'uranium permettent aussi de calculer l'âge du passage de l'isotherme 240±10°C. Ces méthodes géochronologiques de basse température sont utilisées en néotectonique, pour contraindre notamment l'évolution thermique d'un bassin ou l'exhumation des roches. (**Zeitler et al., 1982** ; **Reiners, 2005** ; **Tagami, 2005**)

L'incorporation de titane dans le zircon se fait par substitution monovalente de  $\text{Zr}^{4+}$  ou de  $\text{Si}^{4+}$  par  $\text{Ti}^{4+}$ . Dans un système saturé en  $\text{TiO}_2$ , la réaction  $\text{TiO}_{2(\text{rutile})} = \text{TiO}_{2(\text{zircon})}$  peut être considérée comme un thermomètre avec la relation linéaire  $\log[\text{Ti}] = a/T + b$ , avec  $[\text{Ti}]$  : la concentration en Ti dans le zircon, T la température en K, a et b des constantes (**Watson & Harrison, 2005**). Ce thermomètre a été calibré pour des températures de 1025°C à 1450°C (P = 1 à 2 GPa) et permet d'établir les conditions de température de la cristallisation du magma source.

La teneur en terres rares des zircons renseigne sur les conditions de croissance des grains, mais aussi sur la composition du liquide source. Les coefficients de partition des terres rares dans le zircon et le liquide silicaté restent cependant difficiles à évaluer (**Hanchar & van Westrenen, 2007**). Les spectres de terres rares sont utiles pour discriminer des provenances de zircons détritiques (**Hoskin & Ireland, 2000**) ou pour tracer des réservoirs magmatiques sources (**Belousova et al., 2002**), mais ils doivent être traités avec précaution (**Hoskin & Shaltegger, 2003**).

La diffusivité de l'oxygène dans le zircon étant faible (**Cherniak & Watson, 2003** ; **Valley, 2003**), les zircons magmatiques préservent la composition isotopique en oxygène à l'équilibre avec leur magma source. Le rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  exprimé par  $\delta^{18}\text{O}$  varie selon le contexte géologique (sédiments, croûte océanique, manteau, croûte continentale), si bien que la valeur  $\delta^{18}\text{O}$  d'un zircon magmatique peut renseigner sur les éventuelles contaminations subies par le réservoir magmatique et discriminer le caractère juvénile ou recyclé d'une roche (**Valley, 2003** et références incluses). Lorsqu'elles sont couplées à la géochronologie U-Pb et/ou aux isotopes de l'hafnium, les données isotopiques de l'oxygène des zircons sont un outil puissant pour l'évolution de la croûte continentale (**Hawkesworth & Kemp, 2006b**).

#### *B.1.i.c Morphologie et textures internes*

La morphologie et la texture des grains de zircons sont extrêmement variables. Ils reflètent l'histoire géologique du minéral depuis sa cristallisation jusqu'aux épisodes tardifs d'altération. Généralement les grains de zircons présentent des tailles allant de 20 à 300  $\mu\text{m}$  (**Silver & Deutsch, 1963**). Les méthodes les plus appropriées pour étudier la morphologie et la texture interne d'un grain de zircon sont l'imagerie par cathodoluminescence (CL) et l'imagerie par électrons rétrodiffusés (BSE). L'émission CL est liée aux transitions électroniques des éléments trivalents du groupe des terres rares (**Marshall, 1988** ; **Hanchar & Rudnick, 1995**), mais aussi à la présence d' $\text{Y}^{3+}$ , de  $\text{Ti}^{4+}$  et d' $\text{U}^{4+}$  au niveau de défauts cristallins (**Ohnenstetter et al., 1991**). Les contrastes des images BSE traduisent des variations élémentaires, les zones claires reflétant les éléments les plus « lourds » tels que Hf et U (**Hanchar & Miller, 1993**).

Le zircon est quadratique et il cristallise sous forme de prisme allongé avec un rapport c/a pouvant atteindre 5 (**Corfu et al., 2003**). Généralement, les formes d'aiguilles (c/a=12) sont fréquentes dans les roches hypovolcaniques et les gabbros, alors que les grains trapus ou équants caractérisent les intrusions à refroidissement lent. La composition et la température de cristallisation peuvent aussi influencer la forme des cristaux magmatiques de zircon. La typologie des zircons basée sur la morphologie des facettes cristallines (pyramidales ou prismatiques) peut être reliée au rapport Al/alcalins (indice A) et à la température (*Fig. X.B.2* ; **Pupin, 1980**). Ainsi, une forme cristalline est spécifique à une composition chimique et à une température. Cette classification systématique reste cependant simplifiée car elle ne prend pas en compte certains facteurs



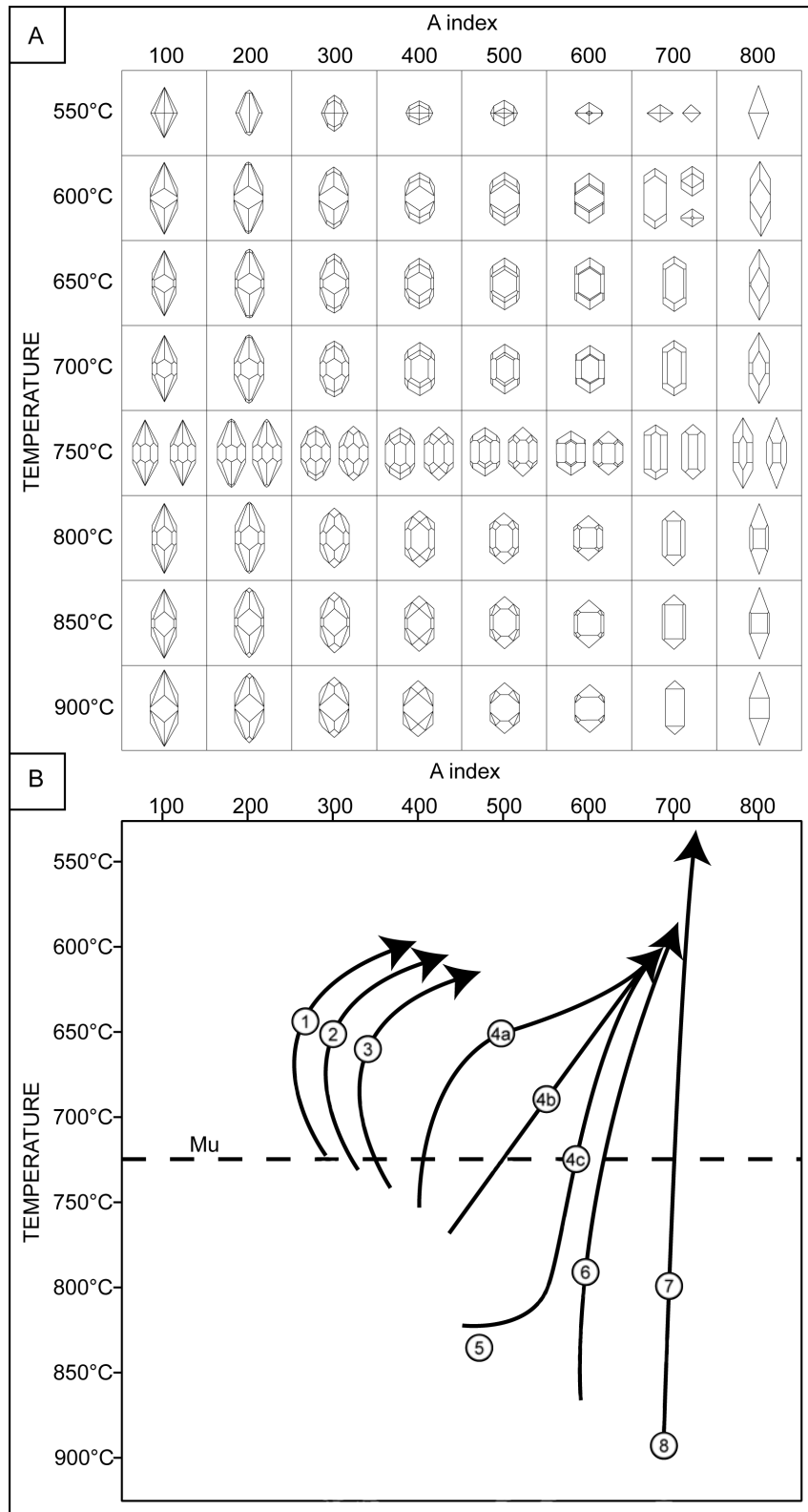


Fig. X.B.2 Diagrammes de Pupin (**Pupin, 1980**) représentant la forme cristalline du zircon (A) et la chimie du magma (B) en fonction de la température et de l'index d'alcalinité (voir **Pupin, 1976** pour le calcul). Mu représente l'isotherme d'apparition de la muscovite. Référence des numéros : 1 : leucogranites alumineux, 2 : monzogranites et granodiorites, 3 : monzogranites et granodiorites alumineux, 4a, 4b et 4c : Granites calco-alcalins, 5 : charnockites, 6 : granites sub-alcalins, 7 : Granites alcalins, 8 : granites tholéitiques.

cinétiques qui contrôlent la morphologie du cristal (**Vavra, 1993**). La vitesse de cristallisation influence le rapport longueur sur largeur. Lors d'une croissance rapide, la forme cristalline sera mal définie ou squelettique.

Lorsque le liquide silicaté est pauvre en Zr ou présente une solubilité en Zr élevé, la saturation n'est atteinte que tardivement ; des cristaux xénomorphes de zircon apparaissent alors et comblent les faibles espaces disponibles (Scoates & Chamberlain, 1995). Lorsque le système est sursaturé en Zr, les cristaux existant ne peuvent être totalement dissous dans le liquide silicaté ; ils sont alors préservés et servent de germes pour une néocristallisation. En plus des surcroissances, des phénomènes de résorption et recristallisation peuvent apparaître lorsque un cristal est au contact d'un liquide silicaté. Ainsi, certains zircons peuvent présenter une morphologie compliquée qui révèle une histoire magmatique complexe.

La faible diffusivité au sein du zircon des cations trivalents et tétravalents (en condition anhydre) implique une immobilité des éléments chimiques au cours du temps. Ainsi les zonations chimiques et isotopiques peuvent être conservées (Cherniak & Watson, 2003) et révélées par imagerie CL. Plusieurs types de zonation sont distingués dans les zircons magmatiques (Corfu et al., 2003) :

- Les zonations de croissance sont les plus représentées et elles sont marquées par des variations de composition chimiques. Zr, Si, Hf, P, Y, TR, U et Th sont les principaux éléments concernés (Hanchar & Rudnick, 1995 ; Corfu et al., 2003). Les zonations de croissance se présentent soit en alternances bimodales de compositions, soit en alternances de teintes intermédiaires. Parfois la différence de teinte entre deux bandes de croissance devient si faible que ces dernières sont difficiles à révéler. L'origine des zonations de croissance peut être liée à une cristallisation épisodique du zircon, résultant d'interactions entre la croissance cristalline, la nature de l'interface cristal-liquide silicaté, le degré de supersaturation du liquide silicaté, le taux de diffusion et l'état d'oxydation (Mattinson et al., 1996). Les substitutions cationiques et la diffusion sont probablement impliquées (Hoskin, 2000).

- Les zonations en secteur sont caractérisées par des zones (pyramidales) très enrichies en U, Hf et Y, et par des zones (prismatiques) peu enrichies en U et traces (Krogh, 1982). L'origine des zonations en secteur est liée à des variations cinétiques brutales lors la cristallisation (Paterson & Stephens, 1992), mais aussi à la diffusivité intra-cristalline (Watson & Liang, 1995), ou encore à une irrégularité de la surface du zircon couplée à une hétérogénéité du degré de saturation du milieu de croissance (Vavra et al., 1996).

- Les zonations de type « patchy » sont marquée par une texture irrégulière, similaire à l'extinction roulante de quartz déformé (Paquette et al., 1995). Une cristallisation sous contrainte lors des derniers stades du développement du minéral ou encore des recristallisations le long de micro-fractures sont proposées pour expliquer ce type de zonation (Corfu et al., 2003).

- L'imagerie CL peut aussi révéler la présence de cœurs hérités, au sein d'une bordure plus ou moins automorphe. La différence de teneur en U entre le cœur et la bordure permet de reconnaître ces cœurs hérités. Lorsque la teneur en U du cœur est supérieure à celle de la bordure, une métamictisation différentielle s'opère ; elle est marquée par une destruction à l'échelle du réseau cristallin du cœur et une fracturation radiale de la bordure liée à l'expansion volumique du cœur (Corfu et al., 2003). Les cœurs se distinguent des bordures par des interfaces irrégulières, des zonations tronqués, qui peuvent indiquer des phénomènes de résorption de la phase précoce.

#### *B.1.i.d Pétrogenèse des zircons et conservation au cours des processus géologiques*

La cristallisation du zircon à partir d'un liquide silicaté est contrôlée par la température (et la pression) du système et la teneur en zirconium du liquide nécessaire pour atteindre la saturation (Watson & Harrison, 1983). La composition du liquide silicaté influence fortement la température de saturation et donc la cristallisation du zircon. De nombreuses études ont abordé la thermométrie de saturation du zircon (voir Hanchar & Watson, 2003 pour une synthèse détaillée) et il apparaît que de nombreux autres paramètres contrôlent la cristallisation (et à fortiori la dissolution) du zircon à partir d'un liquide silicaté. Néanmoins, pour des teneurs en Zr de l'ordre de la centaine de ppm et des compositions granitiques, il est généralement admis que le zircon cristallise autour de 750-850°C. Cette gamme de température correspond grossièrement à l'initiation de la cristallisation du magma granitique, si bien que l'âge du zircon est une bonne approximation de l'âge de mise en place du granite. Cependant, l'interprétation de l'âge obtenu et sa signification en terme géologique doivent cependant tenir compte des épisodes métamorphiques que le zircon aurait pu subir depuis sa cristallisation.

La préservation d'anciens zircons dans les liquides magmatiques est un facteur important pour la cristallisation de néozircons. Théoriquement, un zircon peut être complètement dissous dans un liquide silicaté sous-saturé en Zr. La cinétique de dissolution dépend alors de la composition du magma, de la teneur en eau et en halogénures, et de la température (Watson & Harrison, 1983 ; Baker et al., 2002). Parfois l'alternance de conditions de saturation et de conditions de sous-saturation peut entraîner des textures complexes de dissolution-précipitation (Vavra, 1994).

La cristallisation de néo-grains de zircon peut être observée aux différents stades du métamorphisme depuis le trajet prograde (**Bingen et al., 2001**), en passant par le pic de température (**Hoskin & Black, 2000** ; **Möller et al., 2002**), jusque dans les conditions rétrogrades (**Whitehouse & Platt, 2003**). Le zircon cristallise rarement sous forme de néograins dans des conditions  $P$ - $T$  inférieures au faciès des Amphibolites ou des Granulites ; il s'agit plutôt de zircons présents dans le protolithe. Les néoformations de zircon peuvent être associées à des réactions métamorphiques sub-solidus impliquant des phases riches en zirconium comme le grenat (**Fraser et al., 1997**), la biotite (**Vavra et al., 1996**), l'allanite (**Pan, 1997**) ou encore l'ilménite (**Bingen et al., 2001**). Lors des cristallisations à hautes températures (*Fig. X.B.3*), les interactions avec des fluides et/ou des liquides silicatés, participent aussi à la formation de nouveaux zircons et au développement de morphologies et de textures particulières (**Vavra et al., 1996** ; **Schaltegger et al., 1999** ; **Hoskin & Black, 2000**). Des caractéristiques particulières telles que le rapport Th/U ou la distribution des terres rares permettent de tracer les zircons métamorphiques (**Rubatto, 2002** ; **Rubatto & Hermann, 2007**), mais elles doivent être considérées avec prudence car ces systèmes sont très sensibles aux variations de pression ou de température, ainsi qu'à la présence de fluide dans le milieu (**Harley et al., 2007**). Si les conditions métamorphiques atteignent le domaine de la fusion partielle (*Fig. X.B.3*), les zircons peuvent être en partie dissous, ce qui entraîne une redistribution du zircon dans le liquide silicaté (**Harley et al., 2007**). Cependant, le zircon peut résister à des conditions relativement importantes (900°C, 0.7 GPa pour une composition métapélitique) surtout lorsque l'extraction des liquides magmatiques se fait au fur et à mesure de la fusion partielle (**Kelsey et al., 2008**). Si le volume est trop faible ou si les zircons sont protégés au sein d'autres minéraux, leur dissolution sera ralentie voir inhibée (**Watson, 1996** ; **Bea et al., 2007**). La croissance et/ou la recristallisation du zircon continue lors des stades rétrogrades du métamorphisme, soit par des variations des conditions physico-chimiques du système, soit lorsque certaines phases contenant du zirconium (ex. grenat) sont impliquées dans des réactions physico-chimiques (**Fraser et al., 1997**).

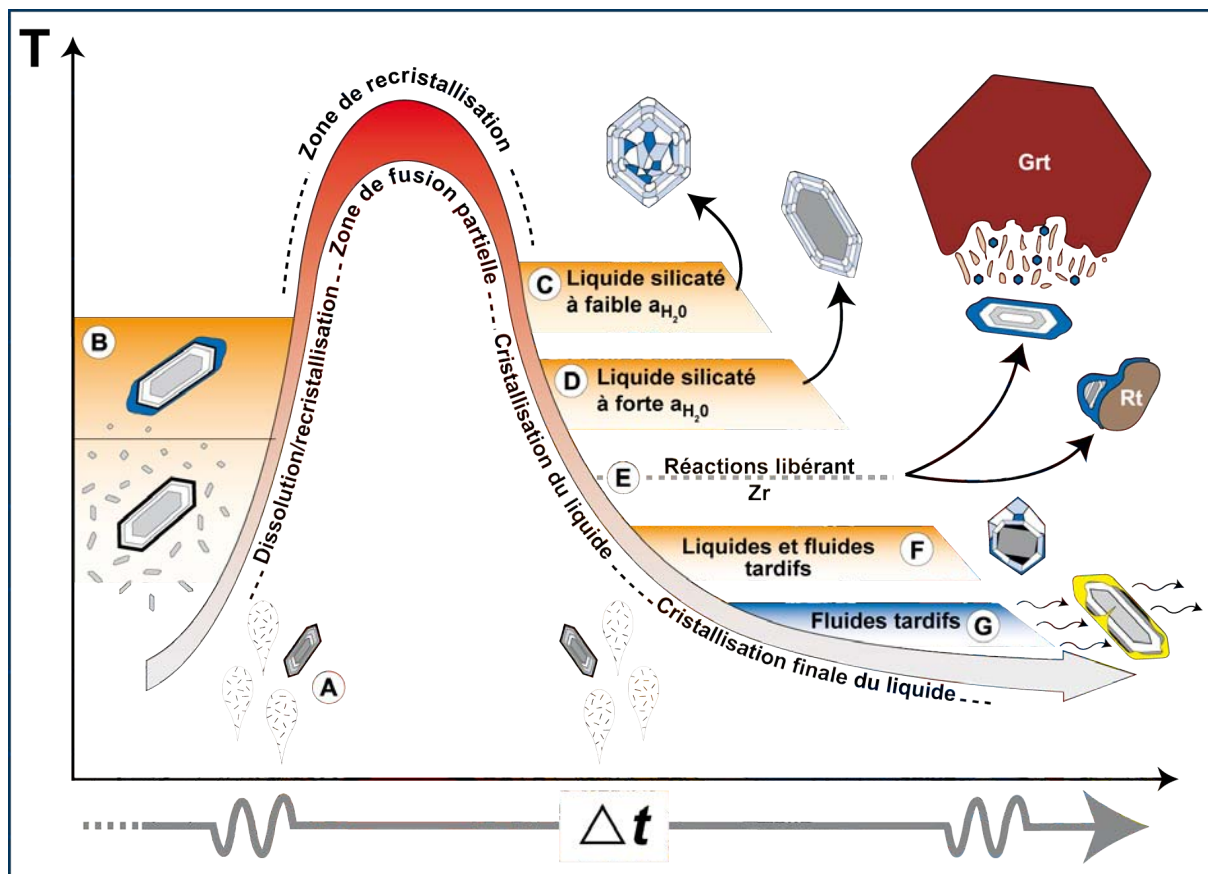


Fig. X.B.3 Représentation schématique du trajet température-temps d'un zircon au cours de son évolution lors des processus orogéniques (modifié d'après **Harley et al., 2007**).

La morphologie, la texture mais aussi la composition chimique du zircon peuvent être modifiées dans les stades ultimes de l'évolution du grain. Même à des températures inférieures à celles de la fermeture du système cristallin, le zircon peut être sensible à l'effet de fluides externes ou produits par réactions métamorphiques (**Harley et al., 2007**). Dans le cas des zircons métamictes, la fragilisation de la structure

cristalline, transformée par l'effet de la décroissance des actinides (Woodhead et al., 1991), est marquée par un réseau de microfractures qui vont faciliter les phénomènes de dissolution-reprécipitation (Geisler et al., 2003 ; Hay & Dempster, 2009b).

B.1.ii Utilisation du zircon comme géochronomètre

B.1.ii.a Principes de géochronologie U-Th-Pb

La méthode de géochronologie U-Pb sur zircons se base sur le principe de la désintégration radioactive naturelle découverte par Henri Becquerel en 1896. Si on distingue des isotopiques pères (P) et des isotopes fils (F), alors on a les relations :

$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P \quad (B.10)$$

$$P = P_0 e^{-\lambda t} \quad (B.11)$$

$$\frac{F}{P} = e^{\lambda t} - 1 \quad (B.12)$$

P : la quantité d'élément père à l'instant t, P<sub>0</sub> : la quantité initiale d'éléments père, F : la quantité d'éléments fils à l'instant t et λ : la constante de désintégration liée au couple P-F.

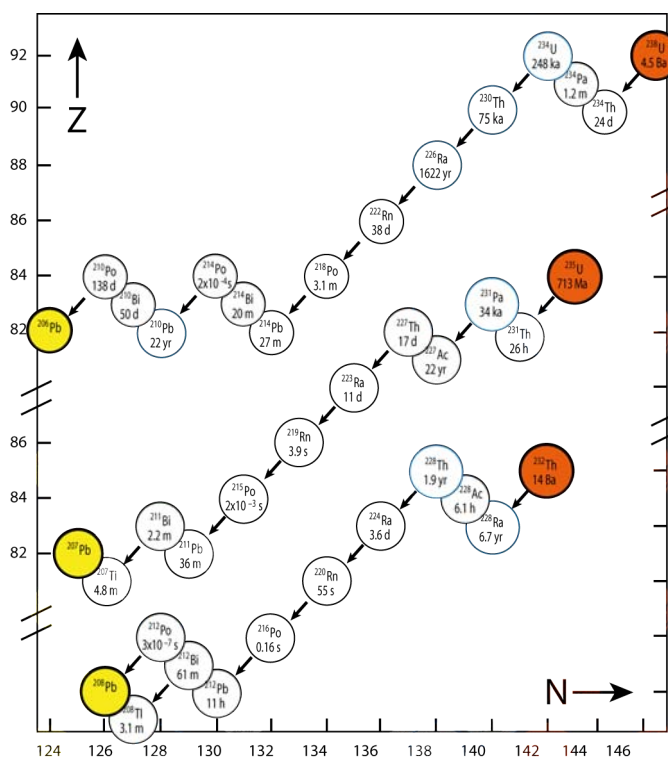


Fig. X.B.4 Diagramme du nombre de proton (Z) en fonction du nombre de neutron (N), illustrant les chaînes radioactives des actinides (<sup>232</sup>Th, <sup>235</sup>U, <sup>238</sup>U).

synthétiques et radioactifs à l'exception du <sup>204</sup>Pb. Cet isotope stable à l'échelle des temps géologiques est dit commun (par rapport au plomb radiogénique issu des désintégrations d'U et Th) et sera utilisé comme référence.

Ainsi en mesurant les quantités respectives de chaque isotope (père et fils), on peut estimer trois âges correspondant à la fermeture du système isotopique. Malheureusement, les conditions de fermeture du système sont variables selon les éléments et U et Th réagissent différemment aux effets post-cristallisation (Harley & Kelly, 2007). Des méthodes graphiques sont alors nécessaires pour résoudre ces problèmes ; elles seront abordées ultérieurement.

B.1.ii.b Méthode LA-ICPMS

Afin de discriminer les différents isotopes d'un même élément et d'estimer leur quantité, de nombreuses méthodes ont été élaborées. Si les premières déterminations isotopiques ont donné des résultats encourageants

Par substitution des cations Zr<sup>4+</sup>, le zircon est capable d'intégrer plusieurs centaines voire milliers de ppm d'U et de Th dans sa structure. Ces éléments de la famille des actinides présentent plusieurs isotopes radioactifs naturels :

- <sup>238</sup>U (99,2745% de l'uranium total)
- <sup>235</sup>U (0.720% de l'uranium total)
- <sup>232</sup>Th (99.9999% du thorium total)

Ces trois isotopes sont à la base de chaînes de désintégration complexes qui donneront chacune un isotope stable du plomb (Fig. X.B.4). Comme la demi-vie des éléments fils des différentes chaînes de désintégration est insignifiante par rapport à la demi-vie de l'élément père et l'ordre de grandeur des temps géologiques (Ma), on peut exprimer ces trois désintégrations de manière simple :

- <sup>238</sup>U ⇒ <sup>206</sup>Pb avec λ<sub>238</sub>=1.55125\*10<sup>-10</sup> an<sup>-1</sup>
- <sup>235</sup>U ⇒ <sup>207</sup>Pb avec λ<sub>235</sub>=9.8485\*10<sup>-10</sup> an<sup>-1</sup>
- <sup>232</sup>Th ⇒ <sup>208</sup>Pb avec λ<sub>232</sub>=0.49475\*10<sup>-10</sup> an<sup>-1</sup>

Les isotopes fils obtenus sont stables à l'échelle des temps géologiques. Même s'il existe d'autres isotopes du plomb, ceux-ci sont

(Nier, 1939), il faut attendre les années 1950 et la mise au point de la spectrométrie de masse à thermo-ionisation par dilution isotopique (ID-TIMS) pour que commence l'essor de la géochronologie (Tilton et al., 1955 ; Wetherhill, 1956). Cette méthode consiste à une mise en solution de l'échantillon et à l'ajout de traceurs isotopiques afin d'obtenir un mélange isotopique dont on déterminera la composition par spectrométrie de masse à thermo-ionisation. La méthode fut perfectionnée au cours des années 1960 puis 1970 (Cameron et al., 1969 ; Krogh, 1973).

La mise au point de la méthode d'évaporation (Kober, 1986) a permis un engouement général sur les méthodes de géochronologie (Davis et al., 2003), mais aussi elle a aussi soulevé la nécessité d'obtenir des datations ponctuelles. Ainsi, depuis une trentaine d'années, des méthodes de datation *in situ* ont été développées telles que la SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) ou encore la méthode LA-ICPMS (Compston et al., 1982 ; Kosler & Sylvester, 2003 ; Ireland & Williams, 2003). La méthode couplée LA-ICPMS utilisée dans cette étude est caractérisée par un système d'ablation laser (Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation) associée à des spectromètres de masse à plasma (ICP-MS ou Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer). Cette méthode présente l'avantage d'être plus rapide et moins coûteuse que la méthode par SIMS. Si le diamètre d'ablation reste moins précis qu'à la sonde ionique, les résultats obtenus sont comparables (Kosler & Sylvester, 2003).

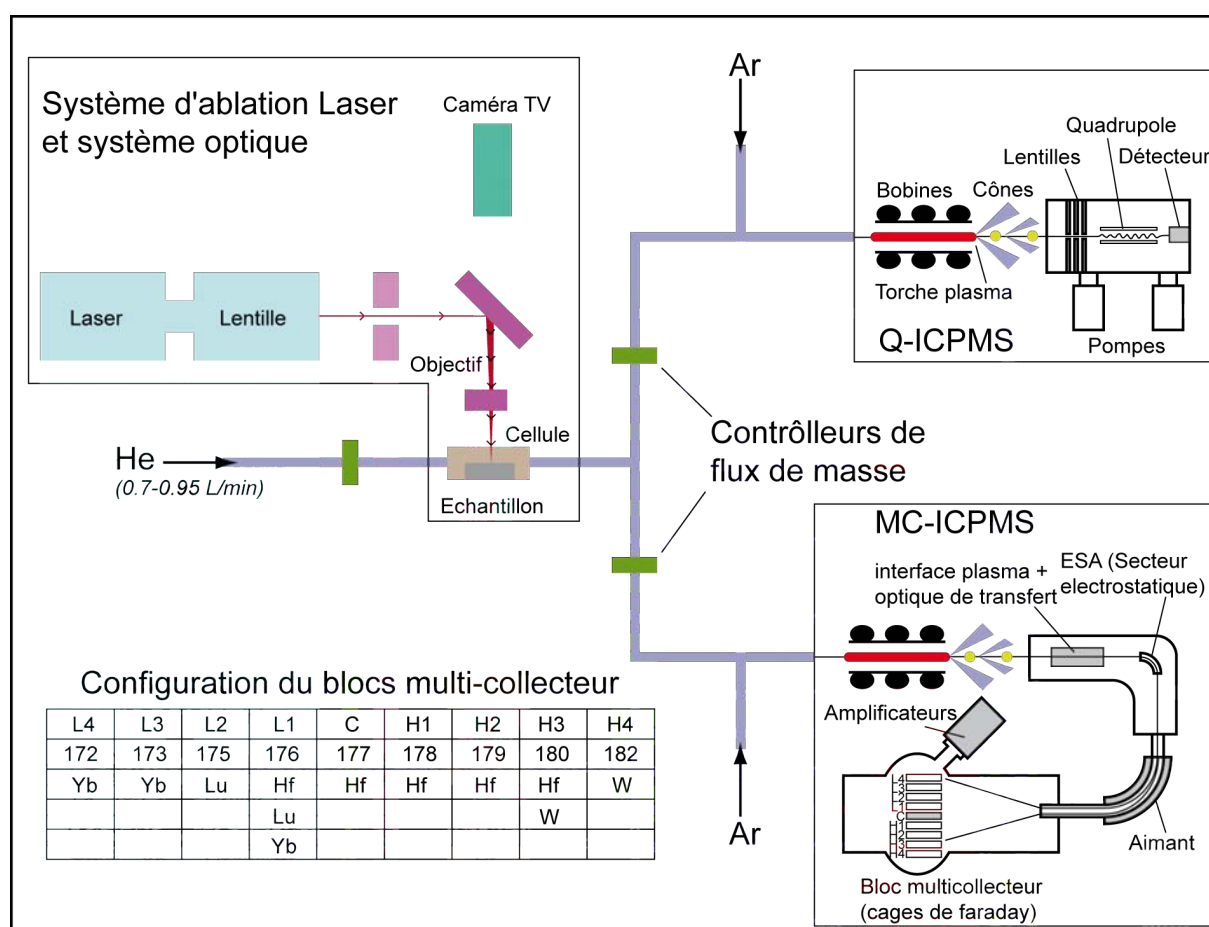


Fig. X.B.5 Diagramme conceptuel de l'appareillage utilisé pour les études géochronologiques U-Pb et isotopiques d'hafnium dans les zircons. Le Q-ICPMS est utilisé pour quantifier les rapports isotopiques d'U, de Th et de Pb, alors que les isotopes d'Y, de Lu et d'Hf sont déterminés par MC-ICPMS.

L'appareillage utilisé durant ces travaux est présenté dans la *figure X.B.5*. Il est hébergé à l'Institut de Géologie et de Géophysique de l'Académie des Sciences de Pékin (IGGCAS). Le système présenté est plus complexe que l'appareillage classique puisque un second ICPMS à multi-collecteur permettant une mesure simultanée des isotopes de l'hafnium est intégré. Cet élément sera détaillé dans la partie B.2.ii.a. Le système d'ablation laser comprend un générateur laser à exciplexe ArF de type COMPex 102 avec une longueur d'onde de 193 nm et un système optique laser permettant l'homogénéisation et la focalisation du faisceau. Cette opération est contrôlée par le logiciel Geolas standard. La densité d'énergie maximale est de 35 J/cm<sup>2</sup>. Le faisceau est appliqué sur l'échantillon placé au sein d'une platine de 5.8 cm de diamètre et 1.5 cm de hauteur. La platine est alimentée par un flux d'hélium ce qui facilite le transport de la matière ablatée. Une pipe à trois voies

est ensuite utilisée pour répartir la matière ablatée vers les deux spectromètres de masse, avec un contrôle du flux de masse en sortie de pipe. La détermination des isotopes de l'uranium, du thorium et du plomb est réalisée par un spectromètre de masse quadripolaire à torche plasma de type Agilent 7500a (*Fig. X.B.5*), équipé d'un système de lentilles abaxiales Omega II. Un flux d'argon est ajouté à l'aérosol afin de permettre une ionisation de la matière grâce à une torche plasma. Les ions sont ensuite filtrés par des cônes de filtration, afin de réduire la pression et d'atteindre le vide dans le spectromètre de masse. Le faisceau ionique est ensuite modelé par un système de lentilles électrostatiques et accéléré dans l'analyseur de masse. Le quadropôle consiste en quatre tiges métalliques parallèles entre lesquelles peuvent circuler les ions ; elles sont connectées deux par deux et un potentiel électrique est appliqué. Lorsqu'on fait varier ce potentiel, le trajet des ions devient sinusoïdal. Le détecteur unique (électromultiplicateur ou cage de Faraday) permet alors d'obtenir des rapports isotopiques et des spectres de masse à partir des intensités ioniques mesurées lors des variations de potentiel au sein du quadropôle. La détection d'un pic de masse doit être rapide afin d'éviter les fluctuations du signal. L'analyse séquentielle à commutation rapide (mode dynamique) permet aussi d'améliorer la précision de la mesure.

#### B.1.ii.c Analyses LA-ICPMS

Les échantillons ont été préparés à l'IGGCAS à partir d'au moins 1kg de roches broyées. La séparation des grains de zircons a été réalisée par la méthode des liqueurs denses et par séparation magnétique. Chaque grain a ensuite été placé manuellement dans de la résine époxy. Chaque section comprend cinq échantillons différents marqués par des lignes d'au moins 300 zircons de 50 à 200  $\mu\text{m}$ . de long. Les sections ont ensuite été polies sur un tiers des grains. Des images en Cathodoluminescence à 15kV ont été acquises à l'IGGCAS afin de caractériser la morphologie et la texture interne des grains de zircons et de déterminer stratégiquement les cibles d'ablation. Préalablement à l'analyse LA-ICPMS, les sections ont été nettoyées à l'éthanol pour éviter les contaminations.

Les conditions d'analyse et leur validité sont détaillées par **Xie et al. (2008)** et **Yuan et al. (2008)**. Avant chaque session analytique, les lignes de gaz ont été purgées pendant une heure afin de réduire la teneur superficielle en  $^{204}\text{Pb}$  à 50 coups par seconde. Ce procédé est nécessaire puisque le système ICP-MS à quadripôle ne permet pas d'obtenir une mesure acceptable de l'isotope  $^{204}\text{Pb}$ . L'ablation laser a été réalisée à 10Hz avec une densité d'énergie de  $15 \text{ J/cm}^2$ . Le diamètre d'ablation est de 50 à 70  $\mu\text{m}$  lors de la mesure simultanée des systèmes isotopiques U-Pb et Lu-Hf, mais peut être réduit à 30  $\mu\text{m}$ , lorsque le MC-ICP-MS est inactif. Aucun fractionnement de masse significatif n'est observé lorsque des proportions variables de matière ablatée sont transportées vers les deux systèmes de spectroscopie. Les taux de comptage en ligne de  $^{29}\text{Si}$ ,  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  and  $^{238}\text{U}$  ont été utilisés pour calculer les rapports isotopiques, avec des temps d'intégration de 62.76 ms pour le plomb et de 30 ms pour les autres éléments. L'acquisition des données s'est d'abord faite sur 30 s sans laser puis sur 40 s avec laser, soit 340 détections de masse pour une pénétration d'environ 20  $\mu\text{m}$ . La valeur moyenne du blanc est 4000 cps pour  $^{29}\text{Si}$ , 10 cps pour  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$  et 1 cps pour  $^{232}\text{Th}$  et  $^{238}\text{U}$  (**Wu et al., 2010**). Au début et à la fin de chaque échantillon, deux mesures du standard NIST SRM 610 (**Pearce et al., 1997**) ont été effectuées. Toutes les quinze analyses ont été précédés et suivies de deux mesures du zircon standard 91500 (**Wiedenbeck et al., 1995**) et d'une mesure du zircon standard GJ-1 (**Jackson et al., 2004**). La pertinence de ces standards a été validée sur l'appareillage utilisé (**Xie et al., 2008**).

Les résultats obtenus par méthode LA-ICP-MS sont comparables à ceux fournis aussi bien par les autres méthodes *in situ* tel que la SIMS (**Kosler et al., 2002**) que par la méthode ID-TIMS (**Cocherie et al., 2008**).

#### B.1.ii.d Corrections et modes de représentation

La nature complexe du signal obtenu par ablation laser pour chaque analyse ponctuelle nécessite l'utilisation d'un logiciel de réduction de données. Ce programme permet de distinguer les intervalles de temps correspondant au blanc et à la mesure effective et d'appliquer les corrections nécessaires. Les résultats présentés dans cette étude ont été obtenus avec le logiciel GLITTER 4.0 (Macquarie University, **Jackson et al., 2004**). Les rapports isotopiques  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  (déduit de la relation  $^{235}\text{U} = ^{238}\text{U}/137.88$ ) et  $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$  ont été corrigés par rapport au standard externe 91500 et un standard interne  $^{39}\text{Si}$  (normalisée par rapport à la valeur du NIST SRM 610). La déviation standard relative du zircon référence 91500 a été fixée à 2%.

Malgré de très faibles valeurs de  $^{204}\text{Pb}$ , les rapports isotopiques ont été corrigés du plomb commun (**Andersen, 2002**). Cette méthode, basée sur les caractéristiques de discordance du système isotopique U-Th-Pb, est parfaitement adaptée aux données issues d'ICP-MS quadripolaire.

Les rapports isotopiques obtenus sont ensuite reportés graphiquement, afin de trier les données à utiliser en fonction de leur degré de concordance. Un point d'analyse est dit concordant lorsque deux ratios isotopiques correspondent à un même âge. Lorsque l'on reporte tous ces points concordants en fonction du temps dans un diagramme exprimant le  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  en fonction de  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , on obtient alors la courbe « concordia » (*Fig.*

X.B.6a ; **Wetherill, 1956**). Néanmoins, il est fréquent que certaines analyses s'éloignent de la droite de concordance. Ceci peut être expliqué par l'existence de deux composantes d'âges ou par des pertes en plomb (diffusion intracrystalline ou défauts cristallins). Généralement ces perturbations affectent de manière différente les cristaux, si bien que les analyses discordantes s'alignent sur des droites de mélange appelées « discordia ». Dans le cas d'un mélange d'âge, l'intercepte supérieur peut correspondre à un héritage (ex. cœur) alors que l'intercepte inférieur représente le dernier épisode de cristallisation (ex. bordure). Dans le cas de perte en plomb, l'intercepte supérieur correspond à l'âge de cristallisation et l'intercepte inférieur caractérise l'âge de l'événement à l'origine de la perte en plomb. L'interprétation des données discordantes devient complexe lorsque la roche a subi plusieurs pertes de plomb ou lorsque le zircon a enregistré plusieurs épisodes de cristallisation.

En plus des trois âges obtenus à partir des couples isotopiques père fils ( $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$  et  $^{232}\text{Th}$ - $^{208}\text{Pb}$ ), un quatrième âge  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  peut être calculé en combinant les chronomètres  $^{238}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}$  et  $^{235}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}$  et en utilisant  $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$ . Les données isotopiques peuvent ainsi être reportées dans un diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en fonction de  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  (Fig. X.B.5 ; **Tera & Wasserburg, 1972**). Lorsqu'une analyse s'éloigne de la courbe d'équivalence des âges  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , ceci témoigne soit d'un héritage, soit d'une perte de plomb, soit d'un enrichissement en Pb commun. Comme dans le diagramme « concordia », une droite de mélange permettra de discriminer la présence de deux composantes d'âge. La combinaison des différents processus rend cependant l'interprétation difficile. Le programme Isoplot/Ex 3.00 a été utilisé pour tracer les diagrammes Concordia et Tera Wasserburg (**Ludwig, 2003**).

### B.1.iii Etude des zircons magmatiques

Au moins une dizaine de zircons ont été séparés de chaque échantillon de roche magmatique broyé. L'imagerie en cathodoluminescence permet de caractériser le type de zonation interne du zircon, ainsi que l'éventuelle présence d'un cœur hérité. Des zones appauvries en uranium et sécantes sur les zonation peuvent aussi être mise en évidence ; elles résultent vraisemblablement de recristallisation en présence de fluides magmatiques.

Afin d'évaluer l'âge de la roche, deux méthodes ont été employées. Lorsque les âges sont concordants et groupés, un âge « concordia » peut être calculé à partir d'un algorithme combinant les trois chronomètres (**Ludwig, 1998**). Lorsque les points d'analyse se répartissent sur une droite de mélange, il est préférable de calculer des âges aux interceptes (**York, 1969**), potentiellement pondérés par les points les plus concordants (**Davis, 1982**). Ces calculs d'âges ont été réalisés à partir du programme Isoplot/Ex 3.00 (**Ludwig, 2003**).

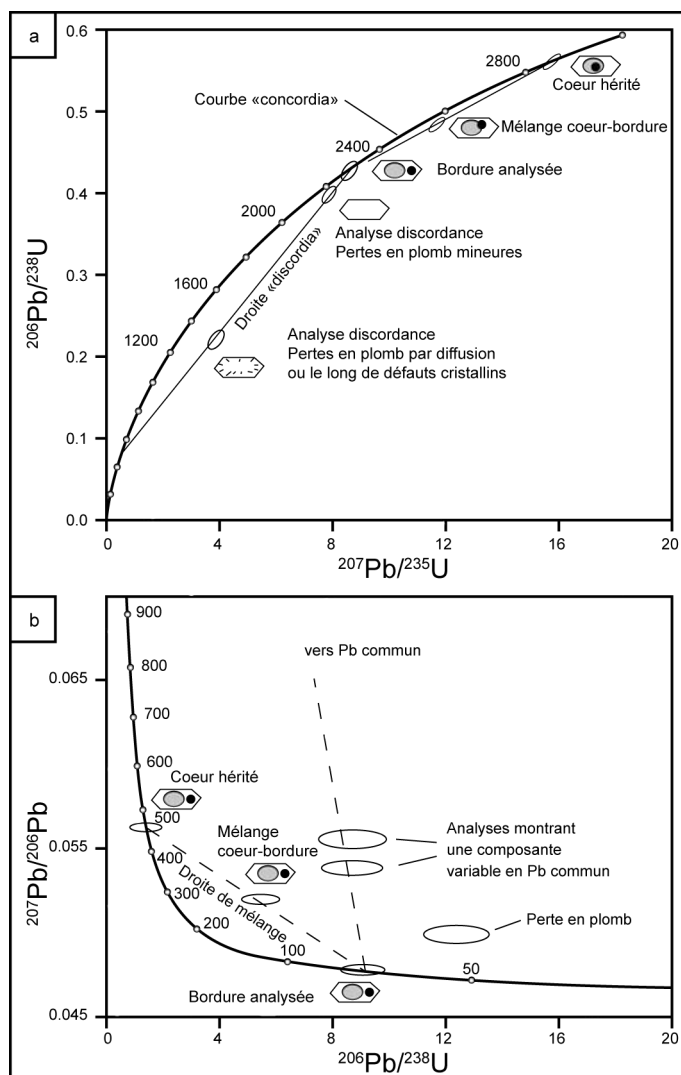


Fig. X.B.6 Représentation graphique des âges U-Pb (modifié d'après **Parrish & Noble, 2003**). a : Diagramme « Concordia » (**Wetherill, 1956**) montrant la position théorique d'un cœur hérité, d'un mélange cœur bordure, d'une bordure néoformée et d'un grain ayant subi des pertes en plomb. b : diagramme « Tera-Wasserburg » (**Tera & Wasserburg, 1972**) illustrant les mêmes phénomènes ainsi qu'une contamination en plomb commun.



Il est généralement admis que les âges U-Pb sur zircon des roches magmatiques représentent la fermeture du système U-Th-Pb du zircon. Comme nous l'avons dit précédemment, cette fermeture intervient généralement dans les premiers stades de cristallisation du magma (**Watson & Harrison, 1983**). La diffusion des éléments au sein du zircon est généralement considérée faible, mais cette dernière peut influencer la température de fermeture du système de plusieurs dizaines de degré (**Dodson, 1986 ; Cherniak & Watson, 2001**) ou initier des pertes en plomb principalement dans les zircons métamictes (**Cherniak et al., 1991**). L'action de fluides froids ou chauds entraîne une remise à zéro totale ou partielle du géochronomètre (**Geisler et al., 2007**).

### *B.1.iv Etude des zircons détritiques*

#### *B.1.iv.a Principe de l'étude*

Toute roche affleurant à la surface de la terre est susceptible d'être érodée et mise à l'état granulaire. Le zircon est un minéral relativement ubiquiste qui se retrouve facilement dans le cycle de sédimentation. Les zircons authigéniques sont rares et issus de processus hydrothermaux liés à des fluides extérieurs au système (**Saxena, 1966 ; Hower et al., 1999**). Du fait de sa forte dureté et de sa stabilité cristalline dans les conditions physico-chimique de surface, les zircons préservent leur composition et leur texture d'origine lors des processus d'altération, de transport, de dépôt et de diagenèse (**Fedo et al., 2003 ; Hay & Dempster, 2009a**). Ainsi, l'analyse des âges U-Pb des zircons détritiques renseigne sur les composantes sédimentaires présentes et leur possible source. On peut alors reconstruire l'histoire de bassins sédimentaires et leurs relations avec les régions voisines sources. Néanmoins, les zircons présente des duretés, des densités et des solubilités différentes de celles des autres éléments constitutifs des roches détritiques comme le quartz ou le feldspath ; ainsi l'analyse des zircons détritiques ne traduira pas forcément la provenance de toute la roche. De plus, lorsque des zircons sont anormalement riches en uranium, ils sont plus sensibles à la métamictisation, ce qui modifie la structure cristalline et par conséquent la densité. Les grains métamictes réagiront donc différemment au processus sédimentaire.

#### *B.1.iv.b Echantillonnage, préparation et analyse*

Avant toute étude analyse géochronologique, il est nécessaire d'établir une stratégie d'échantillonnage et de connaître les sources potentielles des zircons détritiques. Les distributions d'âges ne sont pas toujours régulières au sein d'une même série ou séquence sédimentaire (**deGraaff-Surpless et al., 2000**). Par ailleurs il n'existe pas toujours de lien entre maturité de la roche sédimentaire et complexité du spectre d'âge (**Sircombe et al., 2001**), mais une corrélation entre morphologie du grain et âge du grain est potentiellement observable (**Smith & Gehrels, 1994**).

Lors de la séparation minérale, des biais, caractérisés par des absences de populations de zircon peuvent apparaître. La séparation magnétique, du fait de la corrélation positive entre susceptibilité magnétique, perte en plomb et teneur en uranium (**Silver, 1963**), peut entraîner une distribution d'âge erronée (**Sircombe & Stern, 2002**). Ce biais peut être évité en sélectionnant une plus large gamme de susceptibilité magnétique (**Gehrels, 2000**).

Une large gamme de taille de zircon peut aussi fausser la distribution d'âge, du fait du fractionnement hydrodynamique des grains (**Morton & Hallsworth, 1994**). Il est ainsi préférable de travailler sur la fraction 63-125 µm (**Morton et al., 1996**), ce qui contraint l'échantillonnage. Les étapes de broyage peuvent aussi induire des biais, en fonction du diamètre d'ouverture utilisés. Enfin, la taille minimale requise pour l'analyse isotopique (SIMS, ID-TIMS, LA-ICP-MS, etc...) contraint à négliger les zircons les plus petits qui pourtant représente une population possiblement significative.

Il existe deux stratégies d'analyse des zircons détritiques. Lors d'une analyse qualitative, les zircons sont sélectionnés en fonction de leurs caractéristiques intrinsèques. Les particularités morphologiques et texturales permettent de distinguer des populations (**Gehrels et al., 1995**), mais cette méthode peut aussi apparaître exclusive (**Roddick & Bevier, 1995**). Une approche alternative consiste à analyser suffisamment de grains pour prendre en compte toutes les populations présentes. Cette sélection doit se faire au hasard afin de ne pas opérer de biais morphologiques. Au moins 59 analyses sont nécessaires pour réduire à 5% la probabilité de négliger une population (**Dodson et al., 1988**). Un seuil de 117 analyses doit être atteint afin d'obtenir une distribution d'âge uniforme (**Vermeesch, 2004**). Cependant, quelque soit le nombre de zircon sélectionné, il apparaît impossible de reproduire statistiquement une distribution d'âge représentative de l'échantillon (**Anderson, 2005**). Il apparaît alors nécessaire de coupler l'analyse qualitative, basée sur la variabilité morphologique et texturale des grains et l'analyse quantitative reposant sur un nombre significatif de grain (35-70).

*B.1.iv.c Représentation graphique et traitement statistique*

Les diagrammes Concordia permettent de visualiser rapidement la concordance des analyses isotopiques U-Pb ; cependant, dans le cas de multiples populations, cette représentation devient vite complexe. Il est ainsi préférable d'utiliser des diagrammes à une seule variable tels que les histogrammes ou les distributions de densité de probabilité. Les données reportées doivent préalablement remplir des conditions de concordance (ex. entre 95% et 105% de concordance). Les histogrammes de fréquence sont généralement utilisés car ils permettent de visualiser rapidement des événements géologiques à partir des modes. Cependant, les données reportées dans les classes ne tiennent pas compte des erreurs individuelles de l'analyse et la taille des classes est arbitrairement choisie (**Fedo et al., 2003**). Ces biais peuvent être réduits en adoptant une approche mathématique permettant de calculer la largeur des classes (**Sircombe, 2004**). La distribution de densité de probabilité d'un échantillon est calculée à partir d'estimateur par noyau (*kernel*) gaussien (**Silverman, 1986 ; Dodson et al., 1988**) ; cette méthode prend en compte l'erreur individuelle de chaque point d'analyse, mais la courbe calculée est généralement disproportionnée par rapport aux données déduites d'un histogramme. Il apparaît donc judicieux de montrer un diagramme combinant histogramme de fréquence et distribution de densité de probabilité (**Nutman, 2001**). La macro Microsoft Excel « Age Display » a été utilisée pour représenter les distributions d'âge (**Sircombe, 2004**).

La distribution d'âge obtenue s'avère souvent complexe, et il est nécessaire de déconvoluer le signal pour distinguer les différents modes d'âge. Ce traitement est d'autant plus délicat lorsque les modes d'âge sont proches et que les erreurs d'analyses sont larges. Dans cette étude, les modes d'âge ont été calculés à partir de la macro « Age Pick » (**Gehrels et al., 2006**). Il est généralement difficile d'utiliser seule une distribution d'âge, et des comparaisons de similitude entre plusieurs échantillons sont souvent requises. La méthode par recouvrement et similitude est basée sur la comparaison semi-quantitative des densités de probabilités cumulées de chaque échantillon (**Gehrels, 2000 ; Gehrels et al., 2002**). Le test non paramétrique de Kolmogorov-Smirnov (**Press et al., 1986**) a été utilisé dans cette étude. Il permet aussi de comparer deux distributions et de tester l'hypothèse que deux échantillons sont semblables ou non dans un intervalle de confiance donné (**Berry et al., 2001**). Cette méthode quantitative ne tient malheureusement pas compte de l'erreur individuelle des âges. Les analyses statistiques à plusieurs variables sont lourdes et nécessitent un nombre significatif d'échantillon (**Sircombe, 2000**).

*B.1.iv.d Signification des âges et implication dans les études de provenance*

D'après le principe d'inclusion, l'âge du dépôt est nécessairement plus jeune que l'âge du zircon le plus jeune, en considérant que le système isotopique U-Pb n'a subi aucune perturbation. Cet âge maximum de dépôt est particulièrement utile pour les formations précambriennes ou celles ne contenant pas de fossiles discriminants. Dans de rares cas, l'âge maximum de sédimentation peut correspondre à l'âge du dépôt (**Nelson, 2001**) ; cela nécessite 1) des échantillons de faible degré de métamorphisme, 2) des précautions particulières d'échantillonnage et d'analyse pour éviter les contaminations et 3) une attention spécifique de l'état d'altération des roches collectées. Un facteur limitant de cette méthode est l'éventuelle perte en plomb qu'a pu subir le grain, ce qui entraîne un rajeunissement de l'âge isotopique (**Kimborough et al., 2001**) ; ce dernier pourra alors être plus jeune que l'âge réel du dépôt de la formation. Une connaissance de la stratigraphie régionale est donc essentielle à l'interprétation des âges maximum de sédimentation. Afin d'éviter un biais analytique, l'âge du zircon le plus jeune est rarement utilisé. Plusieurs méthodes de calcul de l'âge maximum de dépôt sont disponibles : détermination graphique ou programme « Youngest Detrital Zircon » (**Ludwig, 2008**), âge moyen pondéré du groupe de zircons ( $> 2$  ou  $> 3$ ) le plus jeune avec recouvrement d'âge à  $1\sigma$  ou  $2\sigma$  (**Dickinson & Gehrels, 2009**). Cette dernière méthode sera utilisée.

L'étude des zircons détritiques permet ainsi de contraindre l'âge maximum d'une succession stratigraphique à partir des zircons les plus jeunes. Les modes d'âge, correspondant aux pics de la courbe de distribution d'âge permettent d'identifier les sources régionales possibles de zircons. En couplant la géochronologie U-Pb avec une étude pétrographique (ex. **Hallsworth et al., 2000**), texturale (**Loi & Dabard, 1997 ; Schäfer & Dörr, 1997**) et géochimique (**Hoskin & Irleand, 2000 ; Griffin et al., 2000**) de ces zircons détritiques, il est possible de retracer la provenance des grains et de discriminer les étapes d'un cycle sédimentaire parfois complexe (**Gaudette et al., 1981**). De ces études peuvent découler des reconstructions paléogéographiques ou tectoniques d'échelle variables (ex. **Knudsen et al., 1997 ; Cawood et al., 1999 ; Cawood & Nemchin, 2001 ; Gehrels et al., 2002 ; Adams et al., 2007**), ainsi que des contraintes sur l'histoire précoce de la Terre (**Froude et al., 1983 ; Wilde et al., 2001**). La combinaison des données isotopiques U-Pb et Hf sur zircons détritiques apporte des contraintes majeures sur l'évolution crustale (**Amelin et al., 1999 ; Griffin et al., 2004**) ; elle sera développée dans la section suivante.

## B.2 Détermination des isotopes Lu-Hf sur zircons

Le zircon peut intégrer de nombreux éléments traces dans sa composition (**Hoskin & Schaltegger, 2003**). En plus du Th et du Pb, d'autres éléments radioactifs tels que le  $^{176}\text{Lu}$  et le  $^{147}\text{Sm}$  produisent respectivement du  $^{176}\text{Hf}$  et du  $^{143}\text{Nd}$ . Comme pour les roches totales, les couples d'éléments père-fils au sein du zircon peuvent être utilisés comme traceur géochimique. Les systèmes Lu-Hf et Sm-Nd se comportent de manière similaire (**Vervoort & Blichert-Toft, 1999**). Le fractionnement Lu/Hf durant la fusion partielle du manteau est cependant deux fois supérieur au fractionnement Sm/Nd. Ainsi, comme la demie vie du  $^{176}\text{Lu}$  est plus courte que celle du  $^{147}\text{Sm}$  et du même ordre de grandeur que celle du  $^{235}\text{U}$ , du  $^{238}\text{U}$  et du  $^{232}\text{Th}$ , les isotopes de l'hafnium ont une très bonne résolution pour identifier les sources potentielles des magmas produits au cours d'événements géologiques d'une évolution géologique (**Patchett and Tatsumoto, 1980; Patchett, 1983**).

### B.2.i Le système Lu-Hf

A l'état naturel, le lutétium existe sous forme de  $^{175}\text{Lu}$  (97,4% de l'abondance en Lu), stable, et de  $^{176}\text{Lu}$  (2,6%) qui produit par désintégration  $\beta^-$  du  $^{176}\text{Hf}$ , stable (**Dixon et al., 1954**). L'hafnium possède de nombreux autres isotopes stables tels que  $^{177}\text{Hf}$  (18,6 %),  $^{178}\text{Hf}$  (27,3 %),  $^{179}\text{Hf}$  (13,2 %) et  $^{180}\text{Hf}$  (35,1 %), ainsi qu'un isotope instable  $^{174}\text{Hf}$  (0,16 %), dont la demie vie est de l'ordre de  $2.10^{15}$  a. Actuellement, l' $^{176}\text{Hf}$  représente 5,2 % de l'abondance terrestre de l'hafnium. En normalisant à l'isotope  $^{177}\text{Hf}$ , on peut écrire l'équation suivante :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{t_i} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{t=0} + \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{t_i} \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (B.13)$$

avec :

t : le temps depuis la fermeture du système à  $t=0$ , jusqu'à l'instant  $t_i$

$\lambda$  : la constante de désintégration.

Plusieurs valeurs de  $\lambda$  ont été proposées (**Patchett & Tatsumoto, 1980 ; Tatsumoto et al., 1981 ; Blichert-Toft & Albarède, 1997 ; Scherer et al., 2001 ; Bizarro et al., 2003**). La valeur  $\lambda=1.93.10^{-11}$  a été utilisée dans cette étude (**Blichert-Toft & Albarède, 1997**).

### B.2.ii Les isotopes de l'hafnium dans le zircon

L'hafnium est un élément lithophile à fort potentiel ionique (HFSE). Il possède des caractéristiques proches de celles du zirconium, comme le rayon ionique, ce qui entraîne des substitutions fréquentes entre  $\text{Zr}^{4+}$  et  $\text{Hf}^{4+}$ . Ainsi, de 0,5% à plus de 2% d' $\text{HfO}_2$  peuvent intégrer la structure du zircon (**Hoskin & Schaltegger, 2003**). Bien que les spectres de Terres Rares normalisés aux chondrites montrent un enrichissement en Terres Rares lourdes (de l'ordre de  $10^4$ ), la teneur en Lu des zircons reste faible (15 ppm) (**Hoskin & Schaltegger, 2003**). Ainsi la rapport Lu/Hf est très faible (0,002), et la cristallisation du zircon dans n'importe quel contexte géologique entraîne un fractionnement important du rapport Lu/Hf entre le zircon et les autres phases à l'équilibre (**Kinny & Maas, 2003**). Le rapport  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  est lui aussi très faible ( $< 0,0005$ ), et de ce fait les variations du rapport  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  liées à la désintégration du  $^{176}\text{Lu}$  en  $^{176}\text{Hf}$  sont négligeables. En d'autres termes, cela signifie que le rapport  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ , acquis lors de la cristallisation du zircon a pu être conservé au cours du temps, même en cas d'événement métamorphique (**Pettingill & Patchett, 1981**). Le rapport initial en Hf est ainsi défini :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_m - \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_m \times (e^{\lambda t} - 1)\right] \quad (B.14)$$

avec :

$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ , le rapport ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ) initial

$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_m$ , le rapport ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ) mesuré

$(^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf})_m$ , le rapport ( $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ) mesuré

$\lambda$ , la constante de désintégration ( $1.93.10^{-11}$ )

t, l'âge U-Pb

Il existe en effet une forte immobilité des isotopes de l'hafnium au sein du zircon en système ouvert. Dans le cas des zircons discordants, pas ou très peu de variations du rapport  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  sont observées (**Patchett, 1983 ; Kinny et al., 1991**). Contrairement au système isotopique U-Th-Pb qui peut facilement subir des pertes lors d'événements géologiques, il existe peu d'échange des isotopes Lu et Hf entre le zircon et la

matrice (**Hoskin & Black, 2000**). La température de fermeture du système Lu-Hf est 200°C plus haute que celle du système U-Th-Pb (**Cherniak et al., 1997a ; 1997b ; Cherniak & Watson, 2003**). Ainsi le système Lu-Hf est rarement remis à zéro.

### B.2.ii Mesures des isotopes du lutétium et de l'hafnium

#### B.2.ii.a Appareillage et principe de la méthode LA-ICPMS

Comme pour le système isotopique U-Th-Pb, plusieurs méthodes permettent de déterminer la proportion isotopique de l'hafnium et du lutétium (TIMS, SIMS, LA-ICP-MS). La méthode *in situ* par ablation Laser – ICP-MS a été utilisée dans cette étude. La mesure des abondances isotopiques en Hf et Lu a été couplée à une détermination simultanée des isotopes U-Th-Pb. Cette méthode est décrite par **Xie et al. (2008)** et **Yuan et al. (2008)**, et la première partie portant sur l'ablation Laser est détaillée dans la section (B.1.ii.c). La matière ablatée, est transportée par de l'hélium jusqu'à un système de pipe à trois voies et de contrôleurs de masse qui permet de discriminer le matériel entre les deux systèmes de mesure. L'analyse des rapports isotopiques  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  et  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  se fait grâce à un ICP-MS à secteur magnétique et des multi-collecteurs (MC-ICP-MS Neptune). Les secteurs magnétiques correspondent à des zones de champ magnétique (créées par un électro-aimant) qui permettent de discriminer la masse des particules ionisées. La déflexion de la trajectoire des particules est fonction de la masse. La détermination isotopique est réalisée par un système multi-collecteur (9 cages de Faraday). Cet appareillage permet, en mode statique, une détection simultanée de plusieurs isotopes et s'oppose au mode dynamique des quadripôles (Section B.1.ii.b). De plus, alors que les Q-ICPMS fournissent un pic de masse « gaussien », les MC-ICP-MS permettent d'obtenir un pic de masse de type « plateau », ce qui augmente la précision de la mesure d'un à deux ordres de grandeur (**Kosler & Silvester, 2003**). Les multi-collecteurs permettent aussi de réduire le bruit de scintillement du plasma.

#### B.2.ii.b Analyse et traitement des données

La mesure est précédée d'une analyse pré-ablation de 30 secondes. Chaque analyse correspond à un bloc de 200 cycles d'acquisition de 0,131 s soit un temps total d'acquisition de 30 secondes. La précision et la reproductibilité de la mesure ont été assurées en analysant préalablement la solution standard JMC475 à 200 ppm d'hafnium (**Blichert-Toft et al., 1997 ; Nowell et al., 1998 ; Wu et al., 2006**). Pendant les mesures, l'interférence isobarique du  $^{176}\text{Lu}$  sur le  $^{176}\text{Hf}$  peut être considérée comme négligeable du fait de la très faible valeur du rapport  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  dans les zircons ( $< 0,0005$ ). Néanmoins, une correction de cette interférence peut être apportée en utilisant  $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0,02655$  (**Machado & Simonetti, 2001**). L'interférence de  $^{176}\text{Yb}$  sur  $^{176}\text{Hf}$ , peut profondément altérer la précision du rapport  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  (**Woodhead et al., 2004**); la contribution du  $^{176}\text{Yb}$  par rapport au  $^{176}\text{Hf}$  peut être corrigée en utilisant  $^{176}\text{Yb}/^{172}\text{Yb} = 0,5887$  (**Wu et al., 2006b**). Les zircons 91500 (**Wiedenbeck et al., 1995**) et GJ-1 (**Jackson et al., 2004**) ont été utilisés comme standards externes et ont donné respectivement des rapports  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  de  $0,282290 \pm 21$  et  $0,282001 \pm 19$  comparables à ceux proposés par **Xie et al. (2008)**.

### B.2.iii Utilisation des isotopes de l'hafnium

L'hafnium est un élément plus incompatible que le lutétium ; ainsi durant la fusion partielle du manteau, la croûte continentale formée va s'enrichir en Hf par rapport au Lu (*Fig. X.B.7*). Grace au fractionnement de Lu et d'Hf lors de la production de magma, le système isotopique Lu-Hf pourra être utiliser pour tracer l'évolution crustale. Puisque  $^{176}\text{Hf}$  est produit par la désintégration du  $^{176}\text{Lu}$ , le rapport  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  tendra à diminuer dans la croûte continentale et à augmenter dans le manteau résiduel appauvri (**Patchett et al., 1981**). Ainsi la composition isotopique en hafnium du manteau résiduel (DM) et de la croûte continentale divergera de celle du manteau chondritique non fractionné (CHUR) au cours du temps. La déviation de la composition isotopique par rapport au CHUR en fonction du temps peut être exprimée ainsi :

$$\epsilon_{\text{Hf}} = \left[ \frac{\left( \frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_i - \left( \frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}}^t}{\left( \frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}}^t} \right] \times 10^4 \quad (\text{B.15})$$

Avec :

$$\left( \frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}}^t = \left( \frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} - \left[ \left( \frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} \times (e^{\lambda t} - 1) \right] \quad (\text{B.16})$$

$$\left( \frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} = 0,282772, \left( \frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}} \right)_{\text{CHUR}} = 0,0332 \quad (\text{Blichert-Toft & Albarède, 1997})$$

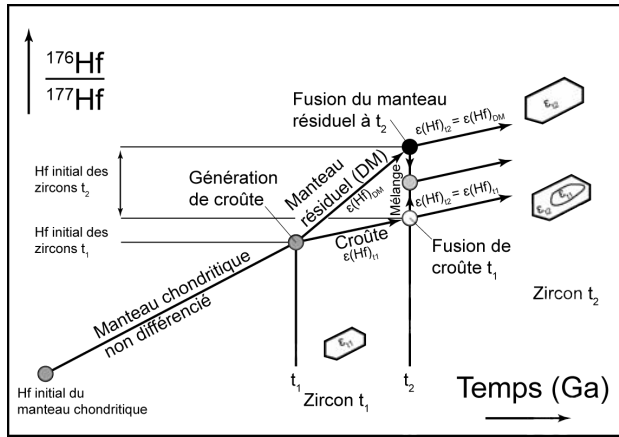


Fig. X.B.7 Modèle schématique de l'évolution des isotopes de l'hafnium au cours des processus géologiques (modifié d'après **Patchett et al., 1981**). Voir le texte pour plus d'explications.

Le manteau chondritique primitif aura ainsi une valeur d' $\epsilon_{\text{Hf}}$  égale à zéro. Les échantillons dont la valeur  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  est inférieure à celle des chondrites présenteront un  $\epsilon_{\text{Hf}}$  négatif, alors que ceux dont la valeur  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  est supérieure à celle des chondrites montreront un  $\epsilon_{\text{Hf}}$  positif (ex. le manteau appauvri) (Fig. X.B.7). La variabilité des valeurs d' $\epsilon_{\text{Hf}}$  au sein d'un même échantillon indique soit une hétérogénéité des sources magmatiques, soit

des contaminations par du matériel appauvri ou enrichi (**Smith et al., 1987** ; **Corfu & Stott, 1993** ; **Belousova et al., 2006**) (Fig. X.B.7).

La fusion partielle du manteau appauvri génère des magmas mantelliques qui migreront jusque dans la croûte continentale. En d'autres termes, une roche directement issue d'un magma mantellique présentera, à  $t$ , le même rapport  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  que sa source, soit :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}}^t \quad (\text{B.17})$$

En remplaçant dans l'équation (2), on obtient :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_m - \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_m \times (e^{\lambda t} - 1)\right] = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} - \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} \times (e^{\lambda t} - 1)\right] \quad (\text{B.18})$$

Soit :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_m - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} = \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_m - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}}\right] \times (e^{\lambda t} - 1) \quad (\text{B.19})$$

$$\frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_m - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}}}{\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_m - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}}} = e^{\lambda t} - 1 \quad (\text{B.20})$$

$$\frac{1}{\lambda} \times \ln \left[ \frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_m - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}}}{\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_m - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}}} \right] = t = T_{\text{DM}} \quad (\text{B.21})$$

avec :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} = 0.283251 \quad (\text{Nowell et al., 1998})$$

$$\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{CHUR}} = 0.0384 \quad (\text{Griffin et al., 2000})$$

Cette valeur  $t$ , généralement écrite  $T_{\text{DM}}$  est un âge modèle Hf. Il correspond à l'âge minimum de la source du magma à partir duquel le zircon a cristallisé. Les magmas directement issus du manteau appauvri ou de la fusion de matériel récemment extrait du manteau sont dits juvénile. Dans cette étude, l'âge modèle  $T_{\text{DM}}$  sera utilisé pour les zircons présentant des valeurs d' $\epsilon_{\text{Hf}} > 0.75$  fois la valeur du manteau appauvri (**Belousova et al., 2010**).

Cependant, les magmas crustaux ne proviennent pas systématiquement du réservoir mantellique appauvri. La fusion de matériel crustal (croûte inférieure, voire supérieure) peut générer des magmas dont la signature isotopique en hafnium des zircons reflétera la composition initiale de la source fondue. Ces zircons présentent généralement des valeurs  $\epsilon_{\text{Hf}}$  négative et un rapport  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  faible (Fig. X.B.7). Ainsi un âge modèle Hf « crustal » ( $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ ) ou âge modèle en deux étapes a été proposé en considérant que la magma à partir duquel les zircons ont cristallisé a été produit par fusion d'un volume de croûte continentale moyenne (**Griffin et al., 2004**).

A  $T_i$  :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_S^0 - \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_S \times (e^{\lambda T_i} - 1)\right] \quad (\text{B.22})$$

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C^{T_i} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C^0 - \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \times (e^{\lambda T_i} - 1)\right] \quad (\text{B.23})$$

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_i} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^0 - \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} \times (e^{\lambda T_i} - 1)\right] \quad (\text{B.24})$$

A  $T_{DM}$  :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_{DM}} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^0 - \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} \times (e^{\lambda T_{DM}} - 1)\right] \quad (\text{B.25})$$

A  $T_{DM}^C$  :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_{DM}^C} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^0 - \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} \times (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1)\right] \quad (\text{B.26})$$

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C^{T_{DM}^C} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C^0 - \left[\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \times (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1)\right] \quad (\text{B.27})$$

Avec (Fig. X.B.8):

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C^{T_i} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_{DM}} \quad (\text{B.28})$$

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C^{T_{DM}^C} = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_{DM}^C} \quad (\text{B.29})$$

Soit :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^0 - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} \times (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1) = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C^0 - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \times (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1) \quad (\text{B.30})$$

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^0 - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C^0 = (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1) \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \right] \quad (\text{B.31})$$

En utilisant (B.23), on obtient :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^0 - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C^{T_i} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \times (e^{\lambda T_i} - 1) = (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1) \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \right] \quad (\text{B.32})$$

Et avec (B.31) :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^0 - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \times (e^{\lambda T_i} - 1) = (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1) \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \right] \quad (\text{B.33})$$

En insérant (B.24) :

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_i} + \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} \times \left[ (e^{\lambda T_i} - 1) - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i \right] - \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \times (e^{\lambda T_i} - 1) \right] = (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1) \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \right] \quad (\text{B.34})$$

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_i} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i + (e^{\lambda T_i} - 1) \times \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \right] = (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1) \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \right] \quad (\text{B.35})$$

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_i} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i = (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1) \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \right] - (e^{\lambda T_i} - 1) \times \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \right] \quad (\text{B.36})$$

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_i} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i = \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C \right] \times \left[ (e^{\lambda T_{DM}^C} - 1) - (e^{\lambda T_i} - 1) \right] \quad (\text{B.37})$$

$$\frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_i} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i}{\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C} = e^{\lambda T_{DM}^C} - e^{\lambda T_i} \quad (\text{B.38})$$

Soit :

$$\frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_i}}{\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}} = e^{\lambda T_{DM}^C} - e^{\lambda T_i} \quad (\text{B.39})$$

Comme :  $e^x = \sum_{i=0}^n \frac{1}{i!} x^i + o(x^n) \Rightarrow e^{\lambda T_{DM}^C} - e^{\lambda T_i} \cong e^{\lambda (T_{DM}^C - T_i)} - 1$

$$T_i + \frac{1}{\lambda} \times \ln \left[ \frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}^{T_i}}{\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_C - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{DM}} + 1 \right] = T_{DM}^C \quad (\text{B.40})$$

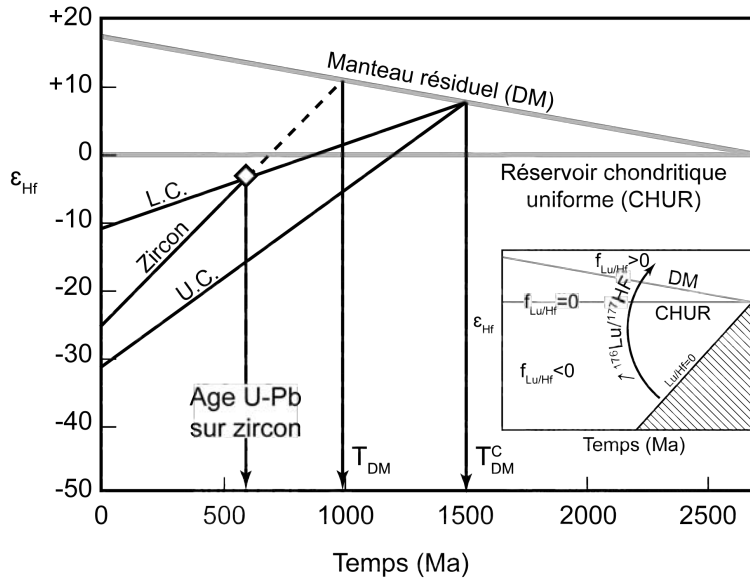


Fig. X.B.8 Diagramme théorique  $\epsilon_{Hf}$  en fonction du temps, illustrant la signification des âges modèles Hf par rapport à l'âge U-Pb interprété comme l'âge de la cristallisation. L'encart montre la variation du rapport Lu/Hf en fonction du caractère juvénile ou contaminé de l'échantillon.

La valeur moyenne du rapport Lu/Hf pour la croûte de 0.015 (Griffin et al., 2002) a été utilisée. Cette valeur est variable au sein de la croûte et avec le temps (Condie, 1993) (Fig. X.B.8). Il est cependant nécessaire de considérer que le fractionnement du lutétium par rapport à l'hafnium n'a pas varié au cours du temps pour un réservoir donné. Le fractionnement Lu/Hf s'exprime

dans de nombreux cas. Dans les cycles sédimentaires, l'érosion peut générer des biais en Lu, plutôt concentré dans les sédiments profonds, et en Hf, préférentiellement concentré dans les dépôts continentaux riches en zircons (Patchett et al., 1984). Le fractionnement Lu/Hf n'est cependant pas systématique dans les environnements sédimentaires et reste limité aux marges passives évoluées (Vervoort et al., 1999). Lors des processus de cristallisation (magmatique ou métamorphique), l'implication des phases tels que le grenat ou les zircons hérités peut influencer le rapport Lu/Hf (Vervoort & Patchett, 1996).

Si les isotopes de l'hafnium dans les zircons permettent de tracer la provenance (crustale ou mantellique) du magma qui les a générés, les âges modèles doivent être utilisés avec précaution, car ils dépendent fortement du rapport Lu/Hf de la prétendue source. De plus, la signature isotopique en Hf devient complexe à décrypter lorsque les zircons ont cristallisé à partir d'un mélange de source extrait à des intervalles de temps différents (Hawkesworth & Kemp, 2006b).



C Données complémentaires

Table X.C.1 La-ICPMS U-Pb detrital zircon data. \*: Degree of discordance.

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          |   |          | Age (Ma)                                 |          |  |          |   |          | Disc* (%) |       |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|-----------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |           |       |
| DJ46 (n=61)  |   |          |  |          |  |          |   |          |   |          |  |          |  |          |   |          |           |       |
| 1            | DJ46 01                                   | 0.0557   | 29                                       | 0.5487   | 485                                      | 0.0715   | 32  | 0.0255   | 29  | 442      | 112                                      | 444      | 32                                       | 445      | 19  | 509      | 57        | -0.7  |
| 2            | DJ46 02                                   | 0.0565   | 13                                       | 0.5902   | 251                                      | 0.0758   | 18  | 0.0222   | 15  | 471      | 46                                       | 471      | 16                                       | 471      | 11  | 443      | 29        | 0.07  |
| 3            | DJ46 04                                   | 0.0568   | 45                                       | 0.6260   | 839                                      | 0.0800   | 54  | 0.0339   | 59  | 482      | 175                                      | 494      | 52                                       | 496      | 32  | 673      | 116       | -2.98 |
| 4            | DJ46 06                                   | 0.0559   | 21                                       | 0.5538   | 366                                      | 0.0719   | 25  | 0.0182   | 23  | 448      | 87                                       | 448      | 24                                       | 448      | 15  | 365      | 46        | 0.25  |
| 5            | DJ46 07                                   | 0.0564   | 20                                       | 0.5912   | 370                                      | 0.0761   | 26  | 0.0260   | 20  | 467      | 79                                       | 472      | 24                                       | 473      | 15  | 519      | 40        | -1.36 |
| 6            | DJ46 08                                   | 0.0558   | 10                                       | 0.5501   | 190                                      | 0.0716   | 15  | 0.0218   | 9   | 444      | 44                                       | 445      | 12                                       | 445      | 9   | 437      | 17        | -0.29 |
| 7            | DJ46 09                                   | 0.0562   | 12                                       | 0.5743   | 219                                      | 0.0742   | 17  | 0.0224   | 15  | 460      | 40                                       | 461      | 14                                       | 461      | 10  | 449      | 30        | -0.14 |
| 8            | DJ46 10                                   | 0.0566   | 20                                       | 0.5914   | 360                                      | 0.0758   | 24  | 0.0229   | 24  | 476      | 75                                       | 472      | 23                                       | 471      | 14  | 458      | 48        | 1.01  |
| 9            | DJ46 11                                   | 0.0561   | 17                                       | 0.5702   | 300                                      | 0.0738   | 21  | 0.0211   | 20  | 456      | 62                                       | 458      | 19                                       | 459      | 13  | 422      | 39        | -0.49 |
| 10           | DJ46 12                                   | 0.0567   | 7  | 0.6024   | 158                                      | 0.0772   | 14  | 0.0223   | 9   | 478      | 29                                       | 479      | 10                                       | 479      | 8   | 446      | 18        | -0.22 |
| 11           | DJ46 13                                   | 0.0561   | 13                                       | 0.5788   | 245                                      | 0.0749   | 18  | 0.0225   | 12  | 457      | 53                                       | 464      | 16                                       | 465      | 11  | 449      | 23        | -1.91 |
| 12           | DJ46 14                                   | 0.0567   | 14                                       | 0.6029   | 268                                      | 0.0772   | 20  | 0.0241   | 16  | 479      | 54                                       | 479      | 17                                       | 479      | 12  | 482      | 31        | -0.1  |
| 13           | DJ46 15                                   | 0.0560   | 8  | 0.5578   | 152                                      | 0.0723   | 13  | 0.0228   | 9   | 450      | 27                                       | 450      | 10                                       | 450      | 8   | 455      | 17        | 0.09  |
| 14           | DJ46 16                                   | 0.0564   | 16                                       | 0.5868   | 299                                      | 0.0755   | 21  | 0.0213   | 12  | 467      | 64                                       | 469      | 19                                       | 469      | 13  | 426      | 24        | -0.39 |
| 15           | DJ46 17                                   | 0.0568   | 15                                       | 0.6054   | 292                                      | 0.0774   | 21  | 0.0223   | 15  | 483      | 55                                       | 481      | 18                                       | 480      | 12  | 445      | 29        | 0.71  |
| 16           | DJ46 18                                   | 0.0561   | 13                                       | 0.5648   | 247                                      | 0.0730   | 18  | 0.0217   | 12  | 457      | 54                                       | 455      | 16                                       | 454      | 11  | 433      | 24        | 0.57  |
| 17           | DJ46 19                                   | 0.0557   | 17                                       | 0.5408   | 291                                      | 0.0705   | 21  | 0.0227   | 17  | 440      | 65                                       | 439      | 19                                       | 439      | 12  | 453      | 33        | 0.18  |
| 18           | DJ46 20                                   | 0.0565   | 4  | 0.5873   | 97                                       | 0.0755   | 11  | 0.0211   | 4   | 470      | 15                                       | 469      | 6  | 469      | 7   | 422      | 8         | 0.26  |
| 19           | DJ46 21                                   | 0.0565   | 28                                       | 0.5938   | 508                                      | 0.0762   | 34  | 0.0220   | 21  | 473      | 104                                      | 473      | 32                                       | 473      | 20  | 441      | 42        | -0.01 |
| 20           | DJ46 22                                   | 0.0557   | 8  | 0.5442   | 162                                      | 0.0709   | 14  | 0.0205   | 8   | 441      | 33                                       | 441      | 11                                       | 441      | 8   | 411      | 15        | -0.1  |
| 21           | DJ46 23                                   | 0.0567   | 29                                       | 0.6136   | 536                                      | 0.0785   | 36  | 0.0279   | 34  | 481      | 99                                       | 486      | 34                                       | 487      | 21  | 556      | 66        | -1.26 |
| 22           | DJ46 24                                   | 0.0560   | 10                                       | 0.5577   | 187                                      | 0.0722   | 15  | 0.0210   | 11  | 454      | 38                                       | 450      | 12                                       | 449      | 9   | 420      | 22        | 1.07  |
| 23           | DJ46 25                                   | 0.0566   | 11                                       | 0.5980   | 217                                      | 0.0767   | 17  | 0.0247   | 13  | 476      | 43                                       | 476      | 14                                       | 476      | 10  | 493      | 25        | -0.1  |
| 24           | DJ46 26                                   | 0.0561   | 9  | 0.5687   | 179                                      | 0.0735   | 15  | 0.0228   | 11  | 456      | 34                                       | 457      | 12                                       | 457      | 9   | 455      | 22        | -0.23 |
| 25           | DJ46 27                                   | 0.0562   | 11                                       | 0.5676   | 206                                      | 0.0732   | 16  | 0.0205   | 10  | 461      | 41                                       | 456      | 13                                       | 456      | 10  | 410      | 19        | 1.34  |
| 26           | DJ46 28                                   | 0.0565   | 13                                       | 0.5614   | 231                                      | 0.0722   | 17  | 0.0220   | 14  | 470      | 49                                       | 452      | 15                                       | 449      | 10  | 441      | 28        | 4.65  |
| 27           | DJ46 29                                   | 0.0567   | 14                                       | 0.6022   | 274                                      | 0.0771   | 20  | 0.0229   | 15  | 479      | 51                                       | 479      | 17                                       | 479      | 12  | 457      | 29        | 0.13  |
| 28           | DJ46 30                                   | 0.0564   | 10                                       | 0.5871   | 202                                      | 0.0755   | 16  | 0.0223   | 14  | 469      | 40                                       | 469      | 13                                       | 469      | 9   | 446      | 27        | -0.01 |
| 29           | DJ46 31                                   | 0.0567   | 17                                       | 0.5858   | 311                                      | 0.0749   | 22  | 0.0229   | 20  | 481      | 59                                       | 468      | 20                                       | 466      | 13  | 457      | 39        | 3.23  |
| 30           | DJ46 32                                   | 0.0566   | 17                                       | 0.5907   | 309                                      | 0.0758   | 22  | 0.0201   | 16  | 475      | 68                                       | 471      | 20                                       | 471      | 13  | 402      | 32        | 0.93  |

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          |   |          | Age (Ma)                                 |          |  |          |   |          | Disc* (%) |       |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|-----------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |           |       |
| 31           | DJ46 33                                   | 0.0560   | 11                                       | 0.5547   | 204                                      | 0.0719   | 16  | 0.0201   | 8   | 450      | 44                                       | 448      | 13                                       | 448      | 10  | 403      | 17        | 0.63  |
| 32           | DJ46 34                                   | 0.0561   | 5  | 0.5675   | 118                                      | 0.0733   | 12  | 0.0221   | 6   | 458      | 19                                       | 456      | 8  | 456      | 7   | 442      | 12        | 0.3   |
| 33           | DJ46 35                                   | 0.0563   | 9  | 0.5749   | 177                                      | 0.0741   | 15  | 0.0209   | 9   | 464      | 35                                       | 461      | 11                                       | 461      | 9   | 418      | 19        | 0.72  |
| 34           | DJ46 36                                   | 0.0559   | 11                                       | 0.5552   | 199                                      | 0.0721   | 15  | 0.0208   | 13  | 447      | 43                                       | 448      | 13                                       | 449      | 9   | 416      | 25        | -0.34 |
| 35           | DJ46 37                                   | 0.0572   | 23                                       | 0.6320   | 439                                      | 0.0802   | 30  | 0.0260   | 20  | 498      | 86                                       | 497      | 27                                       | 497      | 18  | 519      | 39        | 0.19  |
| 36           | DJ46 38                                   | 0.0562   | 17                                       | 0.5716   | 303                                      | 0.0738   | 22  | 0.0204   | 15  | 459      | 66                                       | 459      | 20                                       | 459      | 13  | 407      | 30        | 0.11  |
| 37           | DJ46 39                                   | 0.0564   | 14                                       | 0.5860   | 259                                      | 0.0753   | 19  | 0.0232   | 18  | 469      | 52                                       | 468      | 17                                       | 468      | 11  | 464      | 35        | 0.27  |
| 38           | DJ46 40                                   | 0.0559   | 12                                       | 0.5599   | 225                                      | 0.0726   | 17  | 0.0219   | 13  | 449      | 46                                       | 451      | 15                                       | 452      | 10  | 438      | 26        | -0.73 |
| 39           | DJ46 41                                   | 0.0562   | 10                                       | 0.5730   | 192                                      | 0.0739   | 15  | 0.0210   | 12  | 461      | 39                                       | 460      | 12                                       | 460      | 9   | 420      | 24        | 0.3   |
| 40           | DJ46 42                                   | 0.0568   | 10                                       | 0.6090   | 203                                      | 0.0778   | 16  | 0.0232   | 12  | 484      | 37                                       | 483      | 13                                       | 483      | 10  | 463      | 24        | 0.32  |
| 41           | DJ46 43                                   | 0.0563   | 6  | 0.5806   | 136                                      | 0.0748   | 13  | 0.0229   | 8   | 464      | 25                                       | 465      | 9  | 465      | 8   | 457      | 16        | -0.16 |
| 42           | DJ46 44                                   | 0.0561   | 15                                       | 0.5699   | 277                                      | 0.0736   | 20  | 0.0251   | 16  | 458      | 61                                       | 458      | 18                                       | 458      | 12  | 500      | 32        | -0.11 |
| 43           | DJ46 45                                   | 0.0563   | 8  | 0.5799   | 157                                      | 0.0747   | 14  | 0.0243   | 10  | 465      | 31                                       | 464      | 10                                       | 464      | 8   | 485      | 20        | 0.27  |
| 44           | DJ46 46                                   | 0.0563   | 12                                       | 0.5772   | 223                                      | 0.0744   | 17  | 0.0219   | 14  | 462      | 46                                       | 463      | 14                                       | 463      | 10  | 438      | 28        | -0.11 |
| 45           | DJ46 47                                   | 0.0563   | 12                                       | 0.5788   | 220                                      | 0.0746   | 17  | 0.0213   | 12  | 463      | 46                                       | 464      | 14                                       | 464      | 10  | 426      | 23        | -0.06 |
| 46           | DJ46 48                                   | 0.0563   | 13                                       | 0.5745   | 241                                      | 0.0740   | 18  | 0.0219   | 13  | 463      | 50                                       | 461      | 16                                       | 460      | 11  | 438      | 26        | 0.57  |
| 47           | DJ46 50                                   | 0.0563   | 10                                       | 0.5816   | 202                                      | 0.0749   | 16  | 0.0233   | 12  | 466      | 42                                       | 465      | 13                                       | 465      | 9   | 465      | 23        | 0.09  |
| 48           | DJ46 51                                   | 0.0565   | 6  | 0.5935   | 128                                      | 0.0761   | 13  | 0.0221   | 5   | 473      | 23                                       | 473      | 8  | 473      | 7   | 441      | 10        | 0.03  |
| 49           | DJ46 52                                   | 0.0562   | 6  | 0.5707   | 135                                      | 0.0737   | 13  | 0.0212   | 9   | 458      | 25                                       | 458      | 9  | 459      | 8   | 423      | 18        | -0.05 |
| 50           | DJ46 53                                   | 0.0563   | 26                                       | 0.5803   | 458                                      | 0.0748   | 31  | 0.0240   | 30  | 463      | 87                                       | 465      | 29                                       | 465      | 18  | 479      | 60        | -0.43 |
| 51           | DJ46 54                                   | 0.0562   | 11                                       | 0.5696   | 208                                      | 0.0735   | 16  | 0.0203   | 11  | 462      | 44                                       | 458      | 13                                       | 457      | 10  | 407      | 22        | 1.1   |
| 52           | DJ46 55                                   | 0.0567   | 15                                       | 0.6057   | 286                                      | 0.0775   | 21  | 0.0219   | 14  | 479      | 64                                       | 481      | 18                                       | 481      | 12  | 438      | 28        | -0.45 |
| 53           | DJ46 56                                   | 0.0572   | 22                                       | 0.6352   | 415                                      | 0.0806   | 27  | 0.0224   | 25  | 498      | 80                                       | 499      | 26                                       | 500      | 16  | 449      | 49        | -0.41 |
| 54           | DJ46 57                                   | 0.0566   | 13                                       | 0.5990   | 255                                      | 0.0767   | 19  | 0.0216   | 12  | 477      | 50                                       | 477      | 16                                       | 476      | 11  | 431      | 23        | 0.15  |
| 55           | DJ46 58                                   | 0.0566   | 10                                       | 0.5986   | 195                                      | 0.0767   | 16  | 0.0218   | 10  | 475      | 38                                       | 476      | 12                                       | 477      | 9   | 435      | 20        | -0.3  |
| 56           | DJ46 59                                   | 0.0564   | 10                                       | 0.5801   | 203                                      | 0.0746   | 16  | 0.0213   | 9   | 469      | 44                                       | 465      | 13                                       | 464      | 10  | 426      | 17        | 1.07  |
| 57           | DJ46 60                                   | 0.0562   | 5  | 0.5749   | 105                                      | 0.0742   | 11  | 0.0210   | 7   | 461      | 18                                       | 461      | 7  | 461      | 7   | 420      | 14        | -0.13 |
| 58           | DJ46 61                                   | 0.0565   | 6  | 0.5918   | 133                                      | 0.0759   | 13  | 0.0219   | 8   | 473      | 24                                       | 472      | 8  | 472      | 8   | 437      | 16        | 0.33  |
| 59           | DJ46 62                                   | 0.0558   | 29                                       | 0.5649   | 498                                      | 0.0734   | 33  | 0.0253   | 44  | 444      | 112                                      | 455      | 32                                       | 457      | 20  | 506      | 86        | -2.99 |
| 60           | DJ46 63                                   | 0.0562   | 8  | 0.5769   | 161                                      | 0.0744   | 14  | 0.0213   | 10  | 462      | 31                                       | 462      | 10                                       | 462      | 8   | 426      | 20        | -0.16 |
| 61           | DJ46 64                                   | 0.0561   | 11                                       | 0.5685   | 213                                      | 0.0735   | 16  | 0.0230   | 15  | 455      | 46                                       | 457      | 14                                       | 457      | 10  | 459      | 30        | -0.53 |

| Analysis No.       | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |      |
|--------------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|------|
|                    | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |      |
| <b>DJ83 (n=51)</b> |   |             |  |             |  |             |   |             |   |             |  |             |  |             |   |             |              |      |
| 1                  | DJ83 02                                   | 0.0557      | 23                                       | 0.5412      | 400                                      | 0.0704      | 28  | 0.0173      | 19  | 442         | 92                                       | 439         | 26                                       | 439         | 17  | 346         | 38           | 0.7  |
| 2                  | DJ83 03                                   | 0.0554      | 19                                       | 0.5300      | 323                                      | 0.0694      | 24  | 0.0164      | 16  | 427         | 76                                       | 432         | 21                                       | 432         | 14  | 330         | 31           | -1.3 |
| 3                  | DJ83 04                                   | 0.0562      | 5  | 0.5772      | 90                                       | 0.0744      | 15  | 0.0209      | 4   | 462         | 20                                       | 463         | 6  | 463         | 9   | 418         | 9            | -0.2 |
| 4                  | DJ83 05                                   | 0.0554      | 10                                       | 0.5245      | 202                                      | 0.0687      | 19  | 0.0177      | 8   | 427         | 39                                       | 428         | 13                                       | 428         | 11  | 354         | 16           | -0.4 |
| 5                  | DJ83 06                                   | 0.0558      | 6  | 0.5504      | 69                                       | 0.0715      | 14  | 0.0188      | 3   | 445         | 24                                       | 445         | 5  | 445         | 9   | 375         | 6            | 0.0  |
| 6                  | DJ83 07                                   | 0.0561      | 9  | 0.5642      | 201                                      | 0.0729      | 19  | 0.0185      | 9   | 456         | 35                                       | 454         | 13                                       | 454         | 11  | 370         | 17           | 0.6  |
| 7                  | DJ83 08                                   | 0.0554      | 8  | 0.5254      | 159                                      | 0.0687      | 17  | 0.0182      | 7   | 429         | 32                                       | 429         | 11                                       | 428         | 10  | 365         | 14           | 0.0  |
| 8                  | DJ83 09                                   | 0.0558      | 17                                       | 0.5664      | 320                                      | 0.0735      | 24  | 0.0293      | 21  | 446         | 68                                       | 456         | 21                                       | 457         | 14  | 584         | 42           | -2.7 |
| 9                  | DJ83 10                                   | 0.0561      | 10                                       | 0.5652      | 200                                      | 0.0731      | 18  | 0.0200      | 9   | 456         | 41                                       | 455         | 13                                       | 455         | 11  | 400         | 18           | 0.2  |
| 10                 | DJ83 11                                   | 0.0558      | 7  | 0.5506      | 153                                      | 0.0715      | 17  | 0.0199      | 7   | 445         | 26                                       | 445         | 10                                       | 445         | 10  | 399         | 15           | -0.2 |
| 11                 | DJ83 12                                   | 0.0550      | 6  | 0.5054      | 116                                      | 0.0666      | 15  | 0.0186      | 5   | 411         | 22                                       | 415         | 8  | 416         | 9   | 372         | 10           | -1.3 |
| 12                 | DJ83 13                                   | 0.0560      | 9  | 0.5590      | 199                                      | 0.0724      | 19  | 0.0204      | 10  | 451         | 37                                       | 451         | 13                                       | 451         | 11  | 409         | 20           | 0.1  |
| 13                 | DJ83 14                                   | 0.0556      | 7  | 0.5371      | 143                                      | 0.0700      | 16  | 0.0192      | 7   | 437         | 23                                       | 437         | 9  | 436         | 10  | 385         | 14           | 0.1  |
| 14                 | DJ83 15                                   | 0.0559      | 6  | 0.5571      | 135                                      | 0.0723      | 16  | 0.0212      | 7   | 448         | 22                                       | 450         | 9  | 450         | 10  | 423         | 14           | -0.5 |
| 15                 | DJ83 16                                   | 0.0554      | 14                                       | 0.5214      | 248                                      | 0.0683      | 20  | 0.0200      | 12  | 427         | 56                                       | 426         | 17                                       | 426         | 12  | 399         | 24           | 0.2  |
| 16                 | DJ83 17                                   | 0.0564      | 14                                       | 0.5911      | 290                                      | 0.0759      | 23  | 0.0283      | 19  | 470         | 55                                       | 472         | 19                                       | 472         | 14  | 564         | 38           | -0.5 |
| 17                 | DJ83 18                                   | 0.0556      | 6  | 0.5364      | 139                                      | 0.0699      | 16  | 0.0198      | 7   | 436         | 27                                       | 436         | 9  | 436         | 10  | 395         | 14           | -0.1 |
| 18                 | DJ83 19                                   | 0.0558      | 13                                       | 0.5473      | 246                                      | 0.0711      | 21  | 0.0220      | 14  | 443         | 51                                       | 443         | 16                                       | 443         | 12  | 439         | 28           | -0.1 |
| 19                 | DJ83 20                                   | 0.0558      | 18                                       | 0.5537      | 331                                      | 0.0719      | 25  | 0.0278      | 20  | 444         | 75                                       | 447         | 22                                       | 448         | 15  | 554         | 39           | -0.9 |
| 20                 | DJ83 21                                   | 0.0557      | 6  | 0.5433      | 120                                      | 0.0707      | 15  | 0.0209      | 7   | 442         | 23                                       | 441         | 8  | 440         | 9   | 417         | 14           | 0.3  |
| 21                 | DJ83 22                                   | 0.0556      | 10                                       | 0.5289      | 197                                      | 0.0690      | 18  | 0.0229      | 12  | 436         | 41                                       | 431         | 13                                       | 430         | 11  | 457         | 23           | 1.4  |
| 22                 | DJ83 23                                   | 0.0557      | 10                                       | 0.5378      | 206                                      | 0.0700      | 19  | 0.0229      | 12  | 439         | 42                                       | 437         | 14                                       | 436         | 11  | 458         | 23           | 0.5  |
| 23                 | DJ83 24                                   | 0.0557      | 6  | 0.5416      | 125                                      | 0.0705      | 16  | 0.0194      | 7   | 441         | 24                                       | 439         | 8  | 439         | 9   | 389         | 13           | 0.5  |
| 24                 | DJ83 25                                   | 0.0563      | 14                                       | 0.5753      | 281                                      | 0.0740      | 22  | 0.0220      | 18  | 465         | 59                                       | 461         | 18                                       | 460         | 13  | 441         | 36           | 1.0  |
| 25                 | DJ83 26                                   | 0.0555      | 6  | 0.5326      | 138                                      | 0.0695      | 16  | 0.0197      | 6   | 433         | 25                                       | 434         | 9  | 433         | 10  | 393         | 12           | -0.1 |
| 26                 | DJ83 27                                   | 0.0559      | 8  | 0.5567      | 178                                      | 0.0722      | 18  | 0.0201      | 8   | 448         | 35                                       | 449         | 12                                       | 449         | 11  | 402         | 16           | -0.3 |
| 27                 | DJ83 28                                   | 0.0558      | 6  | 0.5460      | 121                                      | 0.0710      | 15  | 0.0249      | 8   | 442         | 23                                       | 442         | 8  | 442         | 9   | 497         | 16           | 0.0  |
| 28                 | DJ83 29                                   | 0.0561      | 15                                       | 0.5594      | 292                                      | 0.0723      | 23  | 0.0226      | 18  | 454         | 60                                       | 451         | 19                                       | 450         | 14  | 452         | 35           | 0.9  |
| 29                 | DJ83 30                                   | 0.0558      | 5  | 0.5492      | 118                                      | 0.0713      | 15  | 0.0197      | 5   | 444         | 20                                       | 444         | 8  | 444         | 9   | 394         | 9            | -0.1 |
| 30                 | DJ83 31                                   | 0.0563      | 6  | 0.5789      | 142                                      | 0.0746      | 17  | 0.0210      | 7   | 463         | 25                                       | 464         | 9  | 464         | 10  | 419         | 15           | -0.1 |
| 31                 | DJ83 32                                   | 0.0562      | 11                                       | 0.5743      | 220                                      | 0.0741      | 19  | 0.0217      | 11  | 460         | 46                                       | 461         | 14                                       | 461         | 12  | 434         | 23           | -0.1 |
| 32                 | DJ83 33                                   | 0.0563      | 9  | 0.5738      | 197                                      | 0.0739      | 19  | 0.0219      | 12  | 463         | 37                                       | 460         | 13                                       | 460         | 11  | 438         | 24           | 0.6  |

| Analysis No. | Ratios                      |             |                            |             |                            |             |                             |             |                             |             | Age (Ma)                   |             |                            |             |                             |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 33           | DJ83 34                     | 0.0559      | 22                         | 0.5566      | 404                        | 0.0721      | 30                          | 0.0242      | 21                          | 450         | 90                         | 449         | 26                         | 449         | 18                          | 483         | 42           | 0.1   |
| 34           | DJ83 35                     | 0.0555      | 6                          | 0.5283      | 125                        | 0.0690      | 15                          | 0.0200      | 6                           | 432         | 23                         | 431         | 8                          | 430         | 9                           | 399         | 11           | 0.4   |
| 35           | DJ83 36                     | 0.0558      | 6                          | 0.5470      | 135                        | 0.0711      | 16                          | 0.0206      | 7                           | 442         | 24                         | 443         | 9                          | 443         | 10                          | 412         | 15           | -0.2  |
| 36           | DJ83 37                     | 0.0558      | 6                          | 0.5497      | 145                        | 0.0714      | 16                          | 0.0212      | 8                           | 444         | 26                         | 445         | 9                          | 445         | 10                          | 424         | 16           | -0.1  |
| 37           | DJ83 38                     | 0.0557      | 13                         | 0.5420      | 246                        | 0.0705      | 20                          | 0.0218      | 14                          | 440         | 49                         | 440         | 16                         | 439         | 12                          | 437         | 27           | 0.0   |
| 38           | DJ83 39                     | 0.0564      | 26                         | 0.5863      | 477                        | 0.0753      | 34                          | 0.0331      | 37                          | 469         | 97                         | 469         | 31                         | 468         | 20                          | 658         | 72           | 0.2   |
| 39           | DJ83 40                     | 0.0558      | 22                         | 0.5537      | 393                        | 0.0719      | 29                          | 0.0279      | 27                          | 446         | 87                         | 447         | 26                         | 447         | 17                          | 556         | 53           | -0.5  |
| 40           | DJ83 41                     | 0.0566      | 10                         | 0.5959      | 222                        | 0.0763      | 20                          | 0.0215      | 14                          | 477         | 40                         | 475         | 14                         | 474         | 12                          | 430         | 27           | 0.6   |
| 41           | DJ83 42                     | 0.1159      | 13                         | 5.4728      | 648                        | 0.3421      | 69                          | 0.0941      | 19                          | 1894        | 19                         | 1896        | 10                         | 1897        | 33                          | 1818        | 35           | -0.2  |
| 42           | DJ83 43                     | 0.0564      | 7                          | 0.5825      | 161                        | 0.0749      | 17                          | 0.0233      | 9                           | 468         | 28                         | 466         | 10                         | 465         | 10                          | 465         | 18           | 0.5   |
| 43           | DJ83 44                     | 0.0549      | 5                          | 0.4932      | 83                         | 0.0651      | 13                          | 0.0180      | 3                           | 407         | 20                         | 407         | 6                          | 407         | 8                           | 361         | 7            | -0.1  |
| 44           | DJ83 45                     | 0.0563      | 6                          | 0.5782      | 141                        | 0.0744      | 17                          | 0.0254      | 9                           | 464         | 23                         | 463         | 9                          | 463         | 10                          | 507         | 18           | 0.1   |
| 45           | DJ83 46                     | 0.0563      | 6                          | 0.5785      | 143                        | 0.0745      | 17                          | 0.0255      | 10                          | 465         | 21                         | 463         | 9                          | 463         | 10                          | 508         | 20           | 0.3   |
| 46           | DJ83 47                     | 0.0565      | 12                         | 0.5923      | 249                        | 0.0760      | 21                          | 0.0221      | 16                          | 472         | 49                         | 472         | 16                         | 472         | 13                          | 443         | 31           | 0.0   |
| 47           | DJ83 48                     | 0.0553      | 6                          | 0.5196      | 133                        | 0.0681      | 15                          | 0.0219      | 8                           | 423         | 24                         | 425         | 9                          | 425         | 9                           | 437         | 15           | -0.6  |
| 48           | DJ83 49                     | 0.0547      | 5                          | 0.4800      | 64                         | 0.0636      | 13                          | 0.0185      | 3                           | 398         | 21                         | 398         | 4                          | 398         | 8                           | 370         | 6            | 0.1   |
| 49           | DJ83 50                     | 0.0557      | 10                         | 0.5444      | 210                        | 0.0708      | 19                          | 0.0237      | 11                          | 441         | 44                         | 441         | 14                         | 441         | 11                          | 473         | 21           | -0.1  |
| 50           | DJ83 51                     | 0.0559      | 10                         | 0.5533      | 202                        | 0.0718      | 19                          | 0.0198      | 11                          | 448         | 39                         | 447         | 13                         | 447         | 11                          | 396         | 21           | 0.2   |
| 51           | DJ83 52                     | 0.0557      | 6                          | 0.5383      | 126                        | 0.0701      | 16                          | 0.0221      | 8                           | 439         | 21                         | 437         | 8                          | 437         | 9                           | 441         | 15           | 0.4   |
| DJ87 (n=57)  |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |              |       |
| 1            | DJ87 02                     | 0.0581      | 18                         | 0.6671      | 383                        | 0.0832      | 27                          | 0.0400      | 39                          | 535         | 66                         | 519         | 23                         | 515         | 16                          | 793         | 77           | 3.75  |
| 2            | DJ87 04                     | 0.0561      | 4                          | 0.5698      | 81                         | 0.0736      | 13                          | 0.0220      | 5                           | 458         | 16                         | 458         | 5                          | 458         | 8                           | 440         | 10           | -0.1  |
| 3            | DJ87 05                     | 0.0563      | 8                          | 0.5789      | 176                        | 0.0746      | 16                          | 0.0217      | 9                           | 463         | 33                         | 464         | 11                         | 464         | 10                          | 433         | 18           | -0.08 |
| 4            | DJ87 06                     | 0.0571      | 4                          | 0.6302      | 91                         | 0.0800      | 14                          | 0.0254      | 5                           | 496         | 16                         | 496         | 6                          | 496         | 8                           | 507         | 10           | -0.01 |
| 5            | DJ87 07                     | 0.0566      | 5                          | 0.5953      | 128                        | 0.0763      | 14                          | 0.0240      | 9                           | 475         | 22                         | 474         | 8                          | 474         | 9                           | 479         | 17           | 0.25  |
| 6            | DJ87 08                     | 0.0564      | 9                          | 0.5787      | 188                        | 0.0745      | 17                          | 0.0232      | 12                          | 467         | 36                         | 464         | 12                         | 463         | 10                          | 464         | 24           | 0.79  |
| 7            | DJ87 09                     | 0.0565      | 5                          | 0.5860      | 116                        | 0.0753      | 14                          | 0.0233      | 6                           | 471         | 20                         | 468         | 7                          | 468         | 8                           | 465         | 11           | 0.59  |
| 8            | DJ87 10                     | 0.0561      | 4                          | 0.5658      | 86                         | 0.0732      | 13                          | 0.0228      | 5                           | 456         | 17                         | 455         | 6                          | 455         | 8                           | 456         | 10           | 0.07  |
| 9            | DJ87 11                     | 0.0559      | 4                          | 0.5539      | 95                         | 0.0719      | 13                          | 0.0222      | 6                           | 449         | 17                         | 448         | 6                          | 447         | 8                           | 444         | 12           | 0.34  |
| 10           | DJ87 12                     | 0.0560      | 4                          | 0.5595      | 98                         | 0.0725      | 13                          | 0.0215      | 6                           | 450         | 17                         | 451         | 6                          | 451         | 8                           | 430         | 11           | -0.22 |
| 11           | DJ87 13                     | 0.0560      | 6                          | 0.5561      | 129                        | 0.0720      | 14                          | 0.0236      | 9                           | 453         | 23                         | 449         | 8                          | 448         | 8                           | 470         | 19           | 1.04  |
| 12           | DJ87 14                     | 0.0565      | 6                          | 0.5861      | 141                        | 0.0753      | 15                          | 0.0197      | 7                           | 471         | 20                         | 468         | 9                          | 468         | 9                           | 393         | 14           | 0.77  |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 13           | DJ87 15                                   | 0.0561      | 5  | 0.5663      | 123                                      | 0.0732      | 14  | 0.0230      | 8   | 456         | 22                                       | 456         | 8  | 456         | 8   | 460         | 15           | -0.01 |
| 14           | DJ87 16                                   | 0.0561      | 6  | 0.5663      | 134                                      | 0.0732      | 14  | 0.0208      | 9   | 458         | 22                                       | 456         | 9  | 455         | 9   | 417         | 17           | 0.51  |
| 15           | DJ87 17                                   | 0.0567      | 6  | 0.5980      | 147                                      | 0.0765      | 15  | 0.0239      | 9   | 480         | 24                                       | 476         | 9  | 475         | 9   | 478         | 17           | 1.13  |
| 16           | DJ87 18                                   | 0.0561      | 5  | 0.5663      | 101                                      | 0.0732      | 13  | 0.0222      | 7   | 457         | 20                                       | 456         | 7  | 455         | 8   | 445         | 13           | 0.3   |
| 17           | DJ87 19                                   | 0.0558      | 7  | 0.5431      | 154                                      | 0.0707      | 15  | 0.0200      | 8   | 443         | 30                                       | 440         | 10                                       | 440         | 9   | 400         | 15           | 0.66  |
| 18           | DJ87 20                                   | 0.0571      | 7  | 0.6268      | 161                                      | 0.0797      | 16  | 0.0236      | 9   | 494         | 23                                       | 494         | 10                                       | 494         | 10  | 471         | 17           | 0.04  |
| 19           | DJ87 21                                   | 0.0566      | 5  | 0.6003      | 124                                      | 0.0769      | 14  | 0.0234      | 8   | 477         | 20                                       | 477         | 8  | 478         | 9   | 468         | 16           | -0.07 |
| 20           | DJ87 22                                   | 0.0566      | 7  | 0.5948      | 163                                      | 0.0762      | 16  | 0.0228      | 10  | 476         | 28                                       | 474         | 10                                       | 474         | 9   | 456         | 19           | 0.54  |
| 21           | DJ87 23                                   | 0.0570      | 6  | 0.6207      | 136                                      | 0.0790      | 15  | 0.0237      | 8   | 492         | 23                                       | 490         | 9  | 490         | 9   | 474         | 16           | 0.41  |
| 22           | DJ87 24                                   | 0.0566      | 10                                       | 0.5931      | 218                                      | 0.0761      | 18  | 0.0203      | 11  | 475         | 42                                       | 473         | 14                                       | 473         | 11  | 405         | 23           | 0.62  |
| 23           | DJ87 25                                   | 0.0567      | 4  | 0.6028      | 80                                       | 0.0771      | 13  | 0.0220      | 3   | 481         | 17                                       | 479         | 5  | 479         | 8   | 440         | 7            | 0.43  |
| 24           | DJ87 26                                   | 0.0563      | 7  | 0.5780      | 160                                      | 0.0744      | 16  | 0.0206      | 10  | 465         | 28                                       | 463         | 10                                       | 463         | 9   | 412         | 19           | 0.49  |
| 25           | DJ87 27                                   | 0.0566      | 11                                       | 0.5937      | 232                                      | 0.0761      | 19  | 0.0219      | 11  | 474         | 43                                       | 473         | 15                                       | 473         | 11  | 438         | 22           | 0.32  |
| 26           | DJ87 28                                   | 0.0567      | 5  | 0.6019      | 114                                      | 0.0770      | 14  | 0.0212      | 6   | 479         | 19                                       | 478         | 7  | 478         | 8   | 424         | 12           | 0.28  |
| 27           | DJ87 29                                   | 0.0557      | 6  | 0.5433      | 129                                      | 0.0708      | 14  | 0.0217      | 9   | 438         | 22                                       | 441         | 8  | 441         | 8   | 434         | 17           | -0.61 |
| 28           | DJ87 30                                   | 0.0556      | 5  | 0.5373      | 105                                      | 0.0701      | 13  | 0.0204      | 5   | 436         | 19                                       | 437         | 7  | 437         | 8   | 408         | 9            | -0.28 |
| 29           | DJ87 31                                   | 0.0561      | 5  | 0.5654      | 121                                      | 0.0731      | 14  | 0.0218      | 7   | 456         | 22                                       | 455         | 8  | 455         | 8   | 436         | 14           | 0.35  |
| 30           | DJ87 32                                   | 0.0562      | 5  | 0.5752      | 105                                      | 0.0742      | 13  | 0.0234      | 6   | 461         | 18                                       | 461         | 7  | 461         | 8   | 468         | 11           | -0.08 |
| 31           | DJ87 33                                   | 0.0572      | 5  | 0.6351      | 117                                      | 0.0805      | 15  | 0.0228      | 6   | 499         | 18                                       | 499         | 7  | 499         | 9   | 455         | 12           | -0.01 |
| 32           | DJ87 34                                   | 0.0563      | 5  | 0.5812      | 108                                      | 0.0748      | 14  | 0.0197      | 7   | 465         | 20                                       | 465         | 7  | 465         | 8   | 394         | 13           | 0.05  |
| 33           | DJ87 35                                   | 0.0564      | 5  | 0.5864      | 110                                      | 0.0754      | 14  | 0.0230      | 7   | 469         | 20                                       | 469         | 7  | 468         | 8   | 459         | 13           | 0.1   |
| 34           | DJ87 36                                   | 0.0569      | 8  | 0.6163      | 176                                      | 0.0786      | 17  | 0.0236      | 10  | 488         | 29                                       | 488         | 11                                       | 488         | 10  | 471         | 19           | 0.04  |
| 35           | DJ87 37                                   | 0.0566      | 16                                       | 0.6009      | 320                                      | 0.0770      | 24  | 0.0233      | 21  | 476         | 67                                       | 478         | 20                                       | 478         | 14  | 466         | 42           | -0.59 |
| 36           | DJ87 38                                   | 0.0560      | 6  | 0.5594      | 127                                      | 0.0725      | 14  | 0.0228      | 9   | 452         | 22                                       | 451         | 8  | 451         | 8   | 455         | 17           | 0.23  |
| 37           | DJ87 39                                   | 0.0566      | 11                                       | 0.5939      | 227                                      | 0.0761      | 19  | 0.0224      | 14  | 476         | 45                                       | 473         | 14                                       | 473         | 11  | 447         | 27           | 0.59  |
| 38           | DJ87 40                                   | 0.0571      | 6  | 0.6220      | 143                                      | 0.0791      | 15  | 0.0248      | 10  | 494         | 23                                       | 491         | 9  | 491         | 9   | 496         | 19           | 0.71  |
| 39           | DJ87 41                                   | 0.0567      | 6  | 0.6045      | 152                                      | 0.0774      | 16  | 0.0260      | 9   | 479         | 23                                       | 480         | 10                                       | 480         | 9   | 520         | 19           | -0.26 |
| 40           | DJ87 42                                   | 0.0561      | 6  | 0.5658      | 144                                      | 0.0731      | 15  | 0.0239      | 10  | 457         | 25                                       | 455         | 9  | 455         | 9   | 477         | 20           | 0.39  |
| 41           | DJ87 43                                   | 0.0573      | 7  | 0.6356      | 175                                      | 0.0805      | 17  | 0.0237      | 10  | 502         | 26                                       | 500         | 11                                       | 499         | 10  | 472         | 19           | 0.6   |
| 42           | DJ87 44                                   | 0.0563      | 4  | 0.5777      | 96                                       | 0.0745      | 13  | 0.0212      | 6   | 463         | 18                                       | 463         | 6  | 463         | 8   | 423         | 11           | 0.12  |
| 43           | DJ87 45                                   | 0.0572      | 4  | 0.6376      | 91                                       | 0.0808      | 14  | 0.0269      | 6   | 500         | 17                                       | 501         | 6  | 501         | 8   | 537         | 12           | -0.19 |
| 44           | DJ87 46                                   | 0.0568      | 5  | 0.6138      | 121                                      | 0.0784      | 15  | 0.0253      | 8   | 484         | 19                                       | 486         | 8  | 486         | 9   | 505         | 17           | -0.56 |
| 45           | DJ87 47                                   | 0.0568      | 7  | 0.6085      | 164                                      | 0.0778      | 16  | 0.0242      | 11  | 482         | 27                                       | 483         | 10                                       | 483         | 10  | 484         | 21           | -0.2  |

| Analysis No.       | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|                    | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 46                 | DJ87 48                                   | 0.0570      | 13                                       | 0.6240      | 280                                      | 0.0794      | 22  | 0.0328      | 16  | 490         | 53                                       | 492         | 18                                       | 493         | 13  | 652         | 32           | -0.51 |
| 47                 | DJ87 49                                   | 0.0565      | 6  | 0.5884      | 132                                      | 0.0756      | 15  | 0.0208      | 7   | 471         | 22                                       | 470         | 8  | 470         | 9   | 416         | 14           | 0.38  |
| 48                 | DJ87 50                                   | 0.0573      | 9  | 0.6447      | 201                                      | 0.0816      | 18  | 0.0258      | 12  | 503         | 32                                       | 505         | 12                                       | 506         | 11  | 514         | 23           | -0.63 |
| 49                 | DJ87 51                                   | 0.0563      | 5  | 0.5782      | 115                                      | 0.0745      | 14  | 0.0230      | 7   | 463         | 20                                       | 463         | 7  | 463         | 8   | 460         | 13           | 0.04  |
| 50                 | DJ87 52                                   | 0.0565      | 7  | 0.5904      | 152                                      | 0.0758      | 15  | 0.0227      | 9   | 471         | 26                                       | 471         | 10                                       | 471         | 9   | 454         | 18           | -0.16 |
| 51                 | DJ87 53                                   | 0.0570      | 5  | 0.6206      | 117                                      | 0.0790      | 14  | 0.0235      | 7   | 490         | 19                                       | 490         | 7  | 490         | 9   | 470         | 14           | -0.05 |
| 52                 | DJ87 54                                   | 0.0570      | 5  | 0.6256      | 135                                      | 0.0795      | 15  | 0.0258      | 8   | 493         | 20                                       | 493         | 8  | 493         | 9   | 514         | 17           | -0.06 |
| 53                 | DJ87 55                                   | 0.0571      | 5  | 0.6271      | 108                                      | 0.0796      | 14  | 0.0253      | 7   | 496         | 18                                       | 494         | 7  | 494         | 9   | 504         | 13           | 0.49  |
| 54                 | DJ87 56                                   | 0.0580      | 10                                       | 0.6737      | 243                                      | 0.0843      | 20  | 0.0242      | 17  | 529         | 37                                       | 523         | 15                                       | 522         | 12  | 483         | 33           | 1.47  |
| 55                 | DJ87 57                                   | 0.0568      | 4  | 0.6081      | 89                                       | 0.0777      | 13  | 0.0227      | 5   | 482         | 17                                       | 482         | 6  | 482         | 8   | 453         | 10           | -0.03 |
| 56                 | DJ87 58                                   | 0.0569      | 8  | 0.6189      | 189                                      | 0.0789      | 17  | 0.0257      | 11  | 487         | 30                                       | 489         | 12                                       | 490         | 10  | 512         | 21           | -0.58 |
| 57                 | DJ87 59                                   | 0.0564      | 4  | 0.5872      | 90                                       | 0.0755      | 13  | 0.0226      | 5   | 469         | 17                                       | 469         | 6  | 469         | 8   | 452         | 9            | 0.06  |
| <b>DJ89 (n=60)</b> |   |             |  |             |  |             |   |             |   |             |  |             |  |             |   |             |              |       |
| 1                  | DJ89 01                                   | 0.0565      | 5  | 0.5909      | 109                                      | 0.0758      | 12  | 0.0206      | 6   | 473         | 19                                       | 471         | 7  | 471         | 7   | 412         | 12           | 0.38  |
| 2                  | DJ89 02                                   | 0.0568      | 5  | 0.6050      | 115                                      | 0.0773      | 12  | 0.0246      | 8   | 482         | 20                                       | 480         | 7  | 480         | 7   | 491         | 15           | 0.37  |
| 3                  | DJ89 03                                   | 0.0563      | 5  | 0.5812      | 116                                      | 0.0748      | 12  | 0.0242      | 6   | 465         | 19                                       | 465         | 7  | 465         | 7   | 483         | 12           | -0.17 |
| 4                  | DJ89 04                                   | 0.0574      | 5  | 0.6463      | 130                                      | 0.0817      | 13  | 0.0235      | 6   | 505         | 21                                       | 506         | 8  | 506         | 8   | 469         | 12           | -0.3  |
| 5                  | DJ89 05                                   | 0.0565      | 8  | 0.5938      | 171                                      | 0.0762      | 15  | 0.0219      | 11  | 473         | 28                                       | 473         | 11                                       | 473         | 9   | 437         | 22           | -0.01 |
| 6                  | DJ89 06                                   | 0.0567      | 7  | 0.5993      | 158                                      | 0.0767      | 14  | 0.0239      | 8   | 479         | 27                                       | 477         | 10                                       | 476         | 8   | 477         | 17           | 0.6   |
| 7                  | DJ89 07                                   | 0.0569      | 7  | 0.6138      | 155                                      | 0.0782      | 14  | 0.0241      | 9   | 487         | 26                                       | 486         | 10                                       | 485         | 8   | 481         | 17           | 0.34  |
| 8                  | DJ89 08                                   | 0.0571      | 8  | 0.6300      | 172                                      | 0.0799      | 15  | 0.0231      | 7   | 497         | 30                                       | 496         | 11                                       | 496         | 9   | 461         | 14           | 0.22  |
| 9                  | DJ89 09                                   | 0.0556      | 4  | 0.5359      | 85                                       | 0.0699      | 10  | 0.0199      | 5   | 435         | 14                                       | 436         | 6  | 436         | 6   | 398         | 10           | -0.14 |
| 10                 | DJ89 11                                   | 0.0560      | 5  | 0.5625      | 107                                      | 0.0728      | 11  | 0.0216      | 5   | 454         | 17                                       | 453         | 7  | 453         | 7   | 432         | 9            | 0.23  |
| 11                 | DJ89 12                                   | 0.0575      | 7  | 0.6535      | 163                                      | 0.0825      | 15  | 0.0235      | 8   | 510         | 25                                       | 511         | 10                                       | 511         | 9   | 469         | 15           | -0.25 |
| 12                 | DJ89 13                                   | 0.0562      | 4  | 0.5748      | 80                                       | 0.0741      | 11  | 0.0211      | 4   | 461         | 14                                       | 461         | 5  | 461         | 6   | 421         | 9            | 0.09  |
| 13                 | DJ89 14                                   | 0.0571      | 8  | 0.6288      | 176                                      | 0.0798      | 15  | 0.0261      | 12  | 497         | 30                                       | 495         | 11                                       | 495         | 9   | 521         | 24           | 0.41  |
| 14                 | DJ89 15                                   | 0.0560      | 4  | 0.5616      | 86                                       | 0.0727      | 11  | 0.0209      | 4   | 454         | 15                                       | 453         | 6  | 452         | 6   | 418         | 8            | 0.39  |
| 15                 | DJ89 16                                   | 0.0570      | 6  | 0.6153      | 145                                      | 0.0783      | 13  | 0.0243      | 8   | 490         | 26                                       | 487         | 9  | 486         | 8   | 484         | 16           | 0.7   |
| 16                 | DJ89 17                                   | 0.0564      | 5  | 0.5868      | 124                                      | 0.0755      | 12  | 0.0214      | 7   | 468         | 21                                       | 469         | 8  | 469         | 7   | 428         | 14           | -0.28 |
| 17                 | DJ89 18                                   | 0.0567      | 4  | 0.6029      | 95                                       | 0.0771      | 11  | 0.0222      | 5   | 479         | 16                                       | 479         | 6  | 479         | 7   | 443         | 10           | 0.01  |
| 18                 | DJ89 19                                   | 0.0563      | 5  | 0.5777      | 104                                      | 0.0744      | 11  | 0.0232      | 6   | 464         | 19                                       | 463         | 7  | 463         | 7   | 463         | 11           | 0.33  |
| 19                 | DJ89 20                                   | 0.0557      | 5  | 0.5386      | 107                                      | 0.0702      | 11  | 0.0207      | 7   | 439         | 20                                       | 438         | 7  | 437         | 7   | 415         | 14           | 0.48  |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 20           | DJ89 21                                   | 0.0561      | 4  | 0.5693      | 86                                       | 0.0736      | 11  | 0.0192      | 4   | 457         | 14                                       | 458         | 6  | 458         | 6   | 384         | 9            | -0.12 |
| 21           | DJ89 22                                   | 0.0565      | 5  | 0.5955      | 108                                      | 0.0764      | 12  | 0.0216      | 7   | 473         | 17                                       | 474         | 7  | 474         | 7   | 432         | 13           | -0.3  |
| 22           | DJ89 23                                   | 0.0570      | 10                                       | 0.6447      | 220                                      | 0.0821      | 17  | 0.0226      | 12  | 490         | 39                                       | 505         | 14                                       | 508         | 10  | 451         | 23           | -4.05 |
| 23           | DJ89 24                                   | 0.0557      | 10                                       | 0.5411      | 187                                      | 0.0705      | 15  | 0.0235      | 11  | 440         | 39                                       | 439         | 12                                       | 439         | 9   | 470         | 21           | 0.24  |
| 24           | DJ89 26                                   | 0.0570      | 5  | 0.6174      | 126                                      | 0.0786      | 13  | 0.0232      | 6   | 490         | 22                                       | 488         | 8  | 488         | 8   | 463         | 12           | 0.36  |
| 25           | DJ89 27                                   | 0.0560      | 9  | 0.5692      | 182                                      | 0.0737      | 15  | 0.0222      | 9   | 453         | 37                                       | 458         | 12                                       | 458         | 9   | 444         | 18           | -1.3  |
| 26           | DJ89 28                                   | 0.0560      | 4  | 0.5650      | 100                                      | 0.0731      | 11  | 0.0228      | 7   | 454         | 17                                       | 455         | 7  | 455         | 7   | 455         | 13           | -0.34 |
| 27           | DJ89 29                                   | 0.0565      | 4  | 0.5917      | 100                                      | 0.0759      | 11  | 0.0229      | 5   | 473         | 17                                       | 472         | 6  | 472         | 7   | 458         | 9            | 0.25  |
| 28           | DJ89 30                                   | 0.0562      | 5  | 0.5747      | 115                                      | 0.0741      | 12  | 0.0223      | 5   | 461         | 19                                       | 461         | 7  | 461         | 7   | 446         | 11           | -0.1  |
| 29           | DJ89 31                                   | 0.0566      | 6  | 0.5963      | 138                                      | 0.0764      | 13  | 0.0238      | 9   | 476         | 20                                       | 475         | 9  | 474         | 8   | 475         | 18           | 0.3   |
| 30           | DJ89 32                                   | 0.0560      | 5  | 0.5618      | 103                                      | 0.0728      | 11  | 0.0216      | 5   | 451         | 17                                       | 453         | 7  | 453         | 7   | 432         | 10           | -0.41 |
| 31           | DJ89 33                                   | 0.0568      | 5  | 0.6062      | 122                                      | 0.0775      | 12  | 0.0233      | 7   | 482         | 21                                       | 481         | 8  | 481         | 7   | 465         | 13           | 0.17  |
| 32           | DJ89 34                                   | 0.0574      | 12                                       | 0.6471      | 261                                      | 0.0818      | 20  | 0.0275      | 13  | 506         | 44                                       | 507         | 16                                       | 507         | 12  | 549         | 26           | -0.13 |
| 33           | DJ89 35                                   | 0.0565      | 4  | 0.5892      | 99                                       | 0.0757      | 11  | 0.0224      | 7   | 471         | 17                                       | 470         | 6  | 470         | 7   | 449         | 13           | 0.15  |
| 34           | DJ89 36                                   | 0.0558      | 3  | 0.5496      | 66                                       | 0.0714      | 10  | 0.0223      | 4   | 445         | 13                                       | 445         | 4  | 445         | 6   | 446         | 8            | 0.13  |
| 35           | DJ89 37                                   | 0.0558      | 4  | 0.5454      | 76                                       | 0.0709      | 10  | 0.0219      | 5   | 443         | 14                                       | 442         | 5  | 442         | 6   | 438         | 10           | 0.25  |
| 36           | DJ89 38                                   | 0.0564      | 5  | 0.5802      | 121                                      | 0.0747      | 12  | 0.0245      | 8   | 466         | 21                                       | 465         | 8  | 464         | 7   | 489         | 15           | 0.43  |
| 37           | DJ89 39                                   | 0.0570      | 10                                       | 0.6257      | 218                                      | 0.0796      | 17  | 0.0230      | 11  | 493         | 39                                       | 493         | 14                                       | 493         | 10  | 460         | 21           | -0.18 |
| 38           | DJ89 40                                   | 0.0564      | 5  | 0.5875      | 114                                      | 0.0755      | 12  | 0.0231      | 5   | 470         | 17                                       | 469         | 7  | 469         | 7   | 461         | 10           | 0.11  |
| 39           | DJ89 41                                   | 0.0565      | 4  | 0.5903      | 96                                       | 0.0758      | 11  | 0.0232      | 5   | 472         | 16                                       | 471         | 6  | 471         | 7   | 463         | 9            | 0.16  |
| 40           | DJ89 42                                   | 0.0570      | 4  | 0.6189      | 87                                       | 0.0788      | 11  | 0.0237      | 4   | 490         | 15                                       | 489         | 5  | 489         | 7   | 474         | 8            | 0.22  |
| 41           | DJ89 43                                   | 0.0573      | 6  | 0.6420      | 150                                      | 0.0813      | 14  | 0.0241      | 7   | 503         | 24                                       | 504         | 9  | 504         | 8   | 481         | 13           | -0.21 |
| 42           | DJ89 44                                   | 0.0568      | 4  | 0.6061      | 84                                       | 0.0774      | 11  | 0.0260      | 6   | 484         | 12                                       | 481         | 5  | 480         | 7   | 519         | 12           | 0.69  |
| 43           | DJ89 45                                   | 0.0569      | 16                                       | 0.6134      | 311                                      | 0.0782      | 22  | 0.0293      | 19  | 487         | 60                                       | 486         | 20                                       | 485         | 13  | 584         | 37           | 0.41  |
| 44           | DJ89 46                                   | 0.0563      | 4  | 0.5825      | 99                                       | 0.0751      | 11  | 0.0243      | 7   | 463         | 16                                       | 466         | 6  | 467         | 7   | 484         | 14           | -0.82 |
| 45           | DJ89 47                                   | 0.0565      | 4  | 0.5926      | 86                                       | 0.0760      | 11  | 0.0235      | 5   | 473         | 14                                       | 473         | 5  | 472         | 7   | 469         | 10           | 0.2   |
| 46           | DJ89 48                                   | 0.0565      | 5  | 0.5894      | 110                                      | 0.0757      | 12  | 0.0217      | 5   | 470         | 18                                       | 470         | 7  | 470         | 7   | 435         | 10           | -0.1  |
| 47           | DJ89 49                                   | 0.0565      | 4  | 0.5926      | 87                                       | 0.0760      | 11  | 0.0229      | 6   | 473         | 15                                       | 473         | 6  | 472         | 7   | 458         | 11           | 0.2   |
| 48           | DJ89 50                                   | 0.0569      | 5  | 0.6140      | 114                                      | 0.0782      | 12  | 0.0234      | 6   | 488         | 17                                       | 486         | 7  | 486         | 7   | 467         | 12           | 0.41  |
| 49           | DJ89 51                                   | 0.0566      | 4  | 0.5957      | 98                                       | 0.0763      | 11  | 0.0224      | 6   | 476         | 14                                       | 474         | 6  | 474         | 7   | 448         | 12           | 0.39  |
| 50           | DJ89 52                                   | 0.0566      | 3  | 0.5986      | 69                                       | 0.0767      | 11  | 0.0235      | 4   | 477         | 13                                       | 476         | 4  | 476         | 6   | 469         | 8            | 0.21  |
| 51           | DJ89 53                                   | 0.0568      | 3  | 0.6102      | 65                                       | 0.0778      | 11  | 0.0253      | 4   | 485         | 12                                       | 484         | 4  | 483         | 6   | 504         | 7            | 0.33  |
| 52           | DJ89 54                                   | 0.0570      | 18                                       | 0.6373      | 351                                      | 0.0811      | 25  | 0.0277      | 20  | 490         | 71                                       | 501         | 22                                       | 503         | 15  | 552         | 39           | -2.85 |



| Analysis No.       | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|                    | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 53                 | DJ89 55                                   | 0.0570      | 5  | 0.6223      | 119                                      | 0.0791      | 12  | 0.0225      | 6   | 492         | 18                                       | 491         | 7  | 491         | 7   | 450         | 11           | 0.26  |
| 54                 | DJ89 56                                   | 0.0570      | 5  | 0.6199      | 112                                      | 0.0789      | 12  | 0.0252      | 8   | 491         | 18                                       | 490         | 7  | 489         | 7   | 503         | 15           | 0.25  |
| 55                 | DJ89 57                                   | 0.0557      | 6  | 0.5538      | 129                                      | 0.0721      | 12  | 0.0229      | 7   | 441         | 24                                       | 447         | 8  | 448         | 7   | 457         | 14           | -1.74 |
| 56                 | DJ89 58                                   | 0.0555      | 3  | 0.5328      | 66                                       | 0.0696      | 10  | 0.0202      | 3   | 434         | 13                                       | 434         | 4  | 434         | 6   | 404         | 7            | -0.02 |
| 57                 | DJ89 59                                   | 0.0566      | 4  | 0.5975      | 79                                       | 0.0765      | 11  | 0.0237      | 4   | 477         | 14                                       | 476         | 5  | 475         | 6   | 473         | 8            | 0.29  |
| 58                 | DJ89 60                                   | 0.0565      | 8  | 0.5850      | 165                                      | 0.0751      | 14  | 0.0209      | 10  | 471         | 32                                       | 468         | 11                                       | 467         | 8   | 418         | 21           | 0.75  |
| 59                 | DJ89 61                                   | 0.0558      | 5  | 0.5543      | 102                                      | 0.0720      | 11  | 0.0198      | 6   | 446         | 18                                       | 448         | 7  | 448         | 7   | 396         | 12           | -0.61 |
| 60                 | DJ89 62                                   | 0.0569      | 9  | 0.6165      | 183                                      | 0.0785      | 15  | 0.0248      | 9   | 489         | 32                                       | 488         | 12                                       | 487         | 9   | 495         | 18           | 0.41  |
| <b>DJ98 (n=59)</b> |   |             |  |             |  |             |   |             |   |             |  |             |  |             |   |             |              |       |
| 1                  | DJ98 01                                   | 0.0550      | 4  | 0.4951      | 84                                       | 0.0654      | 11  | 0.0185      | 5   | 410         | 17                                       | 408         | 6  | 408         | 7   | 371         | 10           | 0.55  |
| 2                  | DJ98 02                                   | 0.0549      | 8  | 0.4925      | 147                                      | 0.0652      | 14  | 0.0177      | 8   | 406         | 30                                       | 407         | 10                                       | 407         | 8   | 354         | 15           | -0.16 |
| 3                  | DJ98 03                                   | 0.0548      | 6  | 0.4827      | 113                                      | 0.0640      | 12  | 0.0179      | 5   | 402         | 23                                       | 400         | 8  | 400         | 7   | 359         | 10           | 0.75  |
| 4                  | DJ98 04                                   | 0.0551      | 7  | 0.5051      | 134                                      | 0.0665      | 13  | 0.0191      | 7   | 415         | 28                                       | 415         | 9  | 415         | 8   | 382         | 14           | -0.03 |
| 5                  | DJ98 05                                   | 0.0548      | 5  | 0.4819      | 92                                       | 0.0638      | 12  | 0.0188      | 5   | 402         | 18                                       | 399         | 6  | 399         | 7   | 377         | 9            | 0.93  |
| 6                  | DJ98 06                                   | 0.0552      | 13                                       | 0.5101      | 214                                      | 0.0671      | 16  | 0.0206      | 10  | 419         | 52                                       | 419         | 14                                       | 419         | 10  | 412         | 20           | 0.06  |
| 7                  | DJ98 07                                   | 0.0548      | 6  | 0.4857      | 119                                      | 0.0643      | 13  | 0.0183      | 6   | 404         | 26                                       | 402         | 8  | 402         | 8   | 367         | 12           | 0.51  |
| 8                  | DJ98 08                                   | 0.0547      | 6  | 0.4857      | 113                                      | 0.0644      | 12  | 0.0176      | 5   | 400         | 23                                       | 402         | 8  | 403         | 7   | 352         | 11           | -0.74 |
| 9                  | DJ98 09                                   | 0.0548      | 7  | 0.4884      | 136                                      | 0.0647      | 13  | 0.0172      | 7   | 403         | 29                                       | 404         | 9  | 404         | 8   | 344         | 14           | -0.3  |
| 10                 | DJ98 10                                   | 0.0551      | 7  | 0.5082      | 136                                      | 0.0669      | 13  | 0.0175      | 6   | 416         | 29                                       | 417         | 9  | 417         | 8   | 351         | 12           | -0.27 |
| 11                 | DJ98 11                                   | 0.0550      | 12                                       | 0.4968      | 203                                      | 0.0655      | 17  | 0.0215      | 10  | 413         | 52                                       | 410         | 14                                       | 409         | 10  | 429         | 20           | 0.91  |
| 12                 | DJ98 12                                   | 0.0552      | 6  | 0.5163      | 125                                      | 0.0679      | 13  | 0.0200      | 5   | 419         | 23                                       | 423         | 8  | 424         | 8   | 400         | 10           | -1.16 |
| 13                 | DJ98 13                                   | 0.0547      | 8  | 0.4814      | 143                                      | 0.0638      | 14  | 0.0179      | 7   | 401         | 31                                       | 399         | 10                                       | 399         | 8   | 359         | 14           | 0.65  |
| 14                 | DJ98 14                                   | 0.0551      | 4  | 0.5086      | 63                                       | 0.0669      | 11  | 0.0192      | 3   | 418         | 17                                       | 418         | 4  | 418         | 7   | 385         | 6            | 0.12  |
| 15                 | DJ98 15                                   | 0.0556      | 4  | 0.5342      | 60                                       | 0.0697      | 11  | 0.0179      | 3   | 435         | 18                                       | 435         | 4  | 435         | 7   | 359         | 5            | 0.18  |
| 16                 | DJ98 16                                   | 0.0549      | 26                                       | 0.5013      | 407                                      | 0.0662      | 28  | 0.0161      | 20  | 410         | 108                                      | 413         | 27                                       | 413         | 17  | 323         | 40           | -0.83 |
| 17                 | DJ98 17                                   | 0.0552      | 8  | 0.5114      | 157                                      | 0.0672      | 15  | 0.0194      | 7   | 421         | 33                                       | 419         | 11                                       | 419         | 9   | 388         | 15           | 0.51  |
| 18                 | DJ98 18                                   | 0.0553      | 5  | 0.5176      | 108                                      | 0.0679      | 13  | 0.0180      | 6   | 423         | 21                                       | 424         | 7  | 424         | 8   | 361         | 11           | -0.12 |
| 19                 | DJ98 19                                   | 0.0548      | 5  | 0.4909      | 95                                       | 0.0650      | 12  | 0.0178      | 5   | 404         | 18                                       | 406         | 6  | 406         | 7   | 357         | 9            | -0.31 |
| 20                 | DJ98 20                                   | 0.0549      | 14                                       | 0.4980      | 229                                      | 0.0658      | 18  | 0.0174      | 9   | 409         | 60                                       | 410         | 16                                       | 411         | 11  | 349         | 19           | -0.52 |
| 21                 | DJ98 21                                   | 0.0552      | 5  | 0.5146      | 111                                      | 0.0676      | 13  | 0.0198      | 5   | 421         | 21                                       | 422         | 7  | 422         | 8   | 395         | 9            | -0.23 |
| 22                 | DJ98 22                                   | 0.0549      | 5  | 0.4950      | 103                                      | 0.0654      | 12  | 0.0171      | 5   | 409         | 20                                       | 408         | 7  | 408         | 7   | 342         | 10           | 0.08  |
| 23                 | DJ98 23                                   | 0.0552      | 5  | 0.5083      | 112                                      | 0.0668      | 13  | 0.0190      | 6   | 419         | 21                                       | 417         | 8  | 417         | 8   | 380         | 11           | 0.52  |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 24           | DJ98 24                                   | 0.0547      | 6  | 0.4782      | 122                                      | 0.0635      | 13  | 0.0168      | 5   | 398         | 24                                       | 397         | 8  | 397         | 8   | 336         | 10           | 0.46  |
| 25           | DJ98 25                                   | 0.0556      | 13                                       | 0.5367      | 232                                      | 0.0701      | 18  | 0.0179      | 9   | 435         | 53                                       | 436         | 15                                       | 437         | 11  | 359         | 18           | -0.29 |
| 26           | DJ98 26                                   | 0.0552      | 4  | 0.5106      | 87                                       | 0.0672      | 12  | 0.0189      | 4   | 419         | 18                                       | 419         | 6  | 419         | 7   | 379         | 8            | -0.04 |
| 27           | DJ98 27                                   | 0.0549      | 6  | 0.4925      | 118                                      | 0.0651      | 13  | 0.0177      | 6   | 408         | 24                                       | 407         | 8  | 406         | 8   | 355         | 13           | 0.34  |
| 28           | DJ98 28                                   | 0.0552      | 4  | 0.5139      | 91                                       | 0.0675      | 12  | 0.0171      | 4   | 422         | 17                                       | 421         | 6  | 421         | 7   | 344         | 8            | 0.26  |
| 29           | DJ98 29                                   | 0.0553      | 4  | 0.5217      | 72                                       | 0.0684      | 12  | 0.0182      | 3   | 426         | 16                                       | 426         | 5  | 426         | 7   | 365         | 6            | -0.09 |
| 30           | DJ98 30                                   | 0.0552      | 4  | 0.5141      | 78                                       | 0.0675      | 12  | 0.0192      | 3   | 421         | 17                                       | 421         | 5  | 421         | 7   | 384         | 6            | -0.02 |
| 31           | DJ98 31                                   | 0.0555      | 6  | 0.5321      | 120                                      | 0.0695      | 13  | 0.0194      | 5   | 433         | 23                                       | 433         | 8  | 433         | 8   | 388         | 9            | 0     |
| 32           | DJ98 32                                   | 0.0554      | 7  | 0.5231      | 136                                      | 0.0685      | 14  | 0.0188      | 6   | 429         | 26                                       | 427         | 9  | 427         | 8   | 377         | 12           | 0.46  |
| 33           | DJ98 33                                   | 0.0566      | 11                                       | 0.5937      | 233                                      | 0.0761      | 19  | 0.0202      | 10  | 474         | 43                                       | 473         | 15                                       | 473         | 11  | 405         | 20           | 0.22  |
| 34           | DJ98 34                                   | 0.0552      | 6  | 0.5136      | 129                                      | 0.0675      | 13  | 0.0184      | 5   | 420         | 24                                       | 421         | 9  | 421         | 8   | 369         | 10           | -0.15 |
| 35           | DJ98 35                                   | 0.0546      | 11                                       | 0.4753      | 182                                      | 0.0632      | 15  | 0.0183      | 9   | 394         | 42                                       | 395         | 13                                       | 395         | 9   | 367         | 18           | -0.19 |
| 36           | DJ98 36                                   | 0.0549      | 10                                       | 0.4886      | 172                                      | 0.0646      | 15  | 0.0191      | 10  | 406         | 40                                       | 404         | 12                                       | 404         | 9   | 383         | 19           | 0.65  |
| 37           | DJ98 37                                   | 0.0550      | 4  | 0.5035      | 69                                       | 0.0664      | 11  | 0.0187      | 4   | 413         | 17                                       | 414         | 5  | 414         | 7   | 375         | 8            | -0.18 |
| 38           | DJ98 38                                   | 0.0552      | 5  | 0.5154      | 104                                      | 0.0677      | 12  | 0.0195      | 4   | 422         | 19                                       | 422         | 7  | 422         | 7   | 391         | 8            | -0.15 |
| 39           | DJ98 39                                   | 0.0551      | 9  | 0.5097      | 174                                      | 0.0671      | 15  | 0.0205      | 9   | 417         | 40                                       | 418         | 12                                       | 418         | 9   | 410         | 18           | -0.22 |
| 40           | DJ98 40                                   | 0.0551      | 11                                       | 0.5100      | 193                                      | 0.0671      | 16  | 0.0200      | 10  | 417         | 43                                       | 418         | 13                                       | 419         | 10  | 399         | 19           | -0.27 |
| 41           | DJ98 41                                   | 0.0547      | 4  | 0.4833      | 85                                       | 0.0641      | 11  | 0.0166      | 4   | 398         | 17                                       | 400         | 6  | 401         | 7   | 332         | 8            | -0.6  |
| 42           | DJ98 42                                   | 0.0554      | 5  | 0.5235      | 97                                       | 0.0686      | 12  | 0.0192      | 5   | 427         | 16                                       | 428         | 6  | 428         | 7   | 385         | 9            | -0.21 |
| 43           | DJ98 43                                   | 0.0551      | 6  | 0.5073      | 121                                      | 0.0668      | 13  | 0.0180      | 5   | 415         | 23                                       | 417         | 8  | 417         | 8   | 360         | 11           | -0.46 |
| 44           | DJ98 44                                   | 0.0551      | 5  | 0.5054      | 95                                       | 0.0665      | 12  | 0.0184      | 4   | 416         | 18                                       | 415         | 6  | 415         | 7   | 368         | 9            | 0.15  |
| 45           | DJ98 45                                   | 0.0553      | 5  | 0.5181      | 95                                       | 0.0680      | 12  | 0.0195      | 5   | 424         | 20                                       | 424         | 6  | 424         | 7   | 390         | 9            | -0.08 |
| 46           | DJ98 46                                   | 0.0552      | 4  | 0.5078      | 87                                       | 0.0667      | 12  | 0.0184      | 4   | 422         | 18                                       | 417         | 6  | 416         | 7   | 369         | 7            | 1.44  |
| 47           | DJ98 47                                   | 0.0548      | 14                                       | 0.4940      | 230                                      | 0.0653      | 18  | 0.0202      | 13  | 406         | 55                                       | 408         | 16                                       | 408         | 11  | 404         | 27           | -0.57 |
| 48           | DJ98 48                                   | 0.0548      | 7  | 0.4814      | 128                                      | 0.0637      | 13  | 0.0170      | 6   | 403         | 27                                       | 399         | 9  | 398         | 8   | 341         | 12           | 1.15  |
| 49           | DJ98 50                                   | 0.0555      | 4  | 0.5323      | 79                                       | 0.0695      | 12  | 0.0181      | 4   | 434         | 17                                       | 433         | 5  | 433         | 7   | 362         | 7            | 0.09  |
| 50           | DJ98 51                                   | 0.0548      | 5  | 0.4878      | 95                                       | 0.0645      | 12  | 0.0174      | 4   | 406         | 20                                       | 403         | 6  | 403         | 7   | 349         | 8            | 0.69  |
| 51           | DJ98 52                                   | 0.0550      | 4  | 0.4966      | 87                                       | 0.0655      | 12  | 0.0175      | 4   | 410         | 17                                       | 409         | 6  | 409         | 7   | 350         | 8            | 0.24  |
| 52           | DJ98 53                                   | 0.0552      | 4  | 0.5103      | 90                                       | 0.0671      | 12  | 0.0181      | 4   | 420         | 18                                       | 419         | 6  | 418         | 7   | 362         | 8            | 0.26  |
| 53           | DJ98 54                                   | 0.0549      | 7  | 0.4981      | 137                                      | 0.0658      | 14  | 0.0205      | 8   | 408         | 29                                       | 410         | 9  | 411         | 8   | 409         | 15           | -0.67 |
| 54           | DJ98 55                                   | 0.0560      | 7  | 0.5558      | 151                                      | 0.0720      | 15  | 0.0197      | 7   | 452         | 25                                       | 449         | 10                                       | 448         | 9   | 394         | 14           | 0.76  |
| 55           | DJ98 56                                   | 0.0552      | 5  | 0.5145      | 54                                       | 0.0675      | 11  | 0.0184      | 3   | 422         | 19                                       | 421         | 4  | 421         | 7   | 369         | 5            | 0.03  |
| 56           | DJ98 57                                   | 0.0551      | 9  | 0.5049      | 173                                      | 0.0664      | 15  | 0.0193      | 7   | 418         | 39                                       | 415         | 12                                       | 414         | 9   | 386         | 15           | 0.84  |

| Analysis No.        | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          |   |          | Age (Ma)                                 |          |  |          |   |          | Disc* (%) |       |
|---------------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|-----------|-------|
|                     | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |           |       |
| 57                  | DJ98 58                                   | 0.0556   | 4  | 0.5381   | 77                                       | 0.0702   | 12  | 0.0186   | 3   | 436      | 18                                       | 437      | 5  | 437      | 7   | 373      | 6         | -0.22 |
| 58                  | DJ98 59                                   | 0.0556   | 6  | 0.5310   | 131                                      | 0.0693   | 14  | 0.0206   | 7   | 434      | 23                                       | 432      | 9  | 432      | 8   | 413      | 14        | 0.56  |
| 59                  | DJ98 60                                   | 0.0553   | 5  | 0.5218   | 95                                       | 0.0684   | 12  | 0.0175   | 4   | 425      | 17                                       | 426      | 6  | 427      | 7   | 350      | 8         | -0.45 |
| <b>DJ108 (n=58)</b> |   |          |  |          |  |          |   |          |   |          |  |          |  |          |   |          |           |       |
| 1                   | DJ108 01                                  | 0.0562   | 5  | 0.5738   | 111                                      | 0.0740   | 16  | 0.0209   | 7   | 459      | 21                                       | 460      | 7  | 460      | 10  | 419      | 13        | -0.36 |
| 2                   | DJ108 02                                  | 0.0558   | 9  | 0.5459   | 193                                      | 0.0709   | 19  | 0.0206   | 9   | 443      | 38                                       | 442      | 13                                       | 442      | 11  | 413      | 18        | 0.15  |
| 3                   | DJ108 03                                  | 0.0562   | 6  | 0.5715   | 82                                       | 0.0736   | 15  | 0.0211   | 5   | 460      | 22                                       | 459      | 5  | 458      | 9   | 422      | 9         | 0.25  |
| 4                   | DJ108 04                                  | 0.0565   | 6  | 0.5891   | 129                                      | 0.0755   | 17  | 0.0232   | 7   | 471      | 22                                       | 470      | 8  | 469      | 10  | 464      | 14        | 0.27  |
| 5                   | DJ108 05                                  | 0.0564   | 6  | 0.5886   | 85                                       | 0.0755   | 16  | 0.0218   | 4   | 470      | 23                                       | 470      | 5  | 469      | 9   | 435      | 7         | -0.07 |
| 6                   | DJ108 06                                  | 0.0560   | 6  | 0.5610   | 82                                       | 0.0726   | 15  | 0.0227   | 5   | 452      | 23                                       | 452      | 5  | 452      | 9   | 453      | 10        | -0.15 |
| 7                   | DJ108 07                                  | 0.0566   | 6  | 0.6004   | 79                                       | 0.0768   | 16  | 0.0206   | 4   | 477      | 22                                       | 477      | 5  | 477      | 9   | 413      | 8         | -0.09 |
| 8                   | DJ108 08                                  | 0.0565   | 6  | 0.5902   | 122                                      | 0.0756   | 17  | 0.0219   | 6   | 472      | 20                                       | 471      | 8  | 470      | 10  | 437      | 11        | 0.4   |
| 9                   | DJ108 09                                  | 0.0559   | 5  | 0.5511   | 94                                       | 0.0714   | 15  | 0.0203   | 5   | 446      | 22                                       | 446      | 6  | 445      | 9   | 406      | 9         | 0.2   |
| 10                  | DJ108 10                                  | 0.0561   | 6  | 0.5727   | 89                                       | 0.0739   | 16  | 0.0219   | 5   | 456      | 22                                       | 460      | 6  | 460      | 9   | 438      | 9         | -1.04 |
| 11                  | DJ108 11                                  | 0.0559   | 6  | 0.5559   | 78                                       | 0.0720   | 15  | 0.0218   | 4   | 450      | 22                                       | 449      | 5  | 448      | 9   | 435      | 8         | 0.21  |
| 12                  | DJ108 12                                  | 0.0558   | 6  | 0.5434   | 130                                      | 0.0706   | 16  | 0.0216   | 8   | 442      | 25                                       | 441      | 9  | 440      | 10  | 432      | 15        | 0.5   |
| 13                  | DJ108 13                                  | 0.0560   | 5  | 0.5571   | 109                                      | 0.0721   | 16  | 0.0204   | 5   | 451      | 20                                       | 450      | 7  | 449      | 9   | 409      | 10        | 0.31  |
| 14                  | DJ108 14                                  | 0.0561   | 6  | 0.5664   | 69                                       | 0.0731   | 15  | 0.0214   | 4   | 456      | 26                                       | 456      | 4  | 455      | 9   | 427      | 8         | 0.17  |
| 15                  | DJ108 15                                  | 0.0558   | 5  | 0.5516   | 110                                      | 0.0716   | 16  | 0.0206   | 6   | 446      | 23                                       | 446      | 7  | 445      | 9   | 413      | 12        | -0.11 |
| 16                  | DJ108 16                                  | 0.0563   | 5  | 0.5762   | 108                                      | 0.0742   | 16  | 0.0237   | 7   | 463      | 21                                       | 462      | 7  | 461      | 10  | 473      | 13        | 0.18  |
| 17                  | DJ108 17                                  | 0.0561   | 7  | 0.5665   | 156                                      | 0.0732   | 18  | 0.0213   | 9   | 454      | 25                                       | 456      | 10                                       | 455      | 11  | 426      | 18        | -0.37 |
| 18                  | DJ108 18                                  | 0.0560   | 5  | 0.5592   | 112                                      | 0.0724   | 16  | 0.0227   | 6   | 452      | 22                                       | 451      | 7  | 450      | 10  | 453      | 13        | 0.16  |
| 19                  | DJ108 19                                  | 0.0560   | 6  | 0.5611   | 118                                      | 0.0725   | 16  | 0.0200   | 5   | 454      | 24                                       | 452      | 8  | 451      | 10  | 401      | 10        | 0.47  |
| 20                  | DJ108 20                                  | 0.0562   | 5  | 0.5706   | 97                                       | 0.0736   | 16  | 0.0222   | 6   | 458      | 21                                       | 458      | 6  | 458      | 9   | 443      | 12        | -0.02 |
| 21                  | DJ108 21                                  | 0.0560   | 5  | 0.5586   | 116                                      | 0.0723   | 16  | 0.0204   | 7   | 452      | 20                                       | 451      | 8  | 450      | 10  | 408      | 14        | 0.26  |
| 22                  | DJ108 22                                  | 0.0562   | 6  | 0.5727   | 83                                       | 0.0738   | 15  | 0.0219   | 5   | 460      | 23                                       | 460      | 5  | 459      | 9   | 437      | 9         | 0.15  |
| 23                  | DJ108 23                                  | 0.0568   | 6  | 0.6072   | 122                                      | 0.0775   | 17  | 0.0250   | 8   | 483      | 20                                       | 482      | 8  | 481      | 10  | 499      | 17        | 0.42  |
| 24                  | DJ108 24                                  | 0.0569   | 6  | 0.6140   | 86                                       | 0.0782   | 16  | 0.0233   | 4   | 486      | 23                                       | 486      | 5  | 485      | 10  | 466      | 8         | 0.1   |
| 25                  | DJ108 25                                  | 0.0562   | 5  | 0.5712   | 96                                       | 0.0736   | 16  | 0.0222   | 6   | 460      | 21                                       | 459      | 6  | 458      | 9   | 445      | 12        | 0.4   |
| 26                  | DJ108 26                                  | 0.0560   | 5  | 0.5654   | 114                                      | 0.0731   | 16  | 0.0201   | 5   | 454      | 19                                       | 455      | 7  | 455      | 10  | 402      | 10        | -0.3  |
| 27                  | DJ108 28                                  | 0.0571   | 6  | 0.6336   | 157                                      | 0.0804   | 19  | 0.0235   | 7   | 496      | 22                                       | 498      | 10                                       | 498      | 11  | 469      | 14        | -0.65 |
| 28                  | DJ108 29                                  | 0.0562   | 6  | 0.5742   | 81                                       | 0.0741   | 15  | 0.0131   | 2   | 459      | 22                                       | 461      | 5  | 461      | 9   | 263      | 5         | -0.33 |

| Analysis No.        | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|---------------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|                     | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 29                  | DJ108 31                                  | 0.0580      | 6  | 0.6825      | 96                                       | 0.0853      | 18  | 0.0243      | 5   | 529         | 22                                       | 528         | 6  | 528         | 11  | 484         | 10           | 0.17  |
| 30                  | DJ108 32                                  | 0.0562      | 6  | 0.5764      | 119                                      | 0.0743      | 17  | 0.0226      | 6   | 461         | 22                                       | 462         | 8  | 462         | 10  | 452         | 12           | -0.18 |
| 31                  | DJ108 33                                  | 0.0558      | 6  | 0.5526      | 120                                      | 0.0717      | 16  | 0.0215      | 7   | 446         | 23                                       | 447         | 8  | 447         | 10  | 429         | 13           | -0.3  |
| 32                  | DJ108 34                                  | 0.0560      | 6  | 0.5653      | 78                                       | 0.0731      | 15  | 0.0209      | 5   | 454         | 23                                       | 455         | 5  | 455         | 9   | 418         | 9            | -0.38 |
| 33                  | DJ108 35                                  | 0.0564      | 5  | 0.5848      | 115                                      | 0.0752      | 17  | 0.0214      | 7   | 467         | 21                                       | 468         | 7  | 467         | 10  | 428         | 14           | -0.15 |
| 34                  | DJ108 36                                  | 0.0564      | 6  | 0.5853      | 147                                      | 0.0752      | 18  | 0.0210      | 6   | 470         | 25                                       | 468         | 9  | 467         | 11  | 420         | 13           | 0.5   |
| 35                  | DJ108 37                                  | 0.0566      | 5  | 0.5978      | 105                                      | 0.0766      | 17  | 0.0210      | 5   | 474         | 21                                       | 476         | 7  | 476         | 10  | 420         | 11           | -0.38 |
| 36                  | DJ108 38                                  | 0.0563      | 6  | 0.5814      | 119                                      | 0.0748      | 17  | 0.0199      | 8   | 466         | 23                                       | 465         | 8  | 465         | 10  | 399         | 15           | 0.11  |
| 37                  | DJ108 39                                  | 0.0565      | 5  | 0.5909      | 103                                      | 0.0758      | 16  | 0.0217      | 6   | 472         | 21                                       | 471         | 7  | 471         | 10  | 433         | 12           | 0.16  |
| 38                  | DJ108 40                                  | 0.0562      | 6  | 0.5713      | 87                                       | 0.0737      | 16  | 0.0207      | 5   | 458         | 23                                       | 459         | 6  | 459         | 9   | 415         | 10           | -0.14 |
| 39                  | DJ108 41                                  | 0.0563      | 6  | 0.5807      | 80                                       | 0.0748      | 16  | 0.0210      | 5   | 464         | 25                                       | 465         | 5  | 465         | 9   | 419         | 9            | -0.29 |
| 40                  | DJ108 42                                  | 0.0560      | 6  | 0.5638      | 85                                       | 0.0729      | 15  | 0.0211      | 5   | 454         | 24                                       | 454         | 6  | 454         | 9   | 421         | 9            | -0.12 |
| 41                  | DJ108 43                                  | 0.0568      | 8  | 0.6129      | 192                                      | 0.0782      | 20  | 0.0247      | 8   | 485         | 30                                       | 485         | 12                                       | 485         | 12  | 494         | 16           | -0.22 |
| 42                  | DJ108 44                                  | 0.0560      | 6  | 0.5577      | 63                                       | 0.0723      | 15  | 0.0216      | 4   | 451         | 25                                       | 450         | 4  | 450         | 9   | 432         | 7            | 0.2   |
| 43                  | DJ108 45                                  | 0.0562      | 5  | 0.5732      | 104                                      | 0.0739      | 16  | 0.0200      | 5   | 461         | 22                                       | 460         | 7  | 460         | 10  | 401         | 11           | 0.16  |
| 44                  | DJ108 46                                  | 0.0561      | 6  | 0.5666      | 149                                      | 0.0732      | 17  | 0.0202      | 7   | 457         | 26                                       | 456         | 10                                       | 455         | 10  | 404         | 14           | 0.35  |
| 45                  | DJ108 47                                  | 0.0564      | 6  | 0.5838      | 85                                       | 0.0751      | 16  | 0.0207      | 4   | 466         | 22                                       | 467         | 5  | 467         | 9   | 415         | 8            | -0.19 |
| 46                  | DJ108 48                                  | 0.0569      | 6  | 0.6113      | 126                                      | 0.0780      | 17  | 0.0230      | 6   | 486         | 23                                       | 484         | 8  | 484         | 10  | 460         | 12           | 0.35  |
| 47                  | DJ108 49                                  | 0.0568      | 9  | 0.6138      | 213                                      | 0.0784      | 21  | 0.0241      | 13  | 482         | 32                                       | 486         | 13                                       | 487         | 12  | 482         | 25           | -1.07 |
| 48                  | DJ108 50                                  | 0.0565      | 6  | 0.5910      | 93                                       | 0.0759      | 16  | 0.0206      | 4   | 471         | 22                                       | 472         | 6  | 471         | 10  | 412         | 9            | -0.06 |
| 49                  | DJ108 51                                  | 0.0559      | 5  | 0.5562      | 106                                      | 0.0722      | 16  | 0.0207      | 6   | 448         | 20                                       | 449         | 7  | 449         | 10  | 414         | 12           | -0.28 |
| 50                  | DJ108 52                                  | 0.0562      | 9  | 0.5657      | 203                                      | 0.0730      | 20  | 0.0208      | 11  | 460         | 34                                       | 455         | 13                                       | 454         | 12  | 416         | 22           | 1.36  |
| 51                  | DJ108 53                                  | 0.0565      | 6  | 0.5899      | 98                                       | 0.0758      | 16  | 0.0222      | 6   | 471         | 22                                       | 471         | 6  | 471         | 10  | 443         | 12           | 0.03  |
| 52                  | DJ108 54                                  | 0.0568      | 10                                       | 0.6072      | 232                                      | 0.0776      | 22  | 0.0254      | 14  | 482         | 39                                       | 482         | 15                                       | 482         | 13  | 506         | 27           | 0.11  |
| 53                  | DJ108 55                                  | 0.0564      | 6  | 0.5851      | 98                                       | 0.0752      | 16  | 0.0210      | 6   | 469         | 21                                       | 468         | 6  | 467         | 10  | 421         | 11           | 0.32  |
| 54                  | DJ108 56                                  | 0.0569      | 7  | 0.6147      | 174                                      | 0.0784      | 19  | 0.0201      | 9   | 487         | 28                                       | 486         | 11                                       | 486         | 11  | 402         | 19           | 0.2   |
| 55                  | DJ108 57                                  | 0.0558      | 5  | 0.5450      | 103                                      | 0.0709      | 16  | 0.0214      | 6   | 443         | 21                                       | 442         | 7  | 442         | 9   | 428         | 11           | 0.31  |
| 56                  | DJ108 58                                  | 0.0570      | 6  | 0.6218      | 129                                      | 0.0791      | 18  | 0.0234      | 7   | 492         | 22                                       | 491         | 8  | 491         | 11  | 467         | 13           | 0.24  |
| 57                  | DJ108 59                                  | 0.0569      | 6  | 0.6128      | 80                                       | 0.0782      | 16  | 0.0224      | 4   | 486         | 23                                       | 485         | 5  | 485         | 10  | 447         | 8            | 0.11  |
| 58                  | DJ108 60                                  | 0.0570      | 6  | 0.6241      | 131                                      | 0.0794      | 18  | 0.0233      | 6   | 492         | 22                                       | 492         | 8  | 493         | 11  | 465         | 12           | -0.03 |
| <b>DJ188 (n=39)</b> |   |             |  |             |  |             |   |             |   |             |  |             |  |             |   |             |              |       |
| 1                   | DJ188 02                                  | 0.0558      | 6  | 0.5458      | 73                                       | 0.0709      | 14  | 0.0214      | 4   | 443         | 23                                       | 442         | 5  | 442         | 9   | 428         | 7            | 0.2   |

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          |   |          |  |          | Age (Ma)                                 |          |   |          | Disc* (%) |      |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|-----------|------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |           |      |
| 2            | DJ188 04                                  | 0.0553   | 8  | 0.5110   | 155                                      | 0.0670   | 16  | 0.0222   | 7   | 423      | 29                                       | 419      | 10                                       | 418      | 10  | 443      | 14        | 1.0  |
| 3            | DJ188 06                                  | 0.0559   | 5  | 0.5562   | 99                                       | 0.0721   | 15  | 0.0250   | 6   | 449      | 20                                       | 449      | 6  | 449      | 9   | 499      | 12        | -0.1 |
| 4            | DJ188 09                                  | 0.0556   | 9  | 0.5313   | 183                                      | 0.0693   | 18  | 0.0202   | 7   | 435      | 37                                       | 433      | 12                                       | 432      | 11  | 404      | 14        | 0.6  |
| 5            | DJ188 11                                  | 0.0542   | 10                                       | 0.4530   | 172                                      | 0.0606   | 16  | 0.0184   | 6   | 381      | 47                                       | 379      | 12                                       | 379      | 10  | 369      | 12        | 0.4  |
| 6            | DJ188 12                                  | 0.0548   | 5  | 0.4950   | 107                                      | 0.0655   | 14  | 0.0210   | 5   | 403      | 21                                       | 408      | 7  | 409      | 9   | 420      | 10        | -1.6 |
| 7            | DJ188 15                                  | 0.0562   | 13                                       | 0.5495   | 245                                      | 0.0710   | 21  | 0.0244   | 14  | 458      | 50                                       | 445      | 16                                       | 442      | 12  | 488      | 28        | 3.7  |
| 8            | DJ188 16                                  | 0.0554   | 5  | 0.5233   | 100                                      | 0.0686   | 15  | 0.0200   | 4   | 426      | 20                                       | 427      | 7  | 427      | 9   | 400      | 8         | -0.3 |
| 9            | DJ188 17                                  | 0.0552   | 18                                       | 0.4874   | 293                                      | 0.0640   | 23  | 0.0161   | 11  | 420      | 76                                       | 403      | 20                                       | 400      | 14  | 324      | 22        | 5.0  |
| 10           | DJ188 18                                  | 0.0551   | 7  | 0.5198   | 141                                      | 0.0684   | 16  | 0.0202   | 6   | 416      | 26                                       | 425      | 9  | 427      | 10  | 405      | 12        | -2.6 |
| 11           | DJ188 19                                  | 0.0550   | 6  | 0.4998   | 63                                       | 0.0659   | 13  | 0.0189   | 3   | 411      | 23                                       | 412      | 4  | 412      | 8   | 379      | 6         | -0.2 |
| 12           | DJ188 20                                  | 0.0552   | 10                                       | 0.5093   | 189                                      | 0.0669   | 18  | 0.0194   | 8   | 420      | 41                                       | 418      | 13                                       | 418      | 11  | 389      | 16        | 0.6  |
| 13           | DJ188 26                                  | 0.0550   | 5  | 0.4971   | 98                                       | 0.0656   | 14  | 0.0196   | 5   | 411      | 21                                       | 410      | 7  | 410      | 9   | 392      | 9         | 0.5  |
| 14           | DJ188 29                                  | 0.0560   | 7  | 0.5379   | 159                                      | 0.0697   | 17  | 0.0240   | 8   | 451      | 30                                       | 437      | 10                                       | 434      | 10  | 480      | 16        | 3.8  |
| 15           | DJ188 31                                  | 0.0557   | 11                                       | 0.5310   | 215                                      | 0.0691   | 19  | 0.0226   | 11  | 441      | 46                                       | 432      | 14                                       | 431      | 11  | 452      | 21        | 2.4  |
| 16           | DJ188 32                                  | 0.0554   | 5  | 0.5090   | 71                                       | 0.0667   | 14  | 0.0196   | 3   | 428      | 23                                       | 418      | 5  | 416      | 8   | 393      | 7         | 2.8  |
| 17           | DJ188 33                                  | 0.0549   | 9  | 0.4995   | 171                                      | 0.0660   | 17  | 0.0195   | 6   | 408      | 37                                       | 411      | 12                                       | 412      | 10  | 390      | 12        | -1.1 |
| 18           | DJ188 34                                  | 0.0556   | 11                                       | 0.5100   | 203                                      | 0.0666   | 18  | 0.0210   | 9   | 434      | 42                                       | 418      | 14                                       | 416      | 11  | 419      | 18        | 4.5  |
| 19           | DJ188 35                                  | 0.0545   | 8  | 0.4742   | 154                                      | 0.0631   | 16  | 0.0193   | 7   | 393      | 33                                       | 394      | 11                                       | 394      | 9   | 386      | 13        | -0.2 |
| 20           | DJ188 37                                  | 0.0549   | 7  | 0.5124   | 148                                      | 0.0678   | 16  | 0.0199   | 7   | 407      | 29                                       | 420      | 10                                       | 423      | 10  | 398      | 13        | -4.1 |
| 21           | DJ188 39                                  | 0.0546   | 10                                       | 0.4773   | 187                                      | 0.0635   | 17  | 0.0197   | 9   | 395      | 44                                       | 396      | 13                                       | 397      | 10  | 395      | 17        | -0.2 |
| 22           | DJ188 40                                  | 0.0543   | 11                                       | 0.4613   | 191                                      | 0.0617   | 17  | 0.0204   | 8   | 383      | 44                                       | 385      | 13                                       | 386      | 10  | 408      | 15        | -0.8 |
| 23           | DJ188 41                                  | 0.0548   | 10                                       | 0.4779   | 175                                      | 0.0634   | 17  | 0.0178   | 7   | 402      | 42                                       | 397      | 12                                       | 396      | 10  | 357      | 14        | 1.6  |
| 24           | DJ188 43                                  | 0.0544   | 7  | 0.4766   | 144                                      | 0.0636   | 15  | 0.0190   | 6   | 387      | 31                                       | 396      | 10                                       | 398      | 9   | 381      | 12        | -2.7 |
| 25           | DJ188 45                                  | 0.0551   | 13                                       | 0.4839   | 230                                      | 0.0637   | 19  | 0.0201   | 10  | 417      | 56                                       | 401      | 16                                       | 398      | 12  | 402      | 21        | 4.7  |
| 26           | DJ188 47                                  | 0.0550   | 17                                       | 0.4971   | 292                                      | 0.0657   | 23  | 0.0186   | 12  | 411      | 72                                       | 410      | 20                                       | 410      | 14  | 373      | 24        | 0.4  |
| 27           | DJ188 48                                  | 0.0550   | 11                                       | 0.4998   | 201                                      | 0.0660   | 18  | 0.0232   | 12  | 410      | 45                                       | 412      | 14                                       | 412      | 11  | 463      | 24        | -0.4 |
| 28           | DJ188 51                                  | 0.0558   | 8  | 0.5428   | 170                                      | 0.0705   | 17  | 0.0233   | 10  | 446      | 30                                       | 440      | 11                                       | 439      | 10  | 465      | 20        | 1.5  |
| 29           | DJ188 54                                  | 0.0552   | 12                                       | 0.5013   | 212                                      | 0.0659   | 19  | 0.0190   | 7   | 420      | 47                                       | 413      | 14                                       | 411      | 11  | 380      | 13        | 2.3  |
| 30           | DJ188 55                                  | 0.0549   | 9  | 0.4718   | 167                                      | 0.0624   | 16  | 0.0198   | 7   | 406      | 35                                       | 392      | 12                                       | 390      | 10  | 397      | 15        | 4.1  |
| 31           | DJ188 58                                  | 0.0552   | 6  | 0.5048   | 126                                      | 0.0664   | 15  | 0.0225   | 6   | 419      | 25                                       | 415      | 8  | 414      | 9   | 450      | 12        | 1.1  |
| 32           | DJ188 59                                  | 0.0556   | 14                                       | 0.5216   | 253                                      | 0.0681   | 21  | 0.0206   | 8   | 435      | 59                                       | 426      | 17                                       | 425      | 13  | 413      | 15        | 2.5  |
| 33           | DJ188 60                                  | 0.0565   | 17                                       | 0.6117   | 346                                      | 0.0785   | 27  | 0.0245   | 16  | 473      | 62                                       | 485      | 22                                       | 487      | 16  | 490      | 32        | -3.1 |
| 34           | DJ188 61                                  | 0.0553   | 17                                       | 0.5388   | 314                                      | 0.0707   | 24  | 0.0233   | 14  | 424      | 67                                       | 438      | 21                                       | 440      | 15  | 465      | 28        | -4.1 |

| Analysis No.        | Ratios                      |             |                            |             |                            |             |                             |             |                             |             | Age (Ma)                   |             |                            |             |                             |             | Disc*<br>(%) |       |
|---------------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|--------------|-------|
|                     | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 35                  | DJ188 62                    | 0.0550      | 12                         | 0.4868      | 205                        | 0.0642      | 18                          | 0.0177      | 9                           | 413         | 45                         | 403         | 14                         | 401         | 11                          | 354         | 18           | 2.9   |
| 36                  | DJ188 63                    | 0.0546      | 8                          | 0.4739      | 155                        | 0.0630      | 16                          | 0.0199      | 8                           | 396         | 37                         | 394         | 11                         | 394         | 10                          | 398         | 15           | 0.6   |
| 37                  | DJ188 65                    | 0.0550      | 8                          | 0.4944      | 162                        | 0.0652      | 16                          | 0.0201      | 8                           | 412         | 33                         | 408         | 11                         | 407         | 10                          | 402         | 15           | 1.2   |
| 38                  | DJ188 66                    | 0.0552      | 11                         | 0.5074      | 208                        | 0.0667      | 19                          | 0.0193      | 8                           | 420         | 43                         | 417         | 14                         | 416         | 11                          | 386         | 16           | 1.1   |
| 39                  | DJ188 67                    | 0.0552      | 5                          | 0.5059      | 94                         | 0.0665      | 14                          | 0.0189      | 4                           | 419         | 20                         | 416         | 6                          | 415         | 9                           | 377         | 9            | 0.9   |
| <b>DJ192 (n=66)</b> |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |              |       |
| 1                   | DJ192 01                    | 0.0564      | 5                          | 0.5820      | 108                        | 0.0749      | 16                          | 0.0217      | 6                           | 466         | 19                         | 466         | 7                          | 465         | 10                          | 433         | 12           | 0.12  |
| 2                   | DJ192 02                    | 0.0569      | 6                          | 0.6166      | 141                        | 0.0785      | 18                          | 0.0239      | 7                           | 488         | 23                         | 488         | 9                          | 487         | 11                          | 477         | 14           | 0.08  |
| 3                   | DJ192 03                    | 0.0565      | 8                          | 0.5888      | 189                        | 0.0755      | 19                          | 0.0219      | 12                          | 474         | 33                         | 470         | 12                         | 469         | 11                          | 439         | 24           | 0.93  |
| 4                   | DJ192 04                    | 0.0568      | 13                         | 0.6199      | 286                        | 0.0791      | 24                          | 0.0275      | 22                          | 485         | 51                         | 490         | 18                         | 491         | 14                          | 549         | 44           | -1.26 |
| 5                   | DJ192 05                    | 0.0568      | 6                          | 0.6067      | 153                        | 0.0775      | 18                          | 0.0234      | 9                           | 483         | 25                         | 481         | 10                         | 481         | 11                          | 467         | 17           | 0.29  |
| 6                   | DJ192 07                    | 0.0559      | 8                          | 0.5536      | 170                        | 0.0718      | 18                          | 0.0234      | 9                           | 449         | 30                         | 447         | 11                         | 447         | 11                          | 468         | 17           | 0.4   |
| 7                   | DJ192 08                    | 0.0557      | 15                         | 0.5557      | 293                        | 0.0723      | 23                          | 0.0253      | 18                          | 441         | 62                         | 449         | 19                         | 450         | 14                          | 505         | 36           | -2.1  |
| 8                   | DJ192 09                    | 0.0565      | 7                          | 0.5884      | 157                        | 0.0756      | 18                          | 0.0236      | 9                           | 471         | 27                         | 470         | 10                         | 470         | 11                          | 471         | 18           | 0.18  |
| 9                   | DJ192 10                    | 0.0562      | 5                          | 0.5716      | 112                        | 0.0738      | 16                          | 0.0232      | 6                           | 459         | 21                         | 459         | 7                          | 459         | 10                          | 463         | 13           | -0.1  |
| 10                  | DJ192 11                    | 0.0557      | 5                          | 0.5496      | 115                        | 0.0716      | 16                          | 0.0237      | 8                           | 439         | 21                         | 445         | 8                          | 446         | 9                           | 474         | 16           | -1.66 |
| 11                  | DJ192 12                    | 0.0562      | 6                          | 0.5632      | 143                        | 0.0727      | 17                          | 0.0222      | 9                           | 461         | 23                         | 454         | 9                          | 452         | 10                          | 444         | 17           | 1.89  |
| 12                  | DJ192 13                    | 0.0561      | 5                          | 0.5667      | 110                        | 0.0732      | 16                          | 0.0228      | 7                           | 457         | 21                         | 456         | 7                          | 456         | 9                           | 456         | 14           | 0.23  |
| 13                  | DJ192 14                    | 0.0566      | 6                          | 0.5847      | 138                        | 0.0749      | 17                          | 0.0215      | 9                           | 476         | 26                         | 467         | 9                          | 466         | 10                          | 430         | 18           | 2.22  |
| 14                  | DJ192 15                    | 0.0566      | 18                         | 0.5702      | 343                        | 0.0731      | 26                          | 0.0267      | 22                          | 474         | 66                         | 458         | 22                         | 455         | 16                          | 532         | 44           | 4.17  |
| 15                  | DJ192 16                    | 0.0561      | 5                          | 0.5602      | 107                        | 0.0725      | 16                          | 0.0205      | 6                           | 455         | 21                         | 452         | 7                          | 451         | 9                           | 409         | 11           | 0.84  |
| 16                  | DJ192 17                    | 0.0567      | 10                         | 0.5970      | 221                        | 0.0764      | 20                          | 0.0235      | 12                          | 480         | 38                         | 475         | 14                         | 474         | 12                          | 469         | 24           | 1.19  |
| 17                  | DJ192 18                    | 0.0556      | 5                          | 0.5395      | 112                        | 0.0704      | 15                          | 0.0243      | 8                           | 436         | 23                         | 438         | 7                          | 438         | 9                           | 486         | 15           | -0.58 |
| 18                  | DJ192 19                    | 0.0558      | 6                          | 0.5603      | 71                         | 0.0728      | 15                          | 0.0217      | 4                           | 445         | 22                         | 452         | 5                          | 453         | 9                           | 433         | 7            | -1.92 |
| 19                  | DJ192 20                    | 0.0558      | 6                          | 0.5503      | 121                        | 0.0715      | 16                          | 0.0220      | 7                           | 446         | 21                         | 445         | 8                          | 445         | 10                          | 439         | 14           | 0.12  |
| 20                  | DJ192 21                    | 0.0559      | 5                          | 0.5564      | 90                         | 0.0722      | 15                          | 0.0213      | 4                           | 447         | 21                         | 449         | 6                          | 450         | 9                           | 425         | 9            | -0.65 |
| 21                  | DJ192 22                    | 0.0557      | 6                          | 0.5494      | 127                        | 0.0715      | 16                          | 0.0236      | 9                           | 440         | 21                         | 445         | 8                          | 445         | 10                          | 472         | 17           | -1.29 |
| 22                  | DJ192 23                    | 0.0560      | 6                          | 0.5537      | 84                         | 0.0717      | 15                          | 0.0210      | 5                           | 452         | 19                         | 447         | 5                          | 447         | 9                           | 419         | 9            | 1.14  |
| 23                  | DJ192 24                    | 0.0560      | 8                          | 0.5587      | 172                        | 0.0724      | 18                          | 0.0223      | 11                          | 452         | 31                         | 451         | 11                         | 450         | 11                          | 445         | 22           | 0.25  |
| 24                  | DJ192 25                    | 0.0560      | 7                          | 0.5619      | 158                        | 0.0728      | 17                          | 0.0258      | 10                          | 452         | 27                         | 453         | 10                         | 453         | 10                          | 515         | 20           | -0.32 |
| 25                  | DJ192 26                    | 0.0566      | 6                          | 0.6008      | 150                        | 0.0770      | 18                          | 0.0223      | 8                           | 476         | 25                         | 478         | 10                         | 478         | 11                          | 446         | 16           | -0.46 |
| 26                  | DJ192 27                    | 0.0557      | 5                          | 0.5454      | 107                        | 0.0710      | 15                          | 0.0205      | 6                           | 442         | 23                         | 442         | 7                          | 442         | 9                           | 410         | 13           | 0.02  |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 27           | DJ192 28                                  | 0.0568      | 9  | 0.6119      | 207                                      | 0.0781      | 20  | 0.0223      | 12  | 485         | 34                                       | 485         | 13                                       | 485         | 12  | 445         | 24           | -0.05 |
| 28           | DJ192 29                                  | 0.0565      | 6  | 0.5797      | 133                                      | 0.0745      | 17  | 0.0226      | 7   | 470         | 23                                       | 464         | 9  | 463         | 10  | 451         | 14           | 1.55  |
| 29           | DJ192 30                                  | 0.0563      | 6  | 0.5753      | 74                                       | 0.0742      | 15  | 0.0220      | 4   | 462         | 22                                       | 461         | 5  | 461         | 9   | 439         | 8            | 0.22  |
| 30           | DJ192 31                                  | 0.0565      | 17                                       | 0.5826      | 333                                      | 0.0748      | 25  | 0.0366      | 30  | 472         | 63                                       | 466         | 21                                       | 465         | 15  | 726         | 59           | 1.46  |
| 31           | DJ192 32                                  | 0.0561      | 8  | 0.5647      | 184                                      | 0.0730      | 19  | 0.0211      | 11  | 458         | 31                                       | 455         | 12                                       | 454         | 11  | 421         | 22           | 0.79  |
| 32           | DJ192 33                                  | 0.0571      | 6  | 0.6192      | 146                                      | 0.0787      | 18  | 0.0271      | 8   | 495         | 24                                       | 489         | 9  | 488         | 11  | 539         | 16           | 1.45  |
| 33           | DJ192 34                                  | 0.0566      | 24                                       | 0.5786      | 442                                      | 0.0741      | 32  | 0.0261      | 32  | 477         | 87                                       | 464         | 28                                       | 461         | 19  | 522         | 64           | 3.44  |
| 34           | DJ192 35                                  | 0.0561      | 6  | 0.5645      | 146                                      | 0.0730      | 17  | 0.0221      | 9   | 456         | 24                                       | 454         | 9  | 454         | 10  | 441         | 18           | 0.3   |
| 35           | DJ192 36                                  | 0.0555      | 6  | 0.5352      | 142                                      | 0.0699      | 16  | 0.0213      | 9   | 434         | 27                                       | 435         | 9  | 436         | 10  | 427         | 18           | -0.36 |
| 36           | DJ192 37                                  | 0.0560      | 14                                       | 0.5419      | 259                                      | 0.0702      | 21  | 0.0253      | 17  | 452         | 50                                       | 440         | 17                                       | 437         | 13  | 504         | 33           | 3.45  |
| 37           | DJ192 38                                  | 0.0561      | 7  | 0.5593      | 148                                      | 0.0723      | 17  | 0.0213      | 7   | 456         | 24                                       | 451         | 10                                       | 450         | 10  | 427         | 14           | 1.31  |
| 38           | DJ192 40                                  | 0.0559      | 5  | 0.5576      | 106                                      | 0.0723      | 16  | 0.0214      | 6   | 450         | 19                                       | 450         | 7  | 450         | 9   | 428         | 12           | -0.09 |
| 39           | DJ192 41                                  | 0.0561      | 5  | 0.5633      | 111                                      | 0.0729      | 16  | 0.0235      | 7   | 455         | 21                                       | 454         | 7  | 454         | 9   | 469         | 13           | 0.29  |
| 40           | DJ192 42                                  | 0.0561      | 11                                       | 0.5664      | 233                                      | 0.0733      | 21  | 0.0234      | 16  | 455         | 42                                       | 456         | 15                                       | 456         | 12  | 467         | 31           | -0.25 |
| 41           | DJ192 43                                  | 0.0565      | 9  | 0.5855      | 203                                      | 0.0751      | 19  | 0.0233      | 14  | 473         | 37                                       | 468         | 13                                       | 467         | 12  | 465         | 27           | 1.39  |
| 42           | DJ192 44                                  | 0.0561      | 9  | 0.5641      | 190                                      | 0.0730      | 19  | 0.0190      | 9   | 456         | 39                                       | 454         | 12                                       | 454         | 11  | 380         | 18           | 0.36  |
| 43           | DJ192 45                                  | 0.0573      | 6  | 0.6326      | 155                                      | 0.0801      | 18  | 0.0259      | 8   | 502         | 25                                       | 498         | 10                                       | 497         | 11  | 516         | 15           | 0.97  |
| 44           | DJ192 46                                  | 0.0560      | 5  | 0.5621      | 106                                      | 0.0728      | 16  | 0.0201      | 6   | 452         | 21                                       | 453         | 7  | 453         | 9   | 402         | 12           | -0.15 |
| 45           | DJ192 47                                  | 0.0563      | 7  | 0.5737      | 163                                      | 0.0739      | 18  | 0.0222      | 8   | 465         | 28                                       | 460         | 11                                       | 460         | 11  | 443         | 16           | 1.33  |
| 46           | DJ192 48                                  | 0.0564      | 5  | 0.5819      | 112                                      | 0.0749      | 16  | 0.0209      | 8   | 468         | 21                                       | 466         | 7  | 465         | 10  | 418         | 15           | 0.66  |
| 47           | DJ192 49                                  | 0.0555      | 5  | 0.5321      | 116                                      | 0.0695      | 15  | 0.0200      | 5   | 433         | 20                                       | 433         | 8  | 433         | 9   | 400         | 10           | 0     |
| 48           | DJ192 50                                  | 0.0556      | 8  | 0.5268      | 171                                      | 0.0688      | 17  | 0.0224      | 11  | 435         | 31                                       | 430         | 11                                       | 429         | 10  | 448         | 22           | 1.56  |
| 49           | DJ192 51                                  | 0.0562      | 6  | 0.5797      | 134                                      | 0.0748      | 17  | 0.0235      | 9   | 462         | 24                                       | 464         | 9  | 465         | 10  | 470         | 18           | -0.66 |
| 50           | DJ192 52                                  | 0.0556      | 5  | 0.5442      | 96                                       | 0.0710      | 15  | 0.0202      | 6   | 438         | 21                                       | 441         | 6  | 442         | 9   | 405         | 12           | -1.01 |
| 51           | DJ192 53                                  | 0.0557      | 5  | 0.5397      | 85                                       | 0.0703      | 15  | 0.0205      | 5   | 439         | 19                                       | 438         | 6  | 438         | 9   | 410         | 9            | 0.28  |
| 52           | DJ192 54                                  | 0.0558      | 5  | 0.5472      | 84                                       | 0.0711      | 15  | 0.0214      | 5   | 446         | 24                                       | 443         | 6  | 443         | 9   | 428         | 9            | 0.68  |
| 53           | DJ192 55                                  | 0.0572      | 7  | 0.6115      | 173                                      | 0.0776      | 19  | 0.0230      | 10  | 497         | 28                                       | 484         | 11                                       | 482         | 11  | 459         | 20           | 3.25  |
| 54           | DJ192 56                                  | 0.0567      | 5  | 0.5996      | 114                                      | 0.0768      | 17  | 0.0233      | 6   | 479         | 21                                       | 477         | 7  | 477         | 10  | 466         | 12           | 0.45  |
| 55           | DJ192 57                                  | 0.0567      | 7  | 0.6103      | 64                                       | 0.0781      | 16  | 0.0225      | 3   | 481         | 26                                       | 484         | 4  | 485         | 9   | 449         | 7            | -0.71 |
| 56           | DJ192 58                                  | 0.0559      | 9  | 0.5507      | 192                                      | 0.0715      | 19  | 0.0218      | 10  | 448         | 34                                       | 445         | 13                                       | 445         | 11  | 436         | 20           | 0.59  |
| 57           | DJ192 59                                  | 0.0559      | 5  | 0.5584      | 111                                      | 0.0726      | 16  | 0.0215      | 7   | 446         | 20                                       | 450         | 7  | 452         | 9   | 431         | 13           | -1.13 |
| 58           | DJ192 60                                  | 0.0569      | 10                                       | 0.6134      | 222                                      | 0.0782      | 21  | 0.0214      | 14  | 488         | 37                                       | 486         | 14                                       | 485         | 12  | 427         | 28           | 0.7   |
| 59           | DJ192 61                                  | 0.0558      | 7  | 0.5449      | 151                                      | 0.0709      | 17  | 0.0202      | 8   | 444         | 27                                       | 442         | 10                                       | 441         | 10  | 404         | 16           | 0.77  |



| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 60           | DJ192 62                                  | 0.0558      | 5  | 0.5429      | 105                                      | 0.0706      | 15  | 0.0222      | 6   | 444         | 22                                       | 440         | 7  | 440         | 9   | 444         | 12           | 1.03  |
| 61           | DJ192 63                                  | 0.0566      | 7  | 0.5863      | 171                                      | 0.0752      | 18  | 0.0239      | 12  | 476         | 29                                       | 469         | 11                                       | 467         | 11  | 477         | 24           | 1.96  |
| 62           | DJ192 64                                  | 0.0560      | 6  | 0.5669      | 138                                      | 0.0734      | 17  | 0.0253      | 10  | 454         | 24                                       | 456         | 9  | 457         | 10  | 504         | 21           | -0.56 |
| 63           | DJ192 65                                  | 0.0562      | 5  | 0.5738      | 108                                      | 0.0741      | 16  | 0.0228      | 7   | 461         | 21                                       | 460         | 7  | 461         | 10  | 455         | 13           | 0.06  |
| 64           | DJ192 66                                  | 0.0559      | 6  | 0.5557      | 66                                       | 0.0722      | 15  | 0.0215      | 4   | 447         | 24                                       | 449         | 4  | 449         | 9   | 429         | 7            | -0.52 |
| 65           | DJ192 67                                  | 0.0559      | 5  | 0.5561      | 114                                      | 0.0722      | 16  | 0.0244      | 8   | 448         | 22                                       | 449         | 7  | 449         | 9   | 486         | 16           | -0.26 |
| 66           | DJ192 68                                  | 0.0570      | 5  | 0.6165      | 116                                      | 0.0785      | 17  | 0.0245      | 7   | 490         | 20                                       | 488         | 7  | 487         | 10  | 489         | 15           | 0.61  |
| DJ15 (n=62)  |   |             |  |             |  |             |   |             |   |             |  |             |  |             |   |             |              |       |
| 1            | DJ15 01                                   | 0.0530      | 24                                       | 0.3752      | 291                                      | 0.0513      | 21  | 0.0188      | 20  | 330         | 109                                      | 323         | 21                                       | 322         | 13  | 377         | 39           | 2.34  |
| 2            | DJ15 02                                   | 0.0527      | 26                                       | 0.3507      | 297                                      | 0.0482      | 21  | 0.0151      | 9   | 317         | 105                                      | 305         | 22                                       | 304         | 13  | 303         | 17           | 4.21  |
| 3            | DJ15 03                                   | 0.0526      | 9  | 0.3664      | 122                                      | 0.0505      | 11  | 0.0162      | 4   | 312         | 38                                       | 317         | 9  | 318         | 7   | 324         | 9            | -1.68 |
| 4            | DJ15 04                                   | 0.0530      | 4  | 0.3834      | 72                                       | 0.0524      | 9   | 0.0161      | 3   | 331         | 21                                       | 330         | 5  | 329         | 6   | 322         | 7            | 0.34  |
| 5            | DJ15 05                                   | 0.0551      | 8  | 0.5054      | 152                                      | 0.0666      | 14  | 0.0210      | 7   | 415         | 32                                       | 415         | 10                                       | 415         | 8   | 420         | 14           | -0.08 |
| 6            | DJ15 06                                   | 0.0525      | 4  | 0.3555      | 63                                       | 0.0491      | 9   | 0.0150      | 3   | 308         | 17                                       | 309         | 5  | 309         | 5   | 301         | 6            | -0.45 |
| 7            | DJ15 07                                   | 0.0534      | 9  | 0.4022      | 129                                      | 0.0546      | 12  | 0.0183      | 6   | 347         | 38                                       | 343         | 9  | 343         | 7   | 366         | 12           | 1.17  |
| 8            | DJ15 08                                   | 0.0562      | 45                                       | 0.5789      | 788                                      | 0.0747      | 51  | 0.0165      | 40  | 459         | 172                                      | 464         | 51                                       | 465         | 31  | 331         | 79           | -1.15 |
| 9            | DJ15 09                                   | 0.0526      | 17                                       | 0.3624      | 206                                      | 0.0500      | 16  | 0.0134      | 10  | 310         | 73                                       | 314         | 15                                       | 315         | 10  | 269         | 19           | -1.55 |
| 10           | DJ15 10                                   | 0.0530      | 7  | 0.3838      | 104                                      | 0.0525      | 11  | 0.0160      | 5   | 328         | 29                                       | 330         | 8  | 330         | 6   | 320         | 9            | -0.83 |
| 11           | DJ15 11                                   | 0.0527      | 7  | 0.3671      | 108                                      | 0.0505      | 10  | 0.0151      | 5   | 318         | 31                                       | 318         | 8  | 317         | 6   | 304         | 10           | 0.04  |
| 12           | DJ15 12                                   | 0.0529      | 6  | 0.3749      | 91                                       | 0.0514      | 10  | 0.0155      | 4   | 324         | 25                                       | 323         | 7  | 323         | 6   | 310         | 8            | 0.29  |
| 13           | DJ15 13                                   | 0.0533      | 15                                       | 0.4023      | 207                                      | 0.0548      | 16  | 0.0205      | 11  | 341         | 58                                       | 343         | 15                                       | 344         | 10  | 409         | 22           | -0.9  |
| 14           | DJ15 16                                   | 0.0535      | 8  | 0.4098      | 123                                      | 0.0555      | 12  | 0.0177      | 6   | 350         | 31                                       | 349         | 9  | 348         | 7   | 354         | 11           | 0.59  |
| 15           | DJ15 17                                   | 0.0524      | 18                                       | 0.3513      | 209                                      | 0.0486      | 15  | 0.0155      | 8   | 303         | 82                                       | 306         | 16                                       | 306         | 9   | 311         | 16           | -0.89 |
| 16           | DJ15 19                                   | 0.0527      | 6  | 0.3695      | 91                                       | 0.0508      | 10  | 0.0164      | 4   | 316         | 25                                       | 319         | 7  | 320         | 6   | 328         | 9            | -1.24 |
| 17           | DJ15 20                                   | 0.0539      | 10                                       | 0.4366      | 156                                      | 0.0588      | 13  | 0.0178      | 7   | 366         | 44                                       | 368         | 11                                       | 368         | 8   | 356         | 14           | -0.73 |
| 18           | DJ15 22                                   | 0.0531      | 5  | 0.3865      | 74                                       | 0.0528      | 9   | 0.0163      | 3   | 331         | 20                                       | 332         | 5  | 332         | 6   | 326         | 6            | -0.31 |
| 19           | DJ15 23                                   | 0.0527      | 24                                       | 0.3716      | 293                                      | 0.0512      | 21  | 0.0185      | 16  | 315         | 104                                      | 321         | 22                                       | 322         | 13  | 370         | 31           | -2.32 |
| 20           | DJ15 24                                   | 0.0538      | 24                                       | 0.4153      | 306                                      | 0.0560      | 20  | 0.0233      | 17  | 362         | 92                                       | 353         | 22                                       | 351         | 12  | 466         | 34           | 3.13  |
| 21           | DJ15 27                                   | 0.0530      | 6  | 0.3839      | 101                                      | 0.0526      | 10  | 0.0167      | 5   | 327         | 28                                       | 330         | 7  | 330         | 6   | 335         | 10           | -1.16 |
| 22           | DJ15 28                                   | 0.0546      | 20                                       | 0.4698      | 300                                      | 0.0624      | 22  | 0.0239      | 18  | 394         | 80                                       | 391         | 21                                       | 390         | 13  | 477         | 36           | 0.97  |
| 23           | DJ15 29                                   | 0.0556      | 32                                       | 0.5264      | 515                                      | 0.0687      | 33  | 0.0254      | 30  | 436         | 134                                      | 429         | 34                                       | 428         | 20  | 508         | 60           | 1.75  |
| 24           | DJ15 30                                   | 0.0526      | 4  | 0.3588      | 54                                       | 0.0495      | 8   | 0.0154      | 3   | 312         | 16                                       | 311         | 4  | 311         | 5   | 309         | 5            | 0.11  |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 25           | DJ15 32                                   | 0.0526      | 7  | 0.3615      | 98                                       | 0.0498      | 10  | 0.0139      | 4   | 313         | 29                                       | 313         | 7  | 313         | 6   | 278         | 8            | -0.18 |
| 26           | DJ15 34                                   | 0.0527      | 7  | 0.3604      | 106                                      | 0.0496      | 10  | 0.0154      | 4   | 314         | 28                                       | 313         | 8  | 312         | 6   | 309         | 8            | 0.62  |
| 27           | DJ15 35                                   | 0.0527      | 40                                       | 0.3709      | 471                                      | 0.0510      | 31  | 0.0269      | 36  | 317         | 182                                      | 320         | 35                                       | 321         | 19  | 536         | 71           | -1.32 |
| 28           | DJ15 36                                   | 0.0530      | 28                                       | 0.3694      | 331                                      | 0.0505      | 23  | 0.0157      | 11  | 329         | 121                                      | 319         | 25                                       | 318         | 14  | 315         | 21           | 3.4   |
| 29           | DJ15 37                                   | 0.0524      | 15                                       | 0.3487      | 177                                      | 0.0483      | 13  | 0.0151      | 8   | 302         | 67                                       | 304         | 13                                       | 304         | 8   | 303         | 15           | -0.5  |
| 30           | DJ15 38                                   | 0.0530      | 8  | 0.3805      | 114                                      | 0.0521      | 11  | 0.0176      | 6   | 329         | 31                                       | 327         | 8  | 327         | 7   | 352         | 13           | 0.49  |
| 31           | DJ15 39                                   | 0.0539      | 15                                       | 0.4322      | 216                                      | 0.0581      | 17  | 0.0177      | 9   | 367         | 64                                       | 365         | 15                                       | 364         | 10  | 354         | 19           | 0.7   |
| 32           | DJ15 40                                   | 0.0530      | 5  | 0.3807      | 77                                       | 0.0521      | 10  | 0.0168      | 3   | 328         | 20                                       | 328         | 6  | 328         | 6   | 336         | 6            | -0.02 |
| 33           | DJ15 41                                   | 0.0556      | 10                                       | 0.5331      | 182                                      | 0.0696      | 15  | 0.0219      | 9   | 435         | 38                                       | 434         | 12                                       | 434         | 9   | 438         | 18           | 0.28  |
| 34           | DJ15 42                                   | 0.0533      | 17                                       | 0.3973      | 224                                      | 0.0541      | 16  | 0.0150      | 8   | 341         | 74                                       | 340         | 16                                       | 339         | 10  | 301         | 16           | 0.52  |
| 35           | DJ15 43                                   | 0.0528      | 5  | 0.3711      | 76                                       | 0.0510      | 9   | 0.0152      | 3   | 321         | 21                                       | 320         | 6  | 320         | 6   | 305         | 6            | 0.22  |
| 36           | DJ15 44                                   | 0.0532      | 16                                       | 0.3921      | 212                                      | 0.0535      | 16  | 0.0138      | 8   | 336         | 66                                       | 336         | 15                                       | 336         | 10  | 276         | 15           | -0.08 |
| 37           | DJ15 45                                   | 0.0558      | 14                                       | 0.5515      | 259                                      | 0.0716      | 20  | 0.0217      | 16  | 446         | 55                                       | 446         | 17                                       | 446         | 12  | 434         | 31           | 0.02  |
| 38           | DJ15 46                                   | 0.0526      | 17                                       | 0.3569      | 199                                      | 0.0492      | 15  | 0.0180      | 13  | 310         | 70                                       | 310         | 15                                       | 310         | 9   | 360         | 25           | -0.02 |
| 39           | DJ15 47                                   | 0.0532      | 23                                       | 0.3988      | 295                                      | 0.0543      | 21  | 0.0186      | 13  | 339         | 97                                       | 341         | 21                                       | 341         | 13  | 372         | 26           | -0.75 |
| 40           | DJ15 48                                   | 0.0525      | 13                                       | 0.3594      | 161                                      | 0.0497      | 13  | 0.0139      | 6   | 306         | 57                                       | 312         | 12                                       | 313         | 8   | 279         | 11           | -2.37 |
| 41           | DJ15 49                                   | 0.0530      | 5  | 0.3810      | 74                                       | 0.0521      | 9   | 0.0161      | 3   | 328         | 19                                       | 328         | 5  | 328         | 6   | 323         | 7            | 0.06  |
| 42           | DJ15 50                                   | 0.0530      | 8  | 0.3779      | 115                                      | 0.0518      | 11  | 0.0140      | 5   | 327         | 34                                       | 325         | 8  | 325         | 7   | 282         | 10           | 0.42  |
| 43           | DJ15 51                                   | 0.0541      | 6  | 0.4496      | 103                                      | 0.0602      | 12  | 0.0195      | 5   | 377         | 23                                       | 377         | 7  | 377         | 7   | 391         | 10           | -0.03 |
| 44           | DJ15 52                                   | 0.0526      | 7  | 0.3560      | 98                                       | 0.0491      | 10  | 0.0162      | 7   | 310         | 29                                       | 309         | 7  | 309         | 6   | 325         | 14           | 0.4   |
| 45           | DJ15 53                                   | 0.0553      | 4  | 0.5169      | 74                                       | 0.0678      | 12  | 0.0211      | 3   | 424         | 16                                       | 423         | 5  | 423         | 7   | 421         | 7            | 0.13  |
| 46           | DJ15 55                                   | 0.0553      | 7  | 0.5202      | 147                                      | 0.0682      | 14  | 0.0214      | 7   | 424         | 28                                       | 425         | 10                                       | 426         | 9   | 428         | 13           | -0.5  |
| 47           | DJ15 56                                   | 0.0558      | 15                                       | 0.5508      | 271                                      | 0.0716      | 20  | 0.0246      | 14  | 443         | 59                                       | 446         | 18                                       | 446         | 12  | 490         | 27           | -0.75 |
| 48           | DJ15 57                                   | 0.0525      | 9  | 0.3593      | 120                                      | 0.0496      | 11  | 0.0167      | 6   | 309         | 38                                       | 312         | 9  | 312         | 7   | 334         | 11           | -1.18 |
| 49           | DJ15 58                                   | 0.0553      | 10                                       | 0.5052      | 174                                      | 0.0663      | 15  | 0.0205      | 8   | 424         | 38                                       | 415         | 12                                       | 414         | 9   | 409         | 15           | 2.41  |
| 50           | DJ15 59                                   | 0.0530      | 5  | 0.3839      | 80                                       | 0.0525      | 10  | 0.0162      | 3   | 328         | 20                                       | 330         | 6  | 330         | 6   | 324         | 7            | -0.53 |
| 51           | DJ15 61                                   | 0.0558      | 7  | 0.5426      | 148                                      | 0.0706      | 15  | 0.0195      | 7   | 443         | 28                                       | 440         | 10                                       | 439         | 9   | 390         | 13           | 0.87  |
| 52           | DJ15 62                                   | 0.0531      | 5  | 0.3861      | 87                                       | 0.0527      | 10  | 0.0145      | 4   | 333         | 22                                       | 332         | 6  | 331         | 6   | 292         | 7            | 0.39  |
| 53           | DJ15 63                                   | 0.0545      | 29                                       | 0.4919      | 339                                      | 0.0655      | 15  | 0.0205      | 4   | 390         | 126                                      | 406         | 23                                       | 409         | 9   | 409         | 8            | -4.91 |
| 54           | DJ15 64                                   | 0.0532      | 13                                       | 0.3982      | 186                                      | 0.0542      | 15  | 0.0189      | 10  | 338         | 57                                       | 340         | 14                                       | 341         | 9   | 379         | 20           | -0.74 |
| 55           | DJ15 65                                   | 0.0525      | 4  | 0.3525      | 63                                       | 0.0487      | 9   | 0.0145      | 3   | 306         | 19                                       | 307         | 5  | 307         | 5   | 291         | 5            | -0.07 |
| 56           | DJ15 66                                   | 0.0527      | 5  | 0.3650      | 74                                       | 0.0502      | 9   | 0.0153      | 3   | 318         | 20                                       | 316         | 5  | 316         | 6   | 307         | 6            | 0.62  |
| 57           | DJ15 67                                   | 0.0552      | 15                                       | 0.5184      | 258                                      | 0.0681      | 20  | 0.0238      | 14  | 419         | 63                                       | 424         | 17                                       | 425         | 12  | 475         | 27           | -1.57 |

| Analysis No.        | Ratios                      |          |                            |          |                            |          |                             |          |                             |          | Age (Ma)                   |          |                            |          |                             |          | Disc* (%) |       |
|---------------------|-----------------------------|----------|----------------------------|----------|----------------------------|----------|-----------------------------|----------|-----------------------------|----------|----------------------------|----------|----------------------------|----------|-----------------------------|----------|-----------|-------|
|                     | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$ 1s |           |       |
| 58                  | DJ15 68                     | 0.0527   | 5                          | 0.3600   | 82                         | 0.0496   | 9                           | 0.0144   | 3                           | 314      | 22                         | 312      | 6                          | 312      | 6                           | 288      | 6         | 0.56  |
| 59                  | DJ15 69                     | 0.0530   | 15                         | 0.3810   | 195                        | 0.0521   | 15                          | 0.0142   | 9                           | 330      | 62                         | 328      | 14                         | 327      | 9                           | 286      | 17        | 0.82  |
| 60                  | DJ15 70                     | 0.0555   | 9                          | 0.5315   | 168                        | 0.0694   | 15                          | 0.0230   | 10                          | 433      | 33                         | 433      | 11                         | 433      | 9                           | 459      | 19        | 0.13  |
| 61                  | DJ15 72                     | 0.0550   | 15                         | 0.4992   | 242                        | 0.0658   | 18                          | 0.0225   | 12                          | 412      | 66                         | 411      | 16                         | 411      | 11                          | 450      | 24        | 0.31  |
| 62                  | DJ15 73                     | 0.0535   | 12                         | 0.4069   | 177                        | 0.0552   | 14                          | 0.0184   | 10                          | 349      | 52                         | 347      | 13                         | 346      | 9                           | 369      | 19        | 0.88  |
| <b>DJ149 (n=50)</b> |                             |          |                            |          |                            |          |                             |          |                             |          |                            |          |                            |          |                             |          |           |       |
| 1                   | DJ149 01                    | 0.0546   | 6                          | 0.4638   | 117                        | 0.0616   | 14                          | 0.0179   | 5                           | 395      | 25                         | 387      | 8                          | 385      | 9                           | 359      | 11        | 2.62  |
| 2                   | DJ149 02                    | 0.0543   | 7                          | 0.4674   | 130                        | 0.0625   | 15                          | 0.0203   | 7                           | 382      | 31                         | 389      | 9                          | 391      | 9                           | 405      | 13        | -2.25 |
| 3                   | DJ149 03                    | 0.0559   | 25                         | 0.5214   | 409                        | 0.0677   | 29                          | 0.0254   | 22                          | 446      | 94                         | 426      | 27                         | 422      | 17                          | 507      | 43        | 5.57  |
| 4                   | DJ149 04                    | 0.0575   | 26                         | 0.6121   | 505                        | 0.0772   | 36                          | 0.0263   | 22                          | 510      | 103                        | 485      | 32                         | 480      | 21                          | 525      | 44        | 6.09  |
| 5                   | DJ149 06                    | 0.0553   | 16                         | 0.5162   | 279                        | 0.0677   | 22                          | 0.0208   | 11                          | 426      | 63                         | 423      | 19                         | 422      | 14                          | 416      | 22        | 0.85  |
| 6                   | DJ149 07                    | 0.0557   | 27                         | 0.5482   | 470                        | 0.0714   | 33                          | 0.0262   | 28                          | 441      | 99                         | 444      | 31                         | 444      | 20                          | 523      | 56        | -0.84 |
| 7                   | DJ149 09                    | 0.0544   | 20                         | 0.4894   | 324                        | 0.0652   | 25                          | 0.0184   | 13                          | 389      | 93                         | 405      | 22                         | 407      | 15                          | 368      | 25        | -4.74 |
| 8                   | DJ149 10                    | 0.0547   | 7                          | 0.4853   | 134                        | 0.0644   | 16                          | 0.0184   | 6                           | 398      | 27                         | 402      | 9                          | 402      | 9                           | 368      | 11        | -1.01 |
| 9                   | DJ149 11                    | 0.0550   | 9                          | 0.5012   | 180                        | 0.0661   | 18                          | 0.0191   | 9                           | 410      | 38                         | 412      | 12                         | 413      | 11                          | 383      | 17        | -0.68 |
| 10                  | DJ149 12                    | 0.0547   | 25                         | 0.5109   | 412                        | 0.0677   | 30                          | 0.0261   | 24                          | 401      | 98                         | 419      | 28                         | 422      | 18                          | 521      | 46        | -5.44 |
| 11                  | DJ149 13                    | 0.0547   | 8                          | 0.4807   | 151                        | 0.0637   | 16                          | 0.0186   | 7                           | 401      | 33                         | 399      | 10                         | 398      | 10                          | 372      | 14        | 0.8   |
| 12                  | DJ149 14                    | 0.0559   | 15                         | 0.5207   | 267                        | 0.0676   | 22                          | 0.0210   | 13                          | 448      | 55                         | 426      | 18                         | 421      | 13                          | 421      | 26        | 6.21  |
| 13                  | DJ149 15                    | 0.0547   | 10                         | 0.4834   | 182                        | 0.0641   | 17                          | 0.0194   | 8                           | 401      | 35                         | 400      | 12                         | 400      | 10                          | 387      | 16        | 0.24  |
| 14                  | DJ149 16                    | 0.0545   | 6                          | 0.4742   | 120                        | 0.0631   | 15                          | 0.0171   | 5                           | 393      | 25                         | 394      | 8                          | 394      | 9                           | 343      | 10        | -0.46 |
| 15                  | DJ149 18                    | 0.0543   | 8                          | 0.4628   | 155                        | 0.0618   | 16                          | 0.0162   | 6                           | 383      | 36                         | 386      | 11                         | 387      | 10                          | 325      | 12        | -1.11 |
| 16                  | DJ149 19                    | 0.0545   | 9                          | 0.4599   | 168                        | 0.0612   | 16                          | 0.0174   | 8                           | 391      | 40                         | 384      | 12                         | 383      | 10                          | 349      | 15        | 1.95  |
| 17                  | DJ149 20                    | 0.0547   | 14                         | 0.4856   | 246                        | 0.0644   | 20                          | 0.0171   | 11                          | 400      | 64                         | 402      | 17                         | 402      | 12                          | 343      | 21        | -0.58 |
| 18                  | DJ149 21                    | 0.0547   | 12                         | 0.4706   | 203                        | 0.0624   | 18                          | 0.0209   | 10                          | 401      | 49                         | 392      | 14                         | 390      | 11                          | 418      | 21        | 2.88  |
| 19                  | DJ149 22                    | 0.0547   | 12                         | 0.4732   | 208                        | 0.0627   | 18                          | 0.0203   | 9                           | 402      | 47                         | 393      | 14                         | 392      | 11                          | 407      | 17        | 2.48  |
| 20                  | DJ149 23                    | 0.0549   | 14                         | 0.5001   | 247                        | 0.0661   | 21                          | 0.0199   | 12                          | 406      | 56                         | 412      | 17                         | 413      | 12                          | 399      | 24        | -1.69 |
| 21                  | DJ149 24                    | 0.0551   | 16                         | 0.4982   | 268                        | 0.0656   | 22                          | 0.0183   | 11                          | 417      | 60                         | 410      | 18                         | 409      | 13                          | 367      | 22        | 1.82  |
| 22                  | DJ149 25                    | 0.0546   | 8                          | 0.4752   | 153                        | 0.0632   | 16                          | 0.0194   | 8                           | 394      | 32                         | 395      | 11                         | 395      | 10                          | 388      | 15        | -0.28 |
| 23                  | DJ149 26                    | 0.0547   | 8                          | 0.4937   | 152                        | 0.0655   | 16                          | 0.0188   | 7                           | 400      | 31                         | 407      | 10                         | 409      | 10                          | 377      | 14        | -2.14 |
| 24                  | DJ149 27                    | 0.0550   | 19                         | 0.4809   | 302                        | 0.0635   | 23                          | 0.0193   | 15                          | 411      | 80                         | 399      | 21                         | 397      | 14                          | 387      | 29        | 3.75  |
| 25                  | DJ149 28                    | 0.0551   | 15                         | 0.5160   | 275                        | 0.0679   | 22                          | 0.0190   | 13                          | 418      | 59                         | 422      | 18                         | 423      | 13                          | 380      | 26        | -1.34 |
| 26                  | DJ149 29                    | 0.0547   | 13                         | 0.4694   | 217                        | 0.0622   | 19                          | 0.0181   | 9                           | 401      | 52                         | 391      | 15                         | 389      | 11                          | 363      | 17        | 3.01  |

| Analysis No. | Ratios                      |             |                            |             |                            |             |                             |             |                             |             | Age (Ma)                   |             |                            |             |                             |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 27           | DJ149 30                    | 0.0549      | 7                          | 0.4953      | 146                        | 0.0654      | 16                          | 0.0189      | 7                           | 409         | 29                         | 409         | 10                         | 409         | 10                          | 378         | 13           | 0.01  |
| 28           | DJ149 31                    | 0.0545      | 8                          | 0.4739      | 148                        | 0.0631      | 16                          | 0.0189      | 7                           | 392         | 33                         | 394         | 10                         | 394         | 9                           | 377         | 14           | -0.66 |
| 29           | DJ149 32                    | 0.0541      | 14                         | 0.4439      | 226                        | 0.0595      | 19                          | 0.0168      | 9                           | 375         | 64                         | 373         | 16                         | 373         | 11                          | 338         | 17           | 0.57  |
| 30           | DJ149 34                    | 0.0562      | 27                         | 0.5559      | 466                        | 0.0718      | 33                          | 0.0191      | 14                          | 459         | 110                        | 449         | 30                         | 447         | 20                          | 381         | 29           | 2.76  |
| 31           | DJ149 35                    | 0.0550      | 7                          | 0.4952      | 144                        | 0.0653      | 16                          | 0.0174      | 6                           | 413         | 28                         | 408         | 10                         | 408         | 10                          | 348         | 12           | 1.47  |
| 32           | DJ149 36                    | 0.0551      | 13                         | 0.5123      | 245                        | 0.0675      | 21                          | 0.0187      | 10                          | 415         | 53                         | 420         | 16                         | 421         | 12                          | 374         | 19           | -1.58 |
| 33           | DJ149 37                    | 0.0559      | 26                         | 0.5431      | 448                        | 0.0706      | 31                          | 0.0225      | 19                          | 447         | 107                        | 440         | 29                         | 440         | 19                          | 450         | 37           | 1.74  |
| 34           | DJ149 38                    | 0.0552      | 9                          | 0.4862      | 168                        | 0.0639      | 17                          | 0.0183      | 7                           | 421         | 34                         | 402         | 11                         | 399         | 10                          | 367         | 15           | 5.3   |
| 35           | DJ149 39                    | 0.0555      | 19                         | 0.4999      | 312                        | 0.0654      | 24                          | 0.0190      | 13                          | 431         | 74                         | 412         | 21                         | 409         | 14                          | 380         | 26           | 5.41  |
| 36           | DJ149 40                    | 0.0547      | 22                         | 0.5014      | 359                        | 0.0666      | 26                          | 0.0190      | 17                          | 399         | 95                         | 413         | 24                         | 415         | 16                          | 380         | 33           | -4.12 |
| 37           | DJ149 41                    | 0.0547      | 7                          | 0.4738      | 134                        | 0.0628      | 15                          | 0.0174      | 6                           | 401         | 29                         | 394         | 9                          | 393         | 9                           | 349         | 12           | 2.23  |
| 38           | DJ149 43                    | 0.0553      | 12                         | 0.5112      | 218                        | 0.0671      | 19                          | 0.0249      | 13                          | 424         | 46                         | 419         | 15                         | 419         | 12                          | 496         | 25           | 1.24  |
| 39           | DJ149 44                    | 0.0546      | 27                         | 0.4822      | 412                        | 0.0642      | 28                          | 0.0205      | 18                          | 394         | 110                        | 400         | 28                         | 401         | 17                          | 410         | 36           | -1.77 |
| 40           | DJ149 45                    | 0.0565      | 21                         | 0.5444      | 369                        | 0.0700      | 27                          | 0.0190      | 17                          | 471         | 82                         | 441         | 24                         | 436         | 16                          | 380         | 34           | 7.83  |
| 41           | DJ149 46                    | 0.0557      | 25                         | 0.5619      | 434                        | 0.0732      | 30                          | 0.0237      | 19                          | 441         | 99                         | 453         | 28                         | 456         | 18                          | 472         | 37           | -3.35 |
| 42           | DJ149 47                    | 0.0557      | 41                         | 0.4970      | 622                        | 0.0647      | 41                          | 0.0186      | 24                          | 442         | 172                        | 410         | 42                         | 404         | 25                          | 373         | 47           | 8.89  |
| 43           | DJ149 48                    | 0.0549      | 20                         | 0.4840      | 316                        | 0.0640      | 24                          | 0.0174      | 13                          | 409         | 84                         | 401         | 22                         | 400         | 14                          | 348         | 26           | 2.52  |
| 44           | DJ149 50                    | 0.0543      | 12                         | 0.4611      | 197                        | 0.0617      | 17                          | 0.0173      | 9                           | 383         | 46                         | 385         | 14                         | 386         | 11                          | 346         | 18           | -0.6  |
| 45           | DJ149 51                    | 0.0554      | 14                         | 0.4925      | 244                        | 0.0646      | 20                          | 0.0211      | 11                          | 428         | 54                         | 407         | 17                         | 403         | 12                          | 422         | 22           | 5.95  |
| 46           | DJ149 52                    | 0.0539      | 23                         | 0.4522      | 341                        | 0.0609      | 25                          | 0.0215      | 17                          | 368         | 91                         | 379         | 24                         | 381         | 15                          | 430         | 33           | -3.63 |
| 47           | DJ149 53                    | 0.0542      | 15                         | 0.4736      | 245                        | 0.0635      | 20                          | 0.0247      | 13                          | 377         | 64                         | 394         | 17                         | 397         | 12                          | 493         | 26           | -5.24 |
| 48           | DJ149 54                    | 0.0541      | 13                         | 0.4472      | 206                        | 0.0601      | 18                          | 0.0171      | 10                          | 374         | 49                         | 375         | 14                         | 376         | 11                          | 343         | 19           | -0.43 |
| 49           | DJ149 56                    | 0.0543      | 20                         | 0.4823      | 313                        | 0.0645      | 23                          | 0.0168      | 14                          | 383         | 91                         | 400         | 21                         | 403         | 14                          | 336         | 28           | -5.36 |
| 50           | DJ149 57                    | 0.0552      | 15                         | 0.4713      | 246                        | 0.0621      | 19                          | 0.0186      | 11                          | 419         | 57                         | 392         | 17                         | 388         | 12                          | 372         | 22           | 7.67  |
| DJ325 (n=48) |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |              |       |
| 1            | DJ325 01                    | 0.0555      | 26                         | 0.5230      | 360                        | 0.0683      | 18                          | 0.0180      | 8                           | 434         | 108                        | 427         | 24                         | 426         | 11                          | 361         | 16           | 1.93  |
| 2            | DJ325 02                    | 0.0553      | 32                         | 0.5237      | 433                        | 0.0686      | 20                          | 0.0225      | 15                          | 426         | 140                        | 428         | 29                         | 428         | 12                          | 450         | 29           | -0.47 |
| 3            | DJ325 03                    | 0.0554      | 16                         | 0.5263      | 254                        | 0.0688      | 16                          | 0.0206      | 8                           | 430         | 62                         | 429         | 17                         | 429         | 10                          | 413         | 16           | 0.18  |
| 4            | DJ325 04                    | 0.0554      | 10                         | 0.5269      | 185                        | 0.0690      | 15                          | 0.0194      | 5                           | 427         | 40                         | 430         | 12                         | 430         | 9                           | 389         | 9            | -0.85 |
| 5            | DJ325 05                    | 0.0553      | 13                         | 0.5095      | 215                        | 0.0668      | 15                          | 0.0184      | 7                           | 423         | 53                         | 418         | 14                         | 417         | 9                           | 369         | 14           | 1.47  |
| 6            | DJ325 06                    | 0.0550      | 7                          | 0.5003      | 135                        | 0.0659      | 14                          | 0.0197      | 5                           | 414         | 26                         | 412         | 9                          | 411         | 8                           | 395         | 10           | 0.56  |
| 7            | DJ325 10                    | 0.0550      | 7                          | 0.4842      | 128                        | 0.0639      | 14                          | 0.0183      | 5                           | 411         | 23                         | 401         | 9                          | 399         | 8                           | 367         | 9            | 3.07  |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 8            | DJ325 11                                  | 0.0549      | 46                                       | 0.4990      | 573                                      | 0.0659      | 24  | 0.0194      | 20  | 408         | 180                                      | 411         | 39                                       | 412         | 14  | 388         | 39           | -0.98 |
| 9            | DJ325 12                                  | 0.0551      | 20                                       | 0.5174      | 292                                      | 0.0681      | 17  | 0.0197      | 10  | 417         | 82                                       | 423         | 20                                       | 424         | 10  | 394         | 19           | -1.84 |
| 10           | DJ325 13                                  | 0.0551      | 7  | 0.5107      | 137                                      | 0.0672      | 14  | 0.0188      | 4   | 417         | 27                                       | 419         | 9  | 419         | 9   | 376         | 8            | -0.42 |
| 11           | DJ325 14                                  | 0.0552      | 32                                       | 0.5167      | 426                                      | 0.0679      | 20  | 0.0200      | 13  | 421         | 140                                      | 423         | 28                                       | 423         | 12  | 401         | 26           | -0.63 |
| 12           | DJ325 17                                  | 0.0544      | 22                                       | 0.4748      | 291                                      | 0.0633      | 16  | 0.0181      | 9   | 387         | 89                                       | 394         | 20                                       | 396         | 10  | 363         | 17           | -2.39 |
| 13           | DJ325 18                                  | 0.0553      | 18                                       | 0.5187      | 267                                      | 0.0681      | 16  | 0.0206      | 8   | 423         | 71                                       | 424         | 18                                       | 424         | 10  | 413         | 16           | -0.32 |
| 14           | DJ325 19                                  | 0.0546      | 30                                       | 0.4910      | 388                                      | 0.0652      | 19  | 0.0212      | 11  | 398         | 116                                      | 406         | 26                                       | 407         | 11  | 424         | 23           | -2.45 |
| 15           | DJ325 20                                  | 0.0551      | 11                                       | 0.5057      | 189                                      | 0.0666      | 15  | 0.0197      | 7   | 416         | 43                                       | 416         | 13                                       | 415         | 9   | 395         | 13           | 0.21  |
| 16           | DJ325 21                                  | 0.0551      | 5  | 0.5110      | 115                                      | 0.0672      | 14  | 0.0194      | 4   | 418         | 22                                       | 419         | 8  | 419         | 8   | 388         | 9            | -0.36 |
| 17           | DJ325 23                                  | 0.0560      | 52                                       | 0.5482      | 689                                      | 0.0711      | 27  | 0.0221      | 21  | 451         | 207                                      | 444         | 45                                       | 442         | 16  | 441         | 41           | 1.9   |
| 18           | DJ325 24                                  | 0.0550      | 16                                       | 0.5166      | 250                                      | 0.0681      | 16  | 0.0203      | 8   | 413         | 66                                       | 423         | 17                                       | 425         | 10  | 405         | 16           | -2.8  |
| 19           | DJ325 26                                  | 0.0563      | 42                                       | 0.5627      | 586                                      | 0.0725      | 25  | 0.0244      | 18  | 464         | 154                                      | 453         | 38                                       | 451         | 15  | 486         | 36           | 2.81  |
| 20           | DJ325 27                                  | 0.0557      | 20                                       | 0.5315      | 296                                      | 0.0692      | 17  | 0.0190      | 9   | 440         | 80                                       | 433         | 20                                       | 432         | 10  | 380         | 17           | 1.9   |
| 21           | DJ325 29                                  | 0.0554      | 9  | 0.5223      | 166                                      | 0.0684      | 15  | 0.0219      | 6   | 428         | 36                                       | 427         | 11                                       | 426         | 9   | 437         | 13           | 0.48  |
| 22           | DJ325 30                                  | 0.0554      | 26                                       | 0.5213      | 362                                      | 0.0682      | 18  | 0.0265      | 16  | 428         | 97                                       | 426         | 24                                       | 425         | 11  | 529         | 31           | 0.69  |
| 23           | DJ325 31                                  | 0.0553      | 12                                       | 0.5210      | 205                                      | 0.0683      | 15  | 0.0219      | 7   | 425         | 46                                       | 426         | 14                                       | 426         | 9   | 438         | 13           | -0.19 |
| 24           | DJ325 32                                  | 0.0555      | 7  | 0.5318      | 139                                      | 0.0695      | 15  | 0.0198      | 5   | 432         | 26                                       | 433         | 9  | 433         | 9   | 396         | 10           | -0.29 |
| 25           | DJ325 33                                  | 0.0557      | 7  | 0.5363      | 152                                      | 0.0699      | 15  | 0.0236      | 7   | 440         | 29                                       | 436         | 10                                       | 435         | 9   | 471         | 13           | 1.12  |
| 26           | DJ325 34                                  | 0.0558      | 15                                       | 0.5418      | 254                                      | 0.0705      | 17  | 0.0198      | 9   | 443         | 64                                       | 440         | 17                                       | 439         | 10  | 396         | 17           | 1     |
| 27           | DJ325 35                                  | 0.0559      | 14                                       | 0.5613      | 249                                      | 0.0728      | 17  | 0.0219      | 9   | 449         | 59                                       | 452         | 16                                       | 453         | 10  | 438         | 17           | -0.87 |
| 28           | DJ325 36                                  | 0.0556      | 11                                       | 0.5374      | 195                                      | 0.0700      | 15  | 0.0202      | 7   | 438         | 42                                       | 437         | 13                                       | 436         | 9   | 403         | 14           | 0.37  |
| 29           | DJ325 37                                  | 0.0553      | 16                                       | 0.5154      | 248                                      | 0.0676      | 16  | 0.0219      | 9   | 424         | 60                                       | 422         | 17                                       | 422         | 10  | 438         | 17           | 0.67  |
| 30           | DJ325 38                                  | 0.0560      | 11                                       | 0.5673      | 212                                      | 0.0735      | 16  | 0.0213      | 7   | 452         | 45                                       | 456         | 14                                       | 457         | 10  | 425         | 13           | -1.07 |
| 31           | DJ325 39                                  | 0.0565      | 6  | 0.5824      | 138                                      | 0.0748      | 16  | 0.0221      | 6   | 470         | 23                                       | 466         | 9  | 465         | 9   | 442         | 11           | 1.09  |
| 32           | DJ325 40                                  | 0.0557      | 15                                       | 0.5418      | 247                                      | 0.0706      | 16  | 0.0223      | 9   | 440         | 61                                       | 440         | 16                                       | 440         | 10  | 445         | 17           | 0     |
| 33           | DJ325 41                                  | 0.0554      | 6  | 0.5191      | 53                                       | 0.0680      | 12  | 0.0214      | 3   | 428         | 24                                       | 425         | 4  | 424         | 7   | 429         | 7            | 0.87  |
| 34           | DJ325 42                                  | 0.0547      | 7  | 0.4776      | 139                                      | 0.0634      | 15  | 0.0186      | 6   | 399         | 32                                       | 396         | 10                                       | 396         | 9   | 372         | 12           | 0.84  |
| 35           | DJ325 43                                  | 0.0548      | 5  | 0.4917      | 83                                       | 0.0651      | 13  | 0.0175      | 4   | 405         | 20                                       | 406         | 6  | 406         | 8   | 351         | 8            | -0.23 |
| 36           | DJ325 44                                  | 0.0551      | 5  | 0.5055      | 79                                       | 0.0666      | 13  | 0.0197      | 4   | 416         | 17                                       | 415         | 5  | 415         | 8   | 394         | 8            | 0.25  |
| 37           | DJ325 47                                  | 0.0555      | 5  | 0.5309      | 87                                       | 0.0694      | 13  | 0.0196      | 5   | 432         | 18                                       | 432         | 6  | 433         | 8   | 392         | 9            | -0.23 |
| 38           | DJ325 49                                  | 0.0548      | 6  | 0.4909      | 112                                      | 0.0649      | 14  | 0.0210      | 6   | 406         | 23                                       | 406         | 8  | 406         | 8   | 420         | 12           | 0.05  |
| 39           | DJ325 50                                  | 0.0554      | 5  | 0.5198      | 72                                       | 0.0680      | 13  | 0.0195      | 3   | 429         | 18                                       | 425         | 5  | 424         | 8   | 390         | 6            | 1.2   |
| 40           | DJ325 50                                  | 0.0547      | 5  | 0.4822      | 77                                       | 0.0639      | 12  | 0.0171      | 4   | 400         | 19                                       | 400         | 5  | 400         | 7   | 342         | 7            | 0.13  |

| Analysis No. | Ratios                      |          |                            |          |                            |          |                             |          |                             |          | Age (Ma)                   |          |                            |          |                             |          | Disc* (%) |       |
|--------------|-----------------------------|----------|----------------------------|----------|----------------------------|----------|-----------------------------|----------|-----------------------------|----------|----------------------------|----------|----------------------------|----------|-----------------------------|----------|-----------|-------|
|              | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$ 1s |           |       |
| 41           | DJ325 51                    | 0.0551   | 7                          | 0.5062   | 137                        | 0.0667   | 15                          | 0.0229   | 10                          | 416      | 27                         | 416      | 9                          | 416      | 9                           | 457      | 19        | -0.01 |
| 42           | DJ325 52                    | 0.0544   | 12                         | 0.4648   | 201                        | 0.0620   | 17                          | 0.0176   | 8                           | 386      | 52                         | 388      | 14                         | 388      | 10                          | 352      | 15        | -0.62 |
| 43           | DJ325 53                    | 0.0544   | 5                          | 0.4653   | 86                         | 0.0620   | 12                          | 0.0165   | 3                           | 388      | 21                         | 388      | 6                          | 388      | 7                           | 331      | 7         | 0.03  |
| 44           | DJ325 54                    | 0.0547   | 7                          | 0.4717   | 131                        | 0.0626   | 14                          | 0.0194   | 8                           | 398      | 29                         | 392      | 9                          | 391      | 8                           | 388      | 15        | 1.68  |
| 45           | DJ325 55                    | 0.0546   | 5                          | 0.4780   | 56                         | 0.0635   | 12                          | 0.0164   | 2                           | 397      | 21                         | 397      | 4                          | 397      | 7                           | 328      | 5         | 0.12  |
| 46           | DJ325 56                    | 0.0560   | 23                         | 0.5769   | 424                        | 0.0747   | 31                          | 0.0267   | 25                          | 454      | 96                         | 462      | 27                         | 464      | 18                          | 533      | 49        | -2.44 |
| 47           | DJ325 58                    | 0.0547   | 6                          | 0.4829   | 115                        | 0.0640   | 13                          | 0.0182   | 5                           | 399      | 24                         | 400      | 8                          | 400      | 8                           | 364      | 10        | -0.28 |
| 48           | DJ325 59                    | 0.0549   | 5                          | 0.4978   | 95                         | 0.0658   | 13                          | 0.0182   | 4                           | 408      | 18                         | 410      | 6                          | 410      | 8                           | 365      | 8         | -0.61 |
| DJ329 (n=78) |                             |          |                            |          |                            |          |                             |          |                             |          |                            |          |                            |          |                             |          |           |       |
| 1            | DJ329 01                    | 0.0534   | 10                         | 0.4073   | 157                        | 0.0553   | 14                          | 0.0173   | 7                           | 347      | 45                         | 347      | 11                         | 347      | 8                           | 346      | 13        | -0.08 |
| 2            | DJ329 02                    | 0.0527   | 6                          | 0.3782   | 95                         | 0.0520   | 12                          | 0.0146   | 4                           | 317      | 26                         | 326      | 7                          | 327      | 7                           | 292      | 7         | -3.3  |
| 3            | DJ329 03                    | 0.0528   | 7                          | 0.3600   | 111                        | 0.0494   | 12                          | 0.0141   | 5                           | 322      | 30                         | 312      | 8                          | 311      | 7                           | 283      | 11        | 3.51  |
| 4            | DJ329 04                    | 0.0533   | 6                          | 0.3943   | 100                        | 0.0537   | 12                          | 0.0154   | 4                           | 339      | 27                         | 337      | 7                          | 337      | 8                           | 308      | 8         | 0.69  |
| 5            | DJ329 05                    | 0.0535   | 7                          | 0.4158   | 129                        | 0.0564   | 14                          | 0.0172   | 7                           | 348      | 29                         | 353      | 9                          | 354      | 9                           | 344      | 13        | -1.72 |
| 6            | DJ329 06                    | 0.0529   | 18                         | 0.3715   | 227                        | 0.0509   | 18                          | 0.0166   | 12                          | 325      | 74                         | 321      | 17                         | 320      | 11                          | 332      | 23        | 1.64  |
| 7            | DJ329 07                    | 0.0538   | 5                          | 0.4258   | 80                         | 0.0574   | 13                          | 0.0167   | 4                           | 361      | 21                         | 360      | 6                          | 360      | 8                           | 334      | 8         | 0.4   |
| 8            | DJ329 08                    | 0.0533   | 6                          | 0.4017   | 48                         | 0.0547   | 11                          | 0.0156   | 3                           | 341      | 24                         | 343      | 3                          | 343      | 7                           | 312      | 5         | -0.73 |
| 9            | DJ329 09                    | 0.0531   | 5                          | 0.3874   | 60                         | 0.0528   | 11                          | 0.0155   | 3                           | 335      | 24                         | 332      | 4                          | 332      | 7                           | 310      | 6         | 0.82  |
| 10           | DJ329 10                    | 0.0536   | 5                          | 0.4115   | 88                         | 0.0557   | 12                          | 0.0175   | 4                           | 353      | 24                         | 350      | 6                          | 349      | 8                           | 350      | 8         | 0.9   |
| 11           | DJ329 12                    | 0.0531   | 6                          | 0.3782   | 97                         | 0.0516   | 12                          | 0.0143   | 4                           | 334      | 26                         | 326      | 7                          | 324      | 7                           | 286      | 8         | 2.89  |
| 12           | DJ329 13                    | 0.0529   | 5                          | 0.3716   | 57                         | 0.0510   | 11                          | 0.0145   | 3                           | 322      | 21                         | 321      | 4                          | 321      | 7                           | 290      | 6         | 0.55  |
| 13           | DJ329 14                    | 0.0526   | 5                          | 0.3667   | 70                         | 0.0505   | 11                          | 0.0155   | 4                           | 313      | 23                         | 317      | 5                          | 318      | 7                           | 311      | 7         | -1.44 |
| 14           | DJ329 15                    | 0.0537   | 5                          | 0.4246   | 78                         | 0.0573   | 12                          | 0.0164   | 4                           | 358      | 20                         | 359      | 6                          | 359      | 8                           | 329      | 8         | -0.42 |
| 15           | DJ329 16                    | 0.0528   | 5                          | 0.3667   | 67                         | 0.0504   | 11                          | 0.0145   | 3                           | 319      | 22                         | 317      | 5                          | 317      | 7                           | 291      | 6         | 0.78  |
| 16           | DJ329 17                    | 0.0531   | 5                          | 0.3860   | 64                         | 0.0527   | 11                          | 0.0162   | 3                           | 333      | 21                         | 331      | 5                          | 331      | 7                           | 326      | 6         | 0.59  |
| 17           | DJ329 18                    | 0.0529   | 7                          | 0.3819   | 112                        | 0.0523   | 13                          | 0.0162   | 6                           | 325      | 28                         | 328      | 8                          | 329      | 8                           | 325      | 12        | -1.27 |
| 18           | DJ329 19                    | 0.0529   | 5                          | 0.3730   | 65                         | 0.0511   | 11                          | 0.0139   | 3                           | 325      | 21                         | 322      | 5                          | 321      | 7                           | 279      | 6         | 0.94  |
| 19           | DJ329 20                    | 0.0531   | 5                          | 0.3904   | 57                         | 0.0534   | 11                          | 0.0153   | 3                           | 331      | 21                         | 335      | 4                          | 335      | 7                           | 307      | 6         | -1.17 |
| 20           | DJ329 21                    | 0.0536   | 7                          | 0.4125   | 121                        | 0.0558   | 14                          | 0.0180   | 6                           | 355      | 33                         | 351      | 9                          | 350      | 8                           | 360      | 12        | 1.47  |
| 21           | DJ329 22                    | 0.0529   | 5                          | 0.3881   | 87                         | 0.0532   | 12                          | 0.0161   | 4                           | 325      | 22                         | 333      | 6                          | 334      | 7                           | 323      | 8         | -3.07 |
| 22           | DJ329 23                    | 0.0530   | 14                         | 0.3974   | 203                        | 0.0543   | 17                          | 0.0126   | 9                           | 330      | 64                         | 340      | 15                         | 341      | 10                          | 253      | 18        | -3.46 |
| 23           | DJ329 24                    | 0.0533   | 6                          | 0.4042   | 54                         | 0.0550   | 12                          | 0.0163   | 3                           | 343      | 23                         | 345      | 4                          | 345      | 7                           | 326      | 6         | -0.49 |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 24           | DJ329 25                                  | 0.0529      | 5  | 0.3667      | 64                                       | 0.0503      | 11  | 0.0131      | 2   | 325         | 23                                       | 317         | 5  | 316         | 7   | 263         | 5            | 2.63  |
| 25           | DJ329 26                                  | 0.0528      | 6  | 0.3727      | 50                                       | 0.0512      | 11  | 0.0148      | 3   | 319         | 25                                       | 322         | 4  | 322         | 7   | 296         | 5            | -0.99 |
| 26           | DJ329 27                                  | 0.0529      | 5  | 0.3826      | 85                                       | 0.0525      | 12  | 0.0152      | 4   | 323         | 22                                       | 329         | 6  | 330         | 7   | 304         | 8            | -2.24 |
| 27           | DJ329 28                                  | 0.0530      | 5  | 0.3860      | 66                                       | 0.0529      | 11  | 0.0148      | 3   | 328         | 23                                       | 331         | 5  | 332         | 7   | 296         | 7            | -1.42 |
| 28           | DJ329 29                                  | 0.0529      | 5  | 0.3664      | 78                                       | 0.0502      | 11  | 0.0141      | 4   | 324         | 23                                       | 317         | 6  | 316         | 7   | 284         | 8            | 2.56  |
| 29           | DJ329 30                                  | 0.0532      | 6  | 0.3881      | 55                                       | 0.0529      | 11  | 0.0151      | 3   | 336         | 26                                       | 333         | 4  | 333         | 7   | 303         | 6            | 0.94  |
| 30           | DJ329 31                                  | 0.0531      | 5  | 0.3860      | 71                                       | 0.0528      | 12  | 0.0149      | 4   | 331         | 23                                       | 331         | 5  | 332         | 7   | 299         | 7            | -0.04 |
| 31           | DJ329 32                                  | 0.0534      | 5  | 0.4025      | 67                                       | 0.0547      | 12  | 0.0171      | 4   | 347         | 21                                       | 343         | 5  | 343         | 7   | 342         | 7            | 1.1   |
| 32           | DJ329 33                                  | 0.0527      | 5  | 0.3632      | 74                                       | 0.0500      | 11  | 0.0146      | 4   | 314         | 22                                       | 315         | 6  | 315         | 7   | 294         | 8            | -0.16 |
| 33           | DJ329 34                                  | 0.0530      | 5  | 0.3780      | 66                                       | 0.0517      | 11  | 0.0145      | 3   | 331         | 22                                       | 326         | 5  | 325         | 7   | 291         | 6            | 1.76  |
| 34           | DJ329 35                                  | 0.0527      | 5  | 0.3744      | 55                                       | 0.0515      | 11  | 0.0149      | 3   | 317         | 22                                       | 323         | 4  | 324         | 7   | 300         | 5            | -2.1  |
| 35           | DJ329 36                                  | 0.0530      | 5  | 0.3776      | 68                                       | 0.0517      | 11  | 0.0150      | 3   | 328         | 22                                       | 325         | 5  | 325         | 7   | 301         | 7            | 1.1   |
| 36           | DJ329 37                                  | 0.0530      | 6  | 0.3946      | 106                                      | 0.0540      | 13  | 0.0162      | 5   | 328         | 28                                       | 338         | 8  | 339         | 8   | 324         | 11           | -3.66 |
| 37           | DJ329 38                                  | 0.0531      | 5  | 0.3909      | 62                                       | 0.0534      | 11  | 0.0151      | 3   | 335         | 21                                       | 335         | 5  | 335         | 7   | 303         | 6            | -0.08 |
| 38           | DJ329 39                                  | 0.0533      | 5  | 0.3913      | 77                                       | 0.0533      | 12  | 0.0159      | 4   | 340         | 19                                       | 335         | 6  | 335         | 7   | 319         | 8            | 1.57  |
| 39           | DJ329 40                                  | 0.0536      | 5  | 0.4127      | 69                                       | 0.0559      | 12  | 0.0162      | 4   | 353         | 24                                       | 351         | 5  | 351         | 7   | 325         | 7            | 0.87  |
| 40           | DJ329 41                                  | 0.0531      | 13                                       | 0.3730      | 176                                      | 0.0510      | 16  | 0.0142      | 7   | 331         | 49                                       | 322         | 13                                       | 321         | 10  | 285         | 13           | 3.35  |
| 41           | DJ329 42                                  | 0.0527      | 8  | 0.3546      | 116                                      | 0.0488      | 12  | 0.0148      | 6   | 318         | 31                                       | 308         | 9  | 307         | 8   | 298         | 11           | 3.45  |
| 42           | DJ329 43                                  | 0.0529      | 5  | 0.3747      | 77                                       | 0.0514      | 12  | 0.0149      | 4   | 323         | 22                                       | 323         | 6  | 323         | 7   | 300         | 9            | -0.11 |
| 43           | DJ329 44                                  | 0.0532      | 5  | 0.4005      | 84                                       | 0.0546      | 12  | 0.0151      | 4   | 337         | 22                                       | 342         | 6  | 343         | 8   | 302         | 7            | -1.77 |
| 44           | DJ329 45                                  | 0.0530      | 6  | 0.3782      | 46                                       | 0.0518      | 11  | 0.0152      | 3   | 327         | 25                                       | 326         | 3  | 326         | 7   | 304         | 5            | 0.49  |
| 45           | DJ329 46                                  | 0.0532      | 6  | 0.3781      | 103                                      | 0.0516      | 12  | 0.0145      | 5   | 337         | 27                                       | 326         | 8  | 324         | 8   | 290         | 9            | 4.05  |
| 46           | DJ329 47                                  | 0.0534      | 6  | 0.4150      | 99                                       | 0.0564      | 13  | 0.0168      | 5   | 345         | 22                                       | 352         | 7  | 354         | 8   | 337         | 9            | -2.42 |
| 47           | DJ329 48                                  | 0.0527      | 5  | 0.3657      | 55                                       | 0.0504      | 11  | 0.0144      | 3   | 315         | 24                                       | 316         | 4  | 317         | 7   | 290         | 6            | -0.53 |
| 48           | DJ329 49                                  | 0.0529      | 5  | 0.3791      | 64                                       | 0.0520      | 11  | 0.0157      | 3   | 326         | 23                                       | 326         | 5  | 327         | 7   | 314         | 7            | -0.04 |
| 49           | DJ329 50                                  | 0.0531      | 6  | 0.3782      | 95                                       | 0.0517      | 12  | 0.0153      | 5   | 331         | 23                                       | 326         | 7  | 325         | 7   | 307         | 9            | 1.84  |
| 50           | DJ329 51                                  | 0.0529      | 5  | 0.3798      | 71                                       | 0.0522      | 12  | 0.0165      | 4   | 322         | 23                                       | 327         | 5  | 328         | 7   | 332         | 8            | -1.65 |
| 51           | DJ329 52                                  | 0.0526      | 5  | 0.3555      | 73                                       | 0.0490      | 11  | 0.0136      | 4   | 312         | 21                                       | 309         | 5  | 309         | 7   | 272         | 7            | 1.03  |
| 52           | DJ329 53                                  | 0.0535      | 5  | 0.4018      | 66                                       | 0.0545      | 12  | 0.0168      | 3   | 349         | 23                                       | 343         | 5  | 342         | 7   | 337         | 7            | 2.12  |
| 53           | DJ329 54                                  | 0.0536      | 6  | 0.4133      | 94                                       | 0.0560      | 13  | 0.0154      | 4   | 354         | 21                                       | 351         | 7  | 351         | 8   | 308         | 8            | 0.87  |
| 54           | DJ329 55                                  | 0.0533      | 5  | 0.4041      | 77                                       | 0.0550      | 12  | 0.0167      | 4   | 342         | 20                                       | 345         | 6  | 345         | 8   | 334         | 8            | -0.9  |
| 55           | DJ329 56                                  | 0.0533      | 5  | 0.3931      | 76                                       | 0.0536      | 12  | 0.0161      | 4   | 339         | 21                                       | 337         | 6  | 336         | 7   | 323         | 8            | 0.97  |
| 56           | DJ329 57                                  | 0.0529      | 5  | 0.3849      | 67                                       | 0.0528      | 12  | 0.0146      | 3   | 326         | 24                                       | 331         | 5  | 332         | 7   | 293         | 6            | -1.58 |



| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             |   |             | Age (Ma)                                 |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 57           | DJ329 58                                  | 0.0531      | 5  | 0.3868      | 64                                       | 0.0529      | 12  | 0.0160      | 4   | 334         | 23                                       | 332         | 5  | 332         | 7   | 322         | 8            | 0.82  |
| 58           | DJ329 59                                  | 0.0529      | 5  | 0.3785      | 59                                       | 0.0519      | 11  | 0.0160      | 3   | 325         | 23                                       | 326         | 4  | 326         | 7   | 320         | 6            | -0.37 |
| 59           | DJ329 60                                  | 0.0533      | 5  | 0.4037      | 64                                       | 0.0550      | 12  | 0.0155      | 3   | 341         | 24                                       | 344         | 5  | 345         | 7   | 311         | 7            | -1.09 |
| 60           | DJ329 61                                  | 0.0532      | 5  | 0.3987      | 82                                       | 0.0544      | 12  | 0.0152      | 4   | 339         | 24                                       | 341         | 6  | 341         | 8   | 305         | 8            | -0.58 |
| 61           | DJ329 62                                  | 0.0528      | 9  | 0.3737      | 140                                      | 0.0514      | 14  | 0.0160      | 7   | 320         | 42                                       | 322         | 10                                       | 323         | 9   | 320         | 14           | -0.94 |
| 62           | DJ329 63                                  | 0.0531      | 5  | 0.3882      | 74                                       | 0.0531      | 12  | 0.0158      | 4   | 332         | 21                                       | 333         | 5  | 334         | 7   | 317         | 7            | -0.46 |
| 63           | DJ329 64                                  | 0.0531      | 5  | 0.3912      | 71                                       | 0.0535      | 12  | 0.0160      | 4   | 333         | 23                                       | 335         | 5  | 336         | 7   | 320         | 8            | -0.61 |
| 64           | DJ329 65                                  | 0.0537      | 6  | 0.4284      | 60                                       | 0.0579      | 13  | 0.0170      | 3   | 358         | 24                                       | 362         | 4  | 363         | 8   | 341         | 7            | -1.31 |
| 65           | DJ329 66                                  | 0.0531      | 5  | 0.3834      | 75                                       | 0.0524      | 12  | 0.0161      | 4   | 333         | 23                                       | 330         | 6  | 329         | 7   | 322         | 9            | 1.25  |
| 66           | DJ329 68                                  | 0.0528      | 10                                       | 0.3556      | 138                                      | 0.0489      | 14  | 0.0166      | 9   | 321         | 40                                       | 309         | 10                                       | 308         | 8   | 333         | 17           | 4.23  |
| 67           | DJ329 69                                  | 0.0534      | 6  | 0.4019      | 63                                       | 0.0547      | 12  | 0.0161      | 4   | 345         | 24                                       | 343         | 5  | 343         | 7   | 323         | 7            | 0.82  |
| 68           | DJ329 70                                  | 0.0528      | 6  | 0.3873      | 92                                       | 0.0532      | 13  | 0.0161      | 5   | 322         | 25                                       | 332         | 7  | 334         | 8   | 322         | 9            | -3.82 |
| 69           | DJ329 71                                  | 0.0533      | 6  | 0.4016      | 91                                       | 0.0548      | 13  | 0.0150      | 4   | 339         | 22                                       | 343         | 7  | 344         | 8   | 301         | 8            | -1.17 |
| 70           | DJ329 72                                  | 0.0536      | 6  | 0.4084      | 105                                      | 0.0554      | 13  | 0.0177      | 6   | 353         | 26                                       | 348         | 8  | 347         | 8   | 355         | 13           | 1.76  |
| 71           | DJ329 73                                  | 0.0530      | 16                                       | 0.3929      | 217                                      | 0.0539      | 18  | 0.0139      | 8   | 328         | 58                                       | 337         | 16                                       | 338         | 11  | 278         | 16           | -3.08 |
| 72           | DJ329 74                                  | 0.0534      | 6  | 0.4138      | 66                                       | 0.0563      | 12  | 0.0158      | 3   | 348         | 25                                       | 352         | 5  | 353         | 8   | 317         | 7            | -1.4  |
| 73           | DJ329 75                                  | 0.0531      | 5  | 0.3914      | 76                                       | 0.0535      | 12  | 0.0155      | 4   | 335         | 23                                       | 335         | 6  | 336         | 7   | 311         | 7            | -0.22 |
| 74           | DJ329 76                                  | 0.0532      | 7  | 0.3911      | 116                                      | 0.0534      | 13  | 0.0144      | 6   | 336         | 31                                       | 335         | 8  | 335         | 8   | 288         | 11           | 0.46  |
| 75           | DJ329 77                                  | 0.0540      | 6  | 0.4388      | 120                                      | 0.0590      | 15  | 0.0180      | 7   | 371         | 25                                       | 369         | 8  | 370         | 9   | 361         | 14           | 0.53  |
| 76           | DJ329 78                                  | 0.0530      | 6  | 0.3827      | 57                                       | 0.0525      | 11  | 0.0147      | 3   | 328         | 25                                       | 329         | 4  | 330         | 7   | 295         | 6            | -0.55 |
| 77           | DJ329 79                                  | 0.0532      | 6  | 0.3915      | 54                                       | 0.0535      | 12  | 0.0159      | 3   | 337         | 26                                       | 335         | 4  | 336         | 7   | 319         | 6            | 0.51  |
| 78           | DJ329 80                                  | 0.0532      | 6  | 0.3951      | 57                                       | 0.0539      | 12  | 0.0157      | 3   | 339         | 25                                       | 338         | 4  | 339         | 7   | 316         | 6            | 0.19  |

Table X.C.2 La-ICPMS U-Pb magmatic zircon data

| Analysis No. | Ratios                      |                             |             |                            |             |                            |             |                             | Age (Ma)    |                            |             |                            |             |  |
|--------------|-----------------------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|--|
|              | $\frac{U}{Th}$              | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s |  |
| <b>DJ259</b> | <i>46.9046°N, 84.2452°E</i> |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |                            |             |                            |             |  |
| 1 DJ259 01   | 1.31                        | 0.05334                     | 1.14        | 0.39453                    | 1.76        | 0.05365                    | 2.44        | 343                         | 27          | 338                        | 5           | 337                        | 8           |  |
| 2 DJ259 02   | 1.3                         | 0.05321                     | 1.35        | 0.39498                    | 1.28        | 0.05384                    | 2.38        | 338                         | 28          | 338                        | 4           | 338                        | 8           |  |
| 3 DJ259 03   | 1.28                        | 0.05341                     | 1.29        | 0.39386                    | 1.35        | 0.05348                    | 2.37        | 346                         | 27          | 337                        | 4           | 336                        | 8           |  |
| 4 DJ259 04   | 1.5                         | 0.05364                     | 1.19        | 0.39471                    | 1.63        | 0.05338                    | 2.42        | 356                         | 28          | 338                        | 5           | 335                        | 8           |  |
| 5 DJ259 06   | 1.42                        | 0.05343                     | 1.31        | 0.39538                    | 1.34        | 0.05367                    | 2.38        | 347                         | 28          | 338                        | 4           | 337                        | 8           |  |
| 6 DJ259 07   | 1.64                        | 0.05312                     | 1.30        | 0.39279                    | 1.37        | 0.05363                    | 2.39        | 334                         | 31          | 336                        | 4           | 337                        | 8           |  |
| 7 DJ259 08   | 1.53                        | 0.0531                      | 1.28        | 0.38635                    | 1.40        | 0.05277                    | 2.39        | 333                         | 29          | 332                        | 4           | 332                        | 8           |  |
| 8 DJ259 11   | 2.04                        | 0.05278                     | 1.33        | 0.3816                     | 1.36        | 0.05244                    | 2.40        | 319                         | 31          | 328                        | 4           | 329                        | 8           |  |
| 9 DJ259 12   | 1.05                        | 0.05368                     | 1.36        | 0.40094                    | 1.29        | 0.05418                    | 2.40        | 358                         | 31          | 342                        | 4           | 340                        | 8           |  |
| 10 DJ259 13  | 1.43                        | 0.05262                     | 1.12        | 0.3828                     | 1.98        | 0.05276                    | 2.50        | 312                         | 24          | 329                        | 6           | 331                        | 8           |  |
| 11 DJ259 14  | 1.47                        | 0.05332                     | 1.18        | 0.38895                    | 2.67        | 0.05291                    | 2.65        | 342                         | 26          | 334                        | 8           | 332                        | 9           |  |
| 12 DJ259 15  | 1.2                         | 0.05327                     | 1.35        | 0.39665                    | 1.31        | 0.054                      | 2.41        | 340                         | 30          | 339                        | 4           | 339                        | 8           |  |
| 13 DJ259 16  | 1.02                        | 0.05347                     | 1.38        | 0.41008                    | 1.25        | 0.05563                    | 2.39        | 349                         | 29          | 349                        | 4           | 349                        | 8           |  |
| 14 DJ259 19  | 1.05                        | 0.05338                     | 1.39        | 0.41365                    | 1.25        | 0.05621                    | 2.40        | 345                         | 32          | 352                        | 4           | 353                        | 8           |  |
| 15 DJ259 20  | 1.1                         | 0.05274                     | 1.35        | 0.40298                    | 1.34        | 0.05542                    | 2.42        | 318                         | 30          | 344                        | 4           | 348                        | 8           |  |
| 16 DJ259 21  | 1.38                        | 0.05278                     | 1.36        | 0.40734                    | 1.31        | 0.05598                    | 2.43        | 319                         | 32          | 347                        | 4           | 351                        | 8           |  |
| 17 DJ259 22  | 1.22                        | 0.05221                     | 1.36        | 0.39875                    | 1.31        | 0.0554                     | 2.42        | 295                         | 30          | 341                        | 4           | 348                        | 8           |  |
| 18 DJ259 23  | 1.92                        | 0.05285                     | 1.12        | 0.3787                     | 2.16        | 0.05198                    | 2.56        | 322                         | 25          | 326                        | 6           | 327                        | 8           |  |
| <b>DJ303</b> | <i>47.0245°N, 86.0374°E</i> |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |                            |             |                            |             |  |
| 1 DJ303 01   | 0.62                        | 0.05479                     | 1.20        | 0.39822                    | 2.69        | 0.05276                    | 2.67        | 404                         | 27          | 340                        | 8           | 331                        | 9           |  |
| 2 DJ303 02   | 1.54                        | 0.05462                     | 1.28        | 0.42085                    | 2.91        | 0.05593                    | 2.72        | 397                         | 29          | 357                        | 9           | 351                        | 9           |  |
| 3 DJ303 03   | 1.08                        | 0.05354                     | 1.14        | 0.41151                    | 2.07        | 0.05579                    | 2.55        | 352                         | 25          | 350                        | 6           | 350                        | 9           |  |
| 4 DJ303 04   | 1.67                        | 0.05544                     | 1.61        | 0.41317                    | 3.60        | 0.0541                     | 2.92        | 430                         | 35          | 351                        | 11          | 340                        | 10          |  |
| 5 DJ303 05   | 1.27                        | 0.05356                     | 1.12        | 0.41638                    | 2.30        | 0.05643                    | 2.59        | 353                         | 26          | 353                        | 7           | 354                        | 9           |  |
| 6 DJ303 06   | 0.59                        | 0.054                       | 1.13        | 0.40287                    | 2.05        | 0.05415                    | 2.53        | 371                         | 25          | 344                        | 6           | 340                        | 8           |  |
| 7 DJ303 07   | 1.8                         | 0.054                       | 1.15        | 0.42161                    | 2.48        | 0.05667                    | 2.61        | 371                         | 26          | 357                        | 7           | 355                        | 9           |  |
| 8 DJ303 08   | 1.09                        | 0.05384                     | 1.15        | 0.40493                    | 2.51        | 0.05459                    | 2.62        | 364                         | 26          | 345                        | 7           | 343                        | 9           |  |
| 9 DJ303 09   | 1.32                        | 0.05443                     | 2.81        | 0.42212                    | 5.51        | 0.05629                    | 3.50        | 389                         | 63          | 358                        | 17          | 353                        | 12          |  |
| 10 DJ303 10  | 0.77                        | 0.05357                     | 1.18        | 0.40427                    | 1.79        | 0.05478                    | 2.48        | 353                         | 26          | 345                        | 5           | 344                        | 8           |  |
| 11 DJ303 11  | 1.08                        | 0.05362                     | 1.12        | 0.40575                    | 2.35        | 0.05492                    | 2.59        | 355                         | 25          | 346                        | 7           | 345                        | 9           |  |
| 12 DJ303 12  | 1.13                        | 0.0531                      | 1.13        | 0.39641                    | 2.05        | 0.05418                    | 2.53        | 333                         | 26          | 339                        | 6           | 340                        | 8           |  |

---

|    |          |      |         |      |         |      |         |      |     |    |     |    |     |    |
|----|----------|------|---------|------|---------|------|---------|------|-----|----|-----|----|-----|----|
| 13 | DJ303 13 | 0.82 | 0.05399 | 1.39 | 0.41239 | 3.19 | 0.05543 | 2.78 | 371 | 34 | 351 | 9  | 348 | 9  |
| 14 | DJ303 15 | 1.27 | 0.05333 | 1.16 | 0.39946 | 1.75 | 0.05436 | 2.47 | 343 | 26 | 341 | 5  | 341 | 8  |
| 15 | DJ303 16 | 2.01 | 0.05361 | 1.12 | 0.4008  | 2.37 | 0.05426 | 2.58 | 355 | 24 | 342 | 7  | 341 | 9  |
| 16 | DJ303 17 | 1.61 | 0.05264 | 2.11 | 0.41012 | 4.43 | 0.05654 | 3.13 | 313 | 47 | 349 | 13 | 355 | 11 |
| 17 | DJ303 18 | 2.18 | 0.05335 | 3.28 | 0.41069 | 6.22 | 0.05586 | 3.76 | 344 | 82 | 349 | 18 | 350 | 13 |
| 18 | DJ303 19 | 1.41 | 0.05348 | 1.53 | 0.40462 | 3.46 | 0.05491 | 2.84 | 349 | 34 | 345 | 10 | 345 | 10 |
| 19 | DJ303 20 | 0.58 | 0.05369 | 1.27 | 0.40109 | 2.90 | 0.05421 | 2.69 | 358 | 29 | 342 | 8  | 340 | 9  |
| 20 | DJ303 21 | 1.09 | 0.05332 | 1.14 | 0.39281 | 2.47 | 0.05346 | 2.60 | 342 | 27 | 336 | 7  | 336 | 9  |
| 21 | DJ303 22 | 1.37 | 0.05326 | 1.13 | 0.39488 | 2.01 | 0.0538  | 2.51 | 340 | 26 | 338 | 6  | 338 | 8  |
| 22 | DJ303 23 | 0.67 | 0.05378 | 1.19 | 0.40186 | 1.68 | 0.05422 | 2.45 | 362 | 26 | 343 | 5  | 340 | 8  |
| 23 | DJ303 24 | 1.44 | 0.05325 | 1.54 | 0.40451 | 3.49 | 0.05512 | 2.85 | 339 | 35 | 345 | 10 | 346 | 10 |
| 24 | DJ303 26 | 1.98 | 0.05467 | 1.13 | 0.41246 | 2.39 | 0.05474 | 2.58 | 399 | 26 | 351 | 7  | 344 | 9  |

---

Table X.C.3 Hf isotopic data on zircon. \*:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages.

$$\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i = \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{SAMPLE}} - \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{SAMPLE}} \left(e^{\frac{\lambda t}{1000}} - 1\right) \right]$$

$$\varepsilon_{\text{Hf}}(t) = 10^4 \times \left[ \frac{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{SAMPLE}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{SAMPLE}} \left(e^{\frac{\lambda t}{1000}} - 1\right)}{\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{CHUR}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{CHUR}} \left(e^{\frac{\lambda t}{1000}} - 1\right)} - 1 \right]$$

$$T_{\text{DM}} = \frac{1}{\lambda} \times \ln \left( 1 + \frac{\left[ \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{SAMPLE}} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} \right]}{\left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{SAMPLE}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} \right]} \right)$$

$$T_{\text{DM}}^{\text{C}} = \frac{t}{1000} + \left[ \frac{1}{\lambda} \times \ln \left( 1 + \frac{\left[ \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{SAMPLE}} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} - \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} \left(e^{\frac{\lambda t}{1000}t} - 1\right) \right]}{\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{C}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}}} \right) \right]$$

$$T_{\text{DM}}^{\text{LC}} = \frac{t}{1000} + \left[ \frac{1}{\lambda} \times \ln \left( 1 + \frac{\left[ \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{SAMPLE}} - \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} - \left[ \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} \left(e^{\frac{\lambda t}{1000}t} - 1\right) \right]}{\left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{LC}} - \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}}} \right) \right]$$

$$\lambda = 1.865 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1} \text{ (Scherer et al., 2001)}, \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{CHUR}} = 0.282772, \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{CHUR}} = 0.0332, \left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} = 0.28325, \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{DM}} = 0.0384, \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{C}} = 0.015, \left(\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}\right)_{\text{LC}} = 0.022$$

C: Average continental crust, CHUR: Chondritic Uniform Reservoir DM: Depleted Mantle.

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | 1 $\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ | 1 $\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|------------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|------------------------------|------------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ46         |           |                                   |            |                                   |                                   |                                       |                              |            |                 |                            |                             |
| DJ46 01      | 445       | 0.28292                           | 0.00003    | 0.0014                            | 0.0310                            | 0.282908                              | 14.6                         | 1.1        | 0.476           | 0.497                      | 0.519                       |
| DJ46 02      | 471       | 0.28291                           | 0.00002    | 0.0014                            | 0.0258                            | 0.282898                              | 14.8                         | 0.8        | 0.490           | 0.504                      | 0.519                       |
| DJ46 04      | 496       | 0.28288                           | 0.00003    | 0.0016                            | 0.0294                            | 0.282865                              | 14.2                         | 1.1        | 0.536           | 0.562                      | 0.591                       |
| DJ46 06      | 448       | 0.28287                           | 0.00003    | 0.0008                            | 0.0165                            | 0.282863                              | 13.1                         | 0.9        | 0.539           | 0.598                      | 0.662                       |
| DJ46 07      | 473       | 0.28281                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0217                            | 0.282801                              | 11.4                         | 0.7        | 0.627           | 0.724                      | 0.830                       |
| DJ46 08      | 445       | 0.28294                           | 0.00003    | 0.0039                            | 0.0770                            | 0.282907                              | 14.6                         | 1.0        | 0.480           | 0.499                      | 0.522                       |
| DJ46 09      | 461       | 0.28289                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0196                            | 0.282881                              | 14.0                         | 0.8        | 0.514           | 0.548                      | 0.585                       |
| DJ46 10      | 471       | 0.28291                           | 0.00002    | 0.0007                            | 0.0130                            | 0.282904                              | 15.0                         | 0.8        | 0.481           | 0.490                      | 0.498                       |
| DJ46 11      | 459       | 0.28287                           | 0.00002    | 0.0009                            | 0.0168                            | 0.282862                              | 13.3                         | 0.8        | 0.541           | 0.593                      | 0.650                       |
| DJ46 12      | 479       | 0.28288                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0192                            | 0.282871                              | 14.1                         | 0.7        | 0.528           | 0.560                      | 0.595                       |
| DJ46 13      | 465       | 0.28283                           | 0.00003    | 0.0023                            | 0.0479                            | 0.282810                              | 11.6                         | 0.9        | 0.620           | 0.709                      | 0.812                       |
| DJ46 14      | 479       | 0.28292                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0186                            | 0.282911                              | 15.5                         | 0.8        | 0.471           | 0.468                      | 0.464                       |
| DJ46 15      | 450       | 0.28287                           | 0.00003    | 0.0021                            | 0.0394                            | 0.282852                              | 12.7                         | 0.9        | 0.558           | 0.622                      | 0.695                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ46 16      | 469       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0357                            | 0.282826                              | 12.2                      | 0.8       | 0.594           | 0.670                      | 0.755                       |
| DJ46 17      | 480       | 0.28290                           | 0.00003   | 0.0016                            | 0.0302                            | 0.282886                              | 14.6                      | 0.9       | 0.508           | 0.526                      | 0.546                       |
| DJ46 18      | 454       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0326                            | 0.282867                              | 13.4                      | 0.7       | 0.535           | 0.585                      | 0.641                       |
| DJ46 19      | 439       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0249                            | 0.282890                              | 13.8                      | 0.7       | 0.502           | 0.542                      | 0.587                       |
| DJ46 20      | 469       | 0.28284                           | 0.00003   | 0.0025                            | 0.0538                            | 0.282818                              | 12.0                      | 0.9       | 0.609           | 0.688                      | 0.781                       |
| DJ46 21      | 473       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0260                            | 0.282829                              | 12.4                      | 0.8       | 0.588           | 0.659                      | 0.738                       |
| DJ46 22      | 441       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0368                            | 0.282876                              | 13.4                      | 0.9       | 0.523           | 0.574                      | 0.630                       |
| DJ46 23      | 487       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0199                            | 0.282912                              | 15.7                      | 0.7       | 0.470           | 0.461                      | 0.451                       |
| DJ46 24      | 449       | 0.28298                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0317                            | 0.282967                              | 16.8                      | 0.9       | 0.392           | 0.361                      | 0.323                       |
| DJ46 25      | 476       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0266                            | 0.282868                              | 13.9                      | 0.8       | 0.534           | 0.570                      | 0.610                       |
| DJ46 26      | 457       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0203                            | 0.282881                              | 13.9                      | 0.6       | 0.515           | 0.553                      | 0.593                       |
| DJ46 27      | 456       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0296                            | 0.282869                              | 13.5                      | 0.7       | 0.532           | 0.580                      | 0.633                       |
| DJ46 28      | 449       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0222                            | 0.282870                              | 13.3                      | 0.8       | 0.531           | 0.582                      | 0.639                       |
| DJ46 29      | 479       | 0.28292                           | 0.00003   | 0.0015                            | 0.0284                            | 0.282907                              | 15.3                      | 0.9       | 0.477           | 0.479                      | 0.479                       |
| DJ46 30      | 469       | 0.28292                           | 0.00003   | 0.0015                            | 0.0284                            | 0.282907                              | 15.1                      | 0.9       | 0.477           | 0.485                      | 0.491                       |
| DJ46 31      | 466       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0172                            | 0.282892                              | 14.5                      | 0.6       | 0.498           | 0.520                      | 0.543                       |
| DJ46 32      | 471       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0203                            | 0.282930                              | 16.0                      | 0.8       | 0.444           | 0.430                      | 0.412                       |
| DJ46 33      | 448       | 0.28283                           | 0.00003   | 0.0018                            | 0.0384                            | 0.282815                              | 11.4                      | 1.1       | 0.612           | 0.708                      | 0.819                       |
| DJ46 34      | 456       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0499                            | 0.282901                              | 14.6                      | 0.7       | 0.487           | 0.506                      | 0.527                       |
| DJ46 35      | 461       | 0.28293                           | 0.00003   | 0.0021                            | 0.0405                            | 0.282912                              | 15.1                      | 0.9       | 0.471           | 0.478                      | 0.486                       |
| DJ46 36      | 449       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0258                            | 0.282859                              | 13.0                      | 0.6       | 0.546           | 0.607                      | 0.674                       |
| DJ46 37      | 497       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0270                            | 0.282809                              | 12.2                      | 0.7       | 0.616           | 0.690                      | 0.773                       |
| DJ46 38      | 459       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0349                            | 0.282885                              | 14.1                      | 0.8       | 0.509           | 0.540                      | 0.575                       |
| DJ46 39      | 468       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0240                            | 0.282899                              | 14.8                      | 0.7       | 0.489           | 0.504                      | 0.520                       |
| DJ46 40      | 452       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0190                            | 0.282902                              | 14.5                      | 0.7       | 0.485           | 0.508                      | 0.532                       |
| DJ46 41      | 460       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0248                            | 0.282888                              | 14.2                      | 0.6       | 0.505           | 0.534                      | 0.565                       |
| DJ46 42      | 483       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0222                            | 0.282879                              | 14.4                      | 0.6       | 0.516           | 0.539                      | 0.563                       |
| DJ46 43      | 465       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0189                            | 0.282891                              | 14.5                      | 0.7       | 0.499           | 0.523                      | 0.547                       |
| DJ46 44      | 458       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0305                            | 0.282916                              | 15.2                      | 0.7       | 0.464           | 0.470                      | 0.475                       |
| DJ46 45      | 464       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0268                            | 0.282888                              | 14.3                      | 0.6       | 0.505           | 0.531                      | 0.560                       |
| DJ46 46      | 463       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0141                            | 0.282873                              | 13.8                      | 0.6       | 0.525           | 0.566                      | 0.610                       |
| DJ46 47      | 464       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0175                            | 0.282823                              | 12.0                      | 0.8       | 0.596           | 0.679                      | 0.771                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ46 48      | 460       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0278                            | 0.282877                              | 13.8                      | 0.7       | 0.521           | 0.559                      | 0.601                       |
| DJ46 50      | 465       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0233                            | 0.282889                              | 14.4                      | 0.7       | 0.503           | 0.529                      | 0.556                       |
| DJ46 51      | 473       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0028                            | 0.0654                            | 0.282845                              | 13.0                      | 0.7       | 0.569           | 0.623                      | 0.687                       |
| DJ46 52      | 459       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0018                            | 0.0337                            | 0.282875                              | 13.7                      | 0.7       | 0.525           | 0.565                      | 0.610                       |
| DJ46 53      | 465       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0184                            | 0.282912                              | 15.2                      | 0.7       | 0.470           | 0.475                      | 0.479                       |
| DJ46 54      | 457       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0218                            | 0.282870                              | 13.5                      | 0.7       | 0.531           | 0.577                      | 0.629                       |
| DJ46 55      | 481       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0260                            | 0.282849                              | 13.3                      | 0.7       | 0.559           | 0.609                      | 0.663                       |
| DJ46 56      | 500       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0212                            | 0.282879                              | 14.8                      | 0.6       | 0.516           | 0.529                      | 0.541                       |
| DJ46 57      | 476       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0365                            | 0.282905                              | 15.2                      | 0.7       | 0.480           | 0.485                      | 0.488                       |
| DJ46 58      | 477       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0288                            | 0.282847                              | 13.2                      | 0.7       | 0.562           | 0.615                      | 0.674                       |
| DJ46 59      | 464       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0338                            | 0.282817                              | 11.8                      | 0.7       | 0.607           | 0.693                      | 0.791                       |
| DJ46 60      | 461       | 0.28287                           | 0.00001   | 0.0016                            | 0.0296                            | 0.282856                              | 13.1                      | 0.5       | 0.551           | 0.606                      | 0.667                       |
| DJ46 61      | 472       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0160                            | 0.282892                              | 14.6                      | 0.5       | 0.498           | 0.517                      | 0.536                       |
| DJ46 62      | 457       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0004                            | 0.0075                            | 0.282887                              | 14.1                      | 0.6       | 0.506           | 0.539                      | 0.574                       |
| DJ46 63      | 462       | 0.28288                           | 0.00001   | 0.0011                            | 0.0233                            | 0.282870                              | 13.7                      | 0.5       | 0.529           | 0.572                      | 0.619                       |
| DJ46 64      | 457       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0144                            | 0.282863                              | 13.3                      | 0.5       | 0.539           | 0.592                      | 0.650                       |
| DJ83         |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ83 02      | 439       | 0.28287                           | 0.00003   | 0.0006                            | 0.0135                            | 0.282865                              | 13.0                      | 0.9       | 0.536           | 0.600                      | 0.668                       |
| DJ83 03      | 432       | 0.28288                           | 0.00003   | 0.0014                            | 0.0271                            | 0.282869                              | 12.9                      | 1.1       | 0.534           | 0.596                      | 0.666                       |
| DJ83 04      | 463       | 0.28286                           | 0.00003   | 0.0013                            | 0.0248                            | 0.282849                              | 12.9                      | 0.9       | 0.561           | 0.621                      | 0.689                       |
| DJ83 05      | 428       | 0.28289                           | 0.00003   | 0.0018                            | 0.0401                            | 0.282876                              | 13.1                      | 1.0       | 0.525           | 0.583                      | 0.649                       |
| DJ83 06      | 445       | 0.28280                           | 0.00002   | 0.0033                            | 0.0800                            | 0.282772                              | 9.8                       | 0.8       | 0.683           | 0.807                      | 0.961                       |
| DJ83 07      | 454       | 0.28285                           | 0.00003   | 0.0016                            | 0.0344                            | 0.282836                              | 12.3                      | 0.9       | 0.580           | 0.655                      | 0.741                       |
| DJ83 08      | 428       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0376                            | 0.282866                              | 12.8                      | 0.7       | 0.538           | 0.604                      | 0.679                       |
| DJ83 09      | 457       | 0.28283                           | 0.00003   | 0.0010                            | 0.0189                            | 0.282821                              | 11.8                      | 0.9       | 0.599           | 0.688                      | 0.786                       |
| DJ83 10      | 455       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0271                            | 0.282840                              | 12.4                      | 0.8       | 0.573           | 0.647                      | 0.729                       |
| DJ83 11      | 445       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0240                            | 0.282861                              | 12.9                      | 0.8       | 0.543           | 0.606                      | 0.674                       |
| DJ83 12      | 416       | 0.28279                           | 0.00003   | 0.0015                            | 0.0351                            | 0.282778                              | 9.4                       | 1.0       | 0.664           | 0.812                      | 0.981                       |
| DJ83 13      | 451       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0311                            | 0.282877                              | 13.7                      | 0.8       | 0.521           | 0.564                      | 0.612                       |
| DJ83 14      | 436       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0396                            | 0.282843                              | 12.1                      | 0.8       | 0.573           | 0.652                      | 0.744                       |
| DJ83 15      | 450       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0246                            | 0.282859                              | 13.0                      | 0.8       | 0.546           | 0.606                      | 0.673                       |
| DJ83 16      | 426       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0187                            | 0.282823                              | 11.2                      | 0.7       | 0.597           | 0.705                      | 0.823                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ83 17      | 472       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0227                            | 0.282829                              | 12.4                      | 0.8       | 0.588           | 0.660                      | 0.740                       |
| DJ83 18      | 436       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0347                            | 0.282806                              | 10.8                      | 0.9       | 0.625           | 0.736                      | 0.864                       |
| DJ83 19      | 443       | 0.28288                           | 0.00003   | 0.0016                            | 0.0301                            | 0.282867                              | 13.1                      | 0.9       | 0.536           | 0.593                      | 0.657                       |
| DJ83 20      | 448       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0405                            | 0.282812                              | 11.3                      | 0.9       | 0.617           | 0.714                      | 0.827                       |
| DJ83 21      | 440       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0314                            | 0.282806                              | 10.9                      | 0.8       | 0.625           | 0.734                      | 0.859                       |
| DJ83 22      | 430       | 0.28281                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0171                            | 0.282804                              | 10.6                      | 0.8       | 0.624           | 0.746                      | 0.880                       |
| DJ83 23      | 436       | 0.28291                           | 0.00003   | 0.0027                            | 0.0528                            | 0.282888                              | 13.7                      | 1.1       | 0.508           | 0.549                      | 0.598                       |
| DJ83 24      | 439       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0309                            | 0.282907                              | 14.4                      | 0.8       | 0.479           | 0.504                      | 0.532                       |
| DJ83 25      | 460       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0142                            | 0.282853                              | 13.0                      | 0.6       | 0.553           | 0.613                      | 0.679                       |
| DJ83 26      | 433       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0023                            | 0.0458                            | 0.282851                              | 12.3                      | 0.8       | 0.561           | 0.635                      | 0.721                       |
| DJ83 27      | 449       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0297                            | 0.282808                              | 11.2                      | 0.7       | 0.620           | 0.723                      | 0.839                       |
| DJ83 28      | 442       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0311                            | 0.282836                              | 12.0                      | 0.6       | 0.581           | 0.664                      | 0.759                       |
| DJ83 29      | 450       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0149                            | 0.282884                              | 13.9                      | 0.8       | 0.510           | 0.549                      | 0.591                       |
| DJ83 30      | 444       | 0.28279                           | 0.00002   | 0.0023                            | 0.0541                            | 0.282771                              | 9.7                       | 0.8       | 0.679           | 0.811                      | 0.967                       |
| DJ83 31      | 464       | 0.28281                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0168                            | 0.282802                              | 11.3                      | 0.7       | 0.625           | 0.727                      | 0.839                       |
| DJ83 32      | 461       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0233                            | 0.282860                              | 13.3                      | 0.7       | 0.545           | 0.598                      | 0.656                       |
| DJ83 33      | 460       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0357                            | 0.282853                              | 13.0                      | 0.9       | 0.557           | 0.614                      | 0.680                       |
| DJ83 34      | 449       | 0.28286                           | 0.00003   | 0.0015                            | 0.0303                            | 0.282847                              | 12.6                      | 0.9       | 0.564           | 0.634                      | 0.712                       |
| DJ83 35      | 430       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0282                            | 0.282859                              | 12.5                      | 0.8       | 0.548           | 0.620                      | 0.701                       |
| DJ83 36      | 443       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0311                            | 0.282826                              | 11.7                      | 0.7       | 0.596           | 0.687                      | 0.790                       |
| DJ83 37      | 445       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0220                            | 0.282831                              | 11.9                      | 0.7       | 0.586           | 0.674                      | 0.771                       |
| DJ83 38      | 439       | 0.28279                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0217                            | 0.282782                              | 10.0                      | 0.8       | 0.655           | 0.790                      | 0.939                       |
| DJ83 39      | 468       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0227                            | 0.282819                              | 12.0                      | 0.6       | 0.602           | 0.685                      | 0.777                       |
| DJ83 40      | 447       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0247                            | 0.282839                              | 12.2                      | 0.8       | 0.575           | 0.654                      | 0.742                       |
| DJ83 41      | 474       | 0.28281                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0194                            | 0.282801                              | 11.5                      | 0.7       | 0.627           | 0.723                      | 0.829                       |
| DJ83 42      | 1894      | 0.28137                           | 0.00003   | 0.0004                            | 0.0091                            | 0.281356                              | -7.9                      | 1.0       | 2.589           | 3.061                      | 3.551                       |
| DJ83 43      | 465       | 0.28281                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0379                            | 0.282793                              | 11.0                      | 0.8       | 0.643           | 0.746                      | 0.866                       |
| DJ83 44      | 407       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0492                            | 0.282803                              | 10.1                      | 0.6       | 0.633           | 0.761                      | 0.912                       |
| DJ83 45      | 463       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0132                            | 0.282834                              | 12.4                      | 0.6       | 0.580           | 0.655                      | 0.737                       |
| DJ83 46      | 463       | 0.28281                           | 0.00002   | 0.0018                            | 0.0330                            | 0.282794                              | 11.0                      | 0.7       | 0.641           | 0.745                      | 0.866                       |
| DJ83 47      | 472       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0245                            | 0.282879                              | 14.2                      | 0.7       | 0.518           | 0.548                      | 0.580                       |
| DJ83 48      | 425       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0212                            | 0.282931                              | 15.0                      | 0.7       | 0.444           | 0.457                      | 0.471                       |



| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ83 49      | 398       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0028                            | 0.0595                            | 0.282829                              | 10.8                      | 0.8       | 0.599           | 0.708                      | 0.840                       |
| DJ83 50      | 441       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0302                            | 0.282818                              | 11.3                      | 0.7       | 0.605           | 0.705                      | 0.817                       |
| DJ83 51      | 447       | 0.28281                           | 0.00001   | 0.0011                            | 0.0219                            | 0.282801                              | 10.9                      | 0.5       | 0.629           | 0.741                      | 0.866                       |
| DJ83 52      | 437       | 0.28283                           | 0.00001   | 0.0015                            | 0.0278                            | 0.282818                              | 11.2                      | 0.5       | 0.607           | 0.709                      | 0.825                       |
| DJ87         |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ87 02      | 515       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0148                            | 0.282922                              | 16.7                      | 0.8       | 0.454           | 0.419                      | 0.378                       |
| DJ87 04      | 458       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0257                            | 0.282908                              | 14.9                      | 0.7       | 0.476           | 0.489                      | 0.502                       |
| DJ87 05      | 464       | 0.28300                           | 0.00003   | 0.0020                            | 0.0393                            | 0.282983                              | 17.7                      | 1.1       | 0.367           | 0.314                      | 0.250                       |
| DJ87 06      | 496       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0338                            | 0.282826                              | 12.8                      | 0.6       | 0.592           | 0.652                      | 0.718                       |
| DJ87 07      | 474       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0263                            | 0.282908                              | 15.3                      | 0.7       | 0.475           | 0.478                      | 0.479                       |
| DJ87 08      | 463       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0316                            | 0.282917                              | 15.3                      | 0.8       | 0.463           | 0.465                      | 0.466                       |
| DJ87 09      | 468       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0272                            | 0.282869                              | 13.8                      | 0.7       | 0.531           | 0.571                      | 0.615                       |
| DJ87 10      | 455       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0235                            | 0.282909                              | 14.9                      | 0.6       | 0.475           | 0.489                      | 0.503                       |
| DJ87 11      | 447       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0265                            | 0.282888                              | 14.0                      | 0.7       | 0.505           | 0.541                      | 0.582                       |
| DJ87 12      | 451       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0235                            | 0.282859                              | 13.0                      | 0.7       | 0.546           | 0.606                      | 0.672                       |
| DJ87 13      | 448       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0316                            | 0.282886                              | 13.9                      | 0.8       | 0.509           | 0.547                      | 0.589                       |
| DJ87 14      | 468       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0326                            | 0.282895                              | 14.7                      | 0.8       | 0.494           | 0.512                      | 0.531                       |
| DJ87 15      | 456       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0259                            | 0.282908                              | 14.9                      | 0.8       | 0.476           | 0.490                      | 0.505                       |
| DJ87 16      | 455       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0217                            | 0.282871                              | 13.5                      | 0.6       | 0.529           | 0.577                      | 0.628                       |
| DJ87 17      | 475       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0310                            | 0.282838                              | 12.8                      | 0.7       | 0.577           | 0.639                      | 0.709                       |
| DJ87 18      | 455       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0234                            | 0.282900                              | 14.5                      | 0.7       | 0.488           | 0.510                      | 0.533                       |
| DJ87 19      | 440       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0277                            | 0.282899                              | 14.2                      | 0.7       | 0.489           | 0.521                      | 0.555                       |
| DJ87 20      | 494       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0229                            | 0.282879                              | 14.7                      | 0.7       | 0.516           | 0.532                      | 0.549                       |
| DJ87 21      | 478       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0194                            | 0.282901                              | 15.1                      | 0.6       | 0.485           | 0.492                      | 0.498                       |
| DJ87 22      | 474       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0229                            | 0.282911                              | 15.4                      | 0.6       | 0.471           | 0.472                      | 0.470                       |
| DJ87 23      | 490       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0266                            | 0.282908                              | 15.6                      | 0.7       | 0.475           | 0.468                      | 0.459                       |
| DJ87 24      | 473       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0285                            | 0.282878                              | 14.2                      | 0.7       | 0.519           | 0.549                      | 0.581                       |
| DJ87 25      | 479       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0025                            | 0.0593                            | 0.282868                              | 13.9                      | 0.8       | 0.535           | 0.568                      | 0.606                       |
| DJ87 26      | 463       | 0.28296                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0234                            | 0.282950                              | 16.5                      | 0.6       | 0.416           | 0.391                      | 0.360                       |
| DJ87 27      | 473       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0193                            | 0.282823                              | 12.2                      | 0.7       | 0.596           | 0.674                      | 0.759                       |
| DJ87 28      | 478       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0267                            | 0.282859                              | 13.6                      | 0.7       | 0.545           | 0.588                      | 0.634                       |
| DJ87 29      | 441       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0209                            | 0.282921                              | 15.0                      | 0.7       | 0.458           | 0.471                      | 0.483                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | 1 $\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | ( $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ ) <sub>i</sub> | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | 1 $\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--|---------------------------|------------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ87 30      | 437       | 0.28294                           | 0.00002    | 0.0019                            | 0.0469                            | 0.282924   | 15.0                      | 0.7        | 0.453           | 0.465                      | 0.477                       |
| DJ87 31      | 455       | 0.28293                           | 0.00002    | 0.0015                            | 0.0302                            | 0.282917   | 15.2                      | 0.6        | 0.463           | 0.470                      | 0.476                       |
| DJ87 32      | 461       | 0.28291                           | 0.00002    | 0.0012                            | 0.0259                            | 0.282900   | 14.7                      | 0.6        | 0.488           | 0.506                      | 0.526                       |
| DJ87 33      | 499       | 0.28297                           | 0.00002    | 0.0018                            | 0.0338                            | 0.282953   | 17.4                      | 0.6        | 0.409           | 0.359                      | 0.299                       |
| DJ87 34      | 465       | 0.28293                           | 0.00002    | 0.0013                            | 0.0257                            | 0.282919   | 15.4                      | 0.6        | 0.461           | 0.460                      | 0.458                       |
| DJ87 35      | 468       | 0.28288                           | 0.00002    | 0.0013                            | 0.0248                            | 0.282869   | 13.7                      | 0.7        | 0.532           | 0.573                      | 0.617                       |
| DJ87 36      | 488       | 0.28294                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0219                            | 0.282931   | 16.4                      | 0.6        | 0.443           | 0.417                      | 0.387                       |
| DJ87 37      | 478       | 0.28291                           | 0.00002    | 0.0007                            | 0.0134                            | 0.282904   | 15.2                      | 0.8        | 0.481           | 0.486                      | 0.489                       |
| DJ87 38      | 451       | 0.28294                           | 0.00002    | 0.0011                            | 0.0216                            | 0.282931   | 15.5                      | 0.7        | 0.444           | 0.442                      | 0.438                       |
| DJ87 39      | 473       | 0.28295                           | 0.00002    | 0.0014                            | 0.0273                            | 0.282938   | 16.3                      | 0.7        | 0.433           | 0.411                      | 0.385                       |
| DJ87 40      | 491       | 0.28292                           | 0.00002    | 0.0008                            | 0.0169                            | 0.282913   | 15.8                      | 0.7        | 0.469           | 0.457                      | 0.442                       |
| DJ87 41      | 480       | 0.28290                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0199                            | 0.282891   | 14.8                      | 0.6        | 0.499           | 0.514                      | 0.528                       |
| DJ87 42      | 455       | 0.28293                           | 0.00002    | 0.0005                            | 0.0092                            | 0.282926   | 15.5                      | 0.6        | 0.451           | 0.450                      | 0.449                       |
| DJ87 43      | 499       | 0.28290                           | 0.00002    | 0.0016                            | 0.0331                            | 0.282885   | 15.0                      | 0.8        | 0.508           | 0.515                      | 0.522                       |
| DJ87 44      | 463       | 0.28293                           | 0.00002    | 0.0013                            | 0.0260                            | 0.282919   | 15.4                      | 0.7        | 0.461           | 0.461                      | 0.461                       |
| DJ87 45      | 501       | 0.28292                           | 0.00002    | 0.0016                            | 0.0351                            | 0.282905   | 15.7                      | 0.7        | 0.479           | 0.468                      | 0.454                       |
| DJ87 46      | 486       | 0.28291                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0181                            | 0.282901   | 15.3                      | 0.7        | 0.485           | 0.487                      | 0.488                       |
| DJ87 47      | 483       | 0.28294                           | 0.00002    | 0.0007                            | 0.0168                            | 0.282934   | 16.4                      | 0.7        | 0.439           | 0.414                      | 0.384                       |
| DJ87 48      | 493       | 0.28289                           | 0.00002    | 0.0014                            | 0.0326                            | 0.282877   | 14.6                      | 0.7        | 0.519           | 0.537                      | 0.556                       |
| DJ87 49      | 470       | 0.28289                           | 0.00002    | 0.0014                            | 0.0326                            | 0.282878   | 14.1                      | 0.7        | 0.519           | 0.551                      | 0.585                       |
| DJ87 50      | 506       | 0.28289                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0233                            | 0.282881   | 15.0                      | 0.7        | 0.514           | 0.521                      | 0.527                       |
| DJ87 51      | 463       | 0.28288                           | 0.00002    | 0.0011                            | 0.0223                            | 0.282870   | 13.7                      | 0.6        | 0.529           | 0.572                      | 0.618                       |
| DJ87 52      | 471       | 0.28289                           | 0.00002    | 0.0008                            | 0.0161                            | 0.282883   | 14.3                      | 0.6        | 0.511           | 0.538                      | 0.567                       |
| DJ87 53      | 490       | 0.28287                           | 0.00002    | 0.0013                            | 0.0263                            | 0.282858   | 13.8                      | 0.6        | 0.546           | 0.583                      | 0.622                       |
| DJ87 54      | 493       | 0.28291                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0206                            | 0.282901   | 15.4                      | 0.6        | 0.485           | 0.483                      | 0.478                       |
| DJ87 55      | 494       | 0.28294                           | 0.00002    | 0.0013                            | 0.0256                            | 0.282928   | 16.4                      | 0.7        | 0.446           | 0.420                      | 0.388                       |
| DJ87 56      | 522       | 0.28288                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0191                            | 0.282870   | 15.0                      | 0.7        | 0.528           | 0.534                      | 0.539                       |
| DJ87 57      | 482       | 0.28289                           | 0.00002    | 0.0015                            | 0.0291                            | 0.282876   | 14.3                      | 0.7        | 0.521           | 0.546                      | 0.573                       |
| DJ87 58      | 490       | 0.28289                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0221                            | 0.282881   | 14.6                      | 0.7        | 0.514           | 0.530                      | 0.548                       |
| DJ87 59      | 469       | 0.28289                           | 0.00002    | 0.0010                            | 0.0221                            | 0.282881   | 14.2                      | 0.7        | 0.514           | 0.543                      | 0.575                       |
| DJ89         |           |                                   |            |                                   |                                   |  |                           |            |                 |                            |                             |
| DJ89 01      | 471       | 0.28290                           | 0.00002    | 0.0016                            | 0.0306                            | 0.282886   | 14.4                      | 0.7        | 0.508           | 0.531                      | 0.557                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ89 02      | 480       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0194                            | 0.282881                              | 14.4                      | 0.7       | 0.514           | 0.537                      | 0.561                       |
| DJ89 03      | 465       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0354                            | 0.282806                              | 11.4                      | 0.8       | 0.623           | 0.718                      | 0.825                       |
| DJ89 04      | 506       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0274                            | 0.282868                              | 14.5                      | 0.8       | 0.532           | 0.550                      | 0.569                       |
| DJ89 05      | 473       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0205                            | 0.282870                              | 13.9                      | 0.7       | 0.529           | 0.566                      | 0.605                       |
| DJ89 06      | 476       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0226                            | 0.282850                              | 13.2                      | 0.7       | 0.558           | 0.610                      | 0.667                       |
| DJ89 07      | 485       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0212                            | 0.282821                              | 12.4                      | 0.7       | 0.599           | 0.671                      | 0.750                       |
| DJ89 08      | 496       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0331                            | 0.282826                              | 12.8                      | 0.8       | 0.592           | 0.652                      | 0.718                       |
| DJ89 09      | 436       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0202                            | 0.282861                              | 12.7                      | 0.6       | 0.543           | 0.611                      | 0.685                       |
| DJ89 11      | 453       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0412                            | 0.282856                              | 12.9                      | 0.8       | 0.552           | 0.612                      | 0.680                       |
| DJ89 12      | 511       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0216                            | 0.282830                              | 13.3                      | 0.7       | 0.585           | 0.632                      | 0.684                       |
| DJ89 13      | 461       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0256                            | 0.282859                              | 13.2                      | 0.7       | 0.546           | 0.600                      | 0.659                       |
| DJ89 14      | 495       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0272                            | 0.282896                              | 15.3                      | 0.8       | 0.492           | 0.492                      | 0.491                       |
| DJ89 15      | 452       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0324                            | 0.282808                              | 11.2                      | 0.7       | 0.620           | 0.721                      | 0.836                       |
| DJ89 16      | 486       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0261                            | 0.282880                              | 14.5                      | 0.6       | 0.515           | 0.535                      | 0.556                       |
| DJ89 17      | 469       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0156                            | 0.282913                              | 15.3                      | 0.8       | 0.469           | 0.471                      | 0.471                       |
| DJ89 18      | 479       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0248                            | 0.282829                              | 12.6                      | 0.8       | 0.588           | 0.656                      | 0.731                       |
| DJ89 19      | 463       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0247                            | 0.282870                              | 13.6                      | 0.8       | 0.531           | 0.574                      | 0.621                       |
| DJ89 20      | 437       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0124                            | 0.282914                              | 14.7                      | 0.7       | 0.467           | 0.489                      | 0.510                       |
| DJ89 21      | 458       | 0.28289                           | 0.00003   | 0.0014                            | 0.0270                            | 0.282878                              | 13.8                      | 0.9       | 0.519           | 0.558                      | 0.600                       |
| DJ89 22      | 474       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0172                            | 0.282872                              | 14.0                      | 0.9       | 0.526           | 0.561                      | 0.598                       |
| DJ89 23      | 508       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0314                            | 0.282895                              | 15.5                      | 0.8       | 0.493           | 0.487                      | 0.478                       |
| DJ89 24      | 439       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0018                            | 0.0498                            | 0.282895                              | 14.0                      | 0.7       | 0.496           | 0.531                      | 0.570                       |
| DJ89 26      | 488       | 0.28281                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0217                            | 0.282801                              | 11.8                      | 0.7       | 0.627           | 0.715                      | 0.811                       |
| DJ89 27      | 458       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0173                            | 0.282832                              | 12.2                      | 0.7       | 0.583           | 0.662                      | 0.749                       |
| DJ89 28      | 455       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0243                            | 0.282930                              | 15.6                      | 0.7       | 0.445           | 0.441                      | 0.435                       |
| DJ89 29      | 472       | 0.28281                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0241                            | 0.282799                              | 11.3                      | 0.6       | 0.632           | 0.730                      | 0.840                       |
| DJ89 30      | 461       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0371                            | 0.282935                              | 15.9                      | 0.6       | 0.437           | 0.425                      | 0.409                       |
| DJ89 31      | 474       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0290                            | 0.282937                              | 16.3                      | 0.7       | 0.434           | 0.413                      | 0.387                       |
| DJ89 32      | 453       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0297                            | 0.282808                              | 11.2                      | 0.7       | 0.620           | 0.721                      | 0.834                       |
| DJ89 33      | 481       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0208                            | 0.282881                              | 14.4                      | 0.6       | 0.514           | 0.536                      | 0.559                       |
| DJ89 34      | 507       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0236                            | 0.282820                              | 12.9                      | 0.7       | 0.600           | 0.659                      | 0.724                       |
| DJ89 35      | 470       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0264                            | 0.282928                              | 15.9                      | 0.6       | 0.447           | 0.436                      | 0.422                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ89 36      | 445       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0199                            | 0.282891                              | 14.0                      | 0.7       | 0.501           | 0.537                      | 0.576                       |
| DJ89 37      | 442       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0246                            | 0.282859                              | 12.8                      | 0.6       | 0.546           | 0.611                      | 0.683                       |
| DJ89 38      | 464       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0145                            | 0.282924                              | 15.6                      | 0.7       | 0.453           | 0.449                      | 0.442                       |
| DJ89 39      | 493       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0227                            | 0.282850                              | 13.6                      | 0.7       | 0.558           | 0.599                      | 0.645                       |
| DJ89 40      | 469       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0282                            | 0.282809                              | 11.6                      | 0.7       | 0.618           | 0.709                      | 0.811                       |
| DJ89 41      | 471       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0289                            | 0.282849                              | 13.1                      | 0.6       | 0.561           | 0.617                      | 0.679                       |
| DJ89 42      | 489       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0387                            | 0.282834                              | 13.0                      | 0.6       | 0.581           | 0.637                      | 0.700                       |
| DJ89 43      | 504       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0263                            | 0.282819                              | 12.8                      | 0.6       | 0.602           | 0.663                      | 0.731                       |
| DJ89 44      | 480       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0173                            | 0.282892                              | 14.8                      | 0.6       | 0.498           | 0.512                      | 0.525                       |
| DJ89 45      | 485       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0220                            | 0.282870                              | 14.1                      | 0.7       | 0.529           | 0.558                      | 0.590                       |
| DJ89 46      | 467       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0208                            | 0.282900                              | 14.8                      | 0.6       | 0.487           | 0.501                      | 0.515                       |
| DJ89 47      | 472       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0248                            | 0.282929                              | 15.9                      | 0.7       | 0.446           | 0.433                      | 0.416                       |
| DJ89 48      | 470       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0210                            | 0.282832                              | 12.5                      | 0.7       | 0.583           | 0.655                      | 0.734                       |
| DJ89 49      | 472       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0177                            | 0.282882                              | 14.3                      | 0.6       | 0.512           | 0.539                      | 0.568                       |
| DJ89 50      | 486       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0291                            | 0.282838                              | 13.0                      | 0.5       | 0.575           | 0.631                      | 0.692                       |
| DJ89 51      | 474       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0181                            | 0.282881                              | 14.3                      | 0.7       | 0.514           | 0.540                      | 0.568                       |
| DJ89 52      | 476       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0139                            | 0.282833                              | 12.6                      | 0.6       | 0.582           | 0.649                      | 0.723                       |
| DJ89 53      | 483       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0324                            | 0.282857                              | 13.7                      | 0.6       | 0.548           | 0.589                      | 0.634                       |
| DJ89 54      | 503       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0244                            | 0.282829                              | 13.1                      | 0.7       | 0.588           | 0.641                      | 0.700                       |
| DJ89 55      | 491       | 0.28280                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0190                            | 0.282792                              | 11.5                      | 0.6       | 0.640           | 0.733                      | 0.837                       |
| DJ89 56      | 489       | 0.28290                           | 0.00001   | 0.0011                            | 0.0206                            | 0.282890                              | 14.9                      | 0.5       | 0.501           | 0.510                      | 0.519                       |
| DJ89 57      | 448       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0468                            | 0.282884                              | 13.8                      | 0.5       | 0.512           | 0.550                      | 0.594                       |
| DJ89 58      | 434       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0362                            | 0.282915                              | 14.6                      | 0.7       | 0.468           | 0.490                      | 0.514                       |
| DJ89 59      | 475       | 0.28285                           | 0.00001   | 0.0010                            | 0.0188                            | 0.282841                              | 12.9                      | 0.5       | 0.570           | 0.631                      | 0.698                       |
| DJ89 60      | 467       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0218                            | 0.282900                              | 14.8                      | 0.6       | 0.488           | 0.503                      | 0.518                       |
| DJ89 61      | 448       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0364                            | 0.282887                              | 13.9                      | 0.7       | 0.508           | 0.545                      | 0.586                       |
| DJ89 62      | 487       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0323                            | 0.282837                              | 13.0                      | 0.6       | 0.577           | 0.632                      | 0.694                       |
| DJ98         |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ98 01      | 408       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0208                            | 0.282892                              | 13.2                      | 0.6       | 0.501           | 0.559                      | 0.624                       |
| DJ98 02      | 407       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0121                            | 0.282865                              | 12.2                      | 0.7       | 0.538           | 0.621                      | 0.713                       |
| DJ98 03      | 400       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0195                            | 0.282873                              | 12.4                      | 0.6       | 0.526           | 0.606                      | 0.694                       |
| DJ98 04      | 415       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0006                            | 0.0111                            | 0.282885                              | 13.1                      | 0.7       | 0.508           | 0.569                      | 0.635                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ98 05      | 399       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0159                            | 0.282815                              | 10.3                      | 0.6       | 0.608           | 0.740                      | 0.885                       |
| DJ98 06      | 419       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0004                            | 0.0079                            | 0.282857                              | 12.2                      | 0.6       | 0.547           | 0.631                      | 0.722                       |
| DJ98 07      | 402       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0186                            | 0.282872                              | 12.4                      | 0.6       | 0.528           | 0.607                      | 0.694                       |
| DJ98 08      | 403       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0198                            | 0.282872                              | 12.4                      | 0.6       | 0.528           | 0.606                      | 0.693                       |
| DJ98 09      | 404       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0160                            | 0.282863                              | 12.1                      | 0.6       | 0.541           | 0.627                      | 0.721                       |
| DJ98 10      | 417       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0216                            | 0.282881                              | 13.0                      | 0.7       | 0.515           | 0.577                      | 0.645                       |
| DJ98 11      | 409       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0147                            | 0.282914                              | 14.0                      | 0.6       | 0.469           | 0.508                      | 0.550                       |
| DJ98 12      | 424       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0222                            | 0.282872                              | 12.9                      | 0.5       | 0.528           | 0.593                      | 0.666                       |
| DJ98 13      | 399       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0201                            | 0.282873                              | 12.3                      | 0.6       | 0.528           | 0.609                      | 0.698                       |
| DJ98 14      | 418       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0172                            | 0.282864                              | 12.4                      | 0.6       | 0.539           | 0.616                      | 0.701                       |
| DJ98 15      | 435       | 0.28285                           | 0.00001   | 0.0012                            | 0.0259                            | 0.282840                              | 12.0                      | 0.5       | 0.573           | 0.659                      | 0.754                       |
| DJ98 16      | 413       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0169                            | 0.282844                              | 11.6                      | 0.6       | 0.567           | 0.665                      | 0.772                       |
| DJ98 17      | 419       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0178                            | 0.282863                              | 12.4                      | 0.6       | 0.541           | 0.618                      | 0.702                       |
| DJ98 18      | 424       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0154                            | 0.282864                              | 12.6                      | 0.6       | 0.539           | 0.613                      | 0.693                       |
| DJ98 19      | 406       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0160                            | 0.282814                              | 10.4                      | 0.6       | 0.610           | 0.738                      | 0.879                       |
| DJ98 20      | 411       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0005                            | 0.0093                            | 0.282856                              | 12.0                      | 0.5       | 0.549           | 0.638                      | 0.735                       |
| DJ98 21      | 422       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0389                            | 0.282827                              | 11.2                      | 0.7       | 0.596           | 0.699                      | 0.816                       |
| DJ98 22      | 408       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0322                            | 0.282858                              | 12.0                      | 0.6       | 0.551           | 0.636                      | 0.734                       |
| DJ98 23      | 417       | 0.28288                           | 0.00001   | 0.0007                            | 0.0151                            | 0.282875                              | 12.8                      | 0.5       | 0.524           | 0.592                      | 0.667                       |
| DJ98 24      | 397       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0207                            | 0.282893                              | 13.0                      | 0.6       | 0.499           | 0.564                      | 0.635                       |
| DJ98 25      | 437       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0005                            | 0.0098                            | 0.282866                              | 12.9                      | 0.5       | 0.535           | 0.599                      | 0.668                       |
| DJ98 26      | 419       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0173                            | 0.282854                              | 12.1                      | 0.7       | 0.553           | 0.639                      | 0.732                       |
| DJ98 27      | 406       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0143                            | 0.282864                              | 12.2                      | 0.5       | 0.539           | 0.624                      | 0.716                       |
| DJ98 28      | 421       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0224                            | 0.282881                              | 13.1                      | 0.6       | 0.516           | 0.576                      | 0.642                       |
| DJ98 29      | 426       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0286                            | 0.282870                              | 12.8                      | 0.7       | 0.532           | 0.598                      | 0.671                       |
| DJ98 30      | 421       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0347                            | 0.282868                              | 12.7                      | 0.7       | 0.535           | 0.604                      | 0.682                       |
| DJ98 31      | 433       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0318                            | 0.282869                              | 12.9                      | 0.7       | 0.534           | 0.595                      | 0.665                       |
| DJ98 32      | 427       | 0.28286                           | 0.00001   | 0.0009                            | 0.0178                            | 0.282853                              | 12.3                      | 0.5       | 0.555           | 0.636                      | 0.724                       |
| DJ98 33      | 473       | 0.28287                           | 0.00001   | 0.0004                            | 0.0077                            | 0.282866                              | 13.8                      | 0.5       | 0.534           | 0.574                      | 0.618                       |
| DJ98 34      | 421       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0355                            | 0.282838                              | 11.6                      | 0.6       | 0.578           | 0.673                      | 0.780                       |
| DJ98 35      | 395       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0151                            | 0.282854                              | 11.6                      | 0.7       | 0.553           | 0.653                      | 0.763                       |
| DJ98 36      | 404       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0006                            | 0.0108                            | 0.282865                              | 12.2                      | 0.6       | 0.536           | 0.622                      | 0.714                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ98 37      | 414       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0201                            | 0.282852                              | 11.9                      | 0.6       | 0.556           | 0.645                      | 0.744                       |
| DJ98 38      | 422       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0281                            | 0.282870                              | 12.7                      | 0.6       | 0.532           | 0.600                      | 0.676                       |
| DJ98 39      | 418       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0157                            | 0.282854                              | 12.1                      | 0.6       | 0.553           | 0.639                      | 0.733                       |
| DJ98 40      | 419       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0004                            | 0.0079                            | 0.282867                              | 12.6                      | 0.5       | 0.534           | 0.609                      | 0.689                       |
| DJ98 41      | 401       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0227                            | 0.282842                              | 11.3                      | 0.7       | 0.570           | 0.676                      | 0.793                       |
| DJ98 42      | 428       | 0.28284                           | 0.00001   | 0.0008                            | 0.0167                            | 0.282834                              | 11.6                      | 0.5       | 0.582           | 0.679                      | 0.785                       |
| DJ98 43      | 417       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0160                            | 0.282864                              | 12.4                      | 0.7       | 0.539           | 0.617                      | 0.702                       |
| DJ98 44      | 415       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0277                            | 0.282880                              | 13.0                      | 0.6       | 0.518           | 0.581                      | 0.652                       |
| DJ98 45      | 424       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0198                            | 0.282903                              | 14.0                      | 0.7       | 0.484           | 0.523                      | 0.565                       |
| DJ98 46      | 416       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0317                            | 0.282879                              | 12.9                      | 0.7       | 0.519           | 0.583                      | 0.654                       |
| DJ98 47      | 408       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0006                            | 0.0117                            | 0.282835                              | 11.2                      | 0.7       | 0.578           | 0.687                      | 0.806                       |
| DJ98 48      | 398       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0286                            | 0.282839                              | 11.1                      | 0.6       | 0.578           | 0.686                      | 0.809                       |
| DJ98 50      | 433       | 0.28286                           | 0.00001   | 0.0008                            | 0.0166                            | 0.282854                              | 12.4                      | 0.5       | 0.553           | 0.630                      | 0.714                       |
| DJ98 51      | 403       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0287                            | 0.282879                              | 12.6                      | 0.6       | 0.521           | 0.592                      | 0.672                       |
| DJ98 52      | 409       | 0.28285                           | 0.00001   | 0.0012                            | 0.0254                            | 0.282841                              | 11.4                      | 0.5       | 0.573           | 0.675                      | 0.787                       |
| DJ98 53      | 418       | 0.28290                           | 0.00001   | 0.0015                            | 0.0297                            | 0.282888                              | 13.3                      | 0.5       | 0.506           | 0.560                      | 0.621                       |
| DJ98 54      | 411       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0192                            | 0.282892                              | 13.3                      | 0.5       | 0.499           | 0.556                      | 0.617                       |
| DJ98 55      | 448       | 0.28286                           | 0.00001   | 0.0008                            | 0.0181                            | 0.282853                              | 12.7                      | 0.5       | 0.553           | 0.621                      | 0.694                       |
| DJ98 56      | 421       | 0.28285                           | 0.00001   | 0.0011                            | 0.0268                            | 0.282841                              | 11.7                      | 0.5       | 0.572           | 0.666                      | 0.770                       |
| DJ98 57      | 414       | 0.28288                           | 0.00001   | 0.0009                            | 0.0174                            | 0.282873                              | 12.7                      | 0.5       | 0.526           | 0.598                      | 0.676                       |
| DJ98 58      | 437       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0374                            | 0.282807                              | 10.9                      | 0.5       | 0.623           | 0.734                      | 0.860                       |
| DJ98 59      | 432       | 0.28286                           | 0.00001   | 0.0006                            | 0.0104                            | 0.282855                              | 12.4                      | 0.5       | 0.550           | 0.627                      | 0.710                       |
| DJ98 60      | 427       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0228                            | 0.282842                              | 11.9                      | 0.5       | 0.570           | 0.660                      | 0.759                       |
| DJ108        |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ108 01     | 460       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0135                            | 0.282894                              | 14.4                      | 0.6       | 0.495           | 0.520                      | 0.546                       |
| DJ108 02     | 442       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0195                            | 0.282853                              | 12.6                      | 0.6       | 0.555           | 0.626                      | 0.705                       |
| DJ108 03     | 458       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0254                            | 0.282861                              | 13.2                      | 0.6       | 0.543           | 0.598                      | 0.657                       |
| DJ108 04     | 469       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0235                            | 0.282921                              | 15.6                      | 0.7       | 0.457           | 0.452                      | 0.444                       |
| DJ108 05     | 469       | 0.28284                           | 0.00003   | 0.0024                            | 0.0568                            | 0.282819                              | 12.0                      | 1.0       | 0.607           | 0.686                      | 0.778                       |
| DJ108 06     | 452       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0231                            | 0.282862                              | 13.1                      | 0.6       | 0.542           | 0.599                      | 0.662                       |
| DJ108 07     | 477       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0410                            | 0.282845                              | 13.1                      | 0.7       | 0.567           | 0.621                      | 0.683                       |
| DJ108 08     | 470       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0581                            | 0.282879                              | 14.1                      | 0.8       | 0.519           | 0.548                      | 0.581                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ108 09     | 445       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0018                            | 0.0423                            | 0.282855                              | 12.7                      | 0.8       | 0.554           | 0.619                      | 0.693                       |
| DJ108 10     | 460       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0309                            | 0.282839                              | 12.5                      | 0.6       | 0.575           | 0.646                      | 0.725                       |
| DJ108 11     | 448       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0301                            | 0.282869                              | 13.3                      | 0.6       | 0.532           | 0.585                      | 0.643                       |
| DJ108 12     | 440       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0276                            | 0.282890                              | 13.9                      | 0.5       | 0.502           | 0.542                      | 0.585                       |
| DJ108 13     | 449       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0018                            | 0.0396                            | 0.282875                              | 13.5                      | 0.6       | 0.525           | 0.571                      | 0.623                       |
| DJ108 14     | 455       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0463                            | 0.282854                              | 12.9                      | 0.5       | 0.555           | 0.615                      | 0.683                       |
| DJ108 15     | 445       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0342                            | 0.282857                              | 12.8                      | 0.6       | 0.551           | 0.615                      | 0.687                       |
| DJ108 16     | 461       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0527                            | 0.282839                              | 12.5                      | 0.7       | 0.578           | 0.644                      | 0.722                       |
| DJ108 17     | 455       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0270                            | 0.282869                              | 13.4                      | 0.8       | 0.532           | 0.581                      | 0.634                       |
| DJ108 18     | 450       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0351                            | 0.282886                              | 13.9                      | 0.7       | 0.509           | 0.545                      | 0.586                       |
| DJ108 19     | 451       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0271                            | 0.282891                              | 14.1                      | 0.6       | 0.501           | 0.533                      | 0.568                       |
| DJ108 20     | 458       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0250                            | 0.282910                              | 15.0                      | 0.6       | 0.474           | 0.485                      | 0.497                       |
| DJ108 21     | 450       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0183                            | 0.282842                              | 12.4                      | 0.6       | 0.569           | 0.644                      | 0.727                       |
| DJ108 22     | 459       | 0.28289                           | 0.00001   | 0.0007                            | 0.0163                            | 0.282884                              | 14.1                      | 0.5       | 0.510           | 0.543                      | 0.579                       |
| DJ108 23     | 481       | 0.28287                           | 0.00001   | 0.0005                            | 0.0094                            | 0.282865                              | 13.9                      | 0.5       | 0.535           | 0.571                      | 0.610                       |
| DJ108 24     | 485       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0524                            | 0.282820                              | 12.4                      | 0.6       | 0.604           | 0.673                      | 0.753                       |
| DJ108 25     | 458       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0223                            | 0.282871                              | 13.6                      | 0.5       | 0.529           | 0.575                      | 0.625                       |
| DJ108 26     | 455       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0265                            | 0.282871                              | 13.5                      | 0.6       | 0.529           | 0.577                      | 0.628                       |
| DJ108 29     | 461       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0565                            | 0.282869                              | 13.6                      | 0.6       | 0.534           | 0.576                      | 0.625                       |
| DJ108 30     | 431       | 0.28293                           | 0.00003   | 0.0012                            | 0.0238                            | 0.282920                              | 14.7                      | 1.0       | 0.459           | 0.479                      | 0.499                       |
| DJ108 31     | 528       | 0.28282                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0359                            | 0.282804                              | 12.8                      | 0.6       | 0.623           | 0.681                      | 0.746                       |
| DJ108 32     | 462       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0348                            | 0.282857                              | 13.2                      | 0.6       | 0.549           | 0.603                      | 0.663                       |
| DJ108 33     | 447       | 0.28288                           | 0.00001   | 0.0012                            | 0.0246                            | 0.282870                              | 13.3                      | 0.5       | 0.531           | 0.583                      | 0.641                       |
| DJ108 34     | 455       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0018                            | 0.0376                            | 0.282895                              | 14.4                      | 0.6       | 0.496           | 0.522                      | 0.550                       |
| DJ108 35     | 467       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0006                            | 0.0112                            | 0.282865                              | 13.6                      | 0.6       | 0.536           | 0.582                      | 0.631                       |
| DJ108 36     | 467       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0301                            | 0.282859                              | 13.3                      | 0.7       | 0.546           | 0.596                      | 0.651                       |
| DJ108 37     | 476       | 0.28288                           | 0.00001   | 0.0012                            | 0.0278                            | 0.282869                              | 13.9                      | 0.4       | 0.531           | 0.566                      | 0.604                       |
| DJ108 38     | 465       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0185                            | 0.282882                              | 14.1                      | 0.6       | 0.512           | 0.544                      | 0.577                       |
| DJ108 39     | 471       | 0.28287                           | 0.00001   | 0.0006                            | 0.0138                            | 0.282865                              | 13.7                      | 0.5       | 0.536           | 0.580                      | 0.626                       |
| DJ108 40     | 459       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0249                            | 0.282900                              | 14.6                      | 0.6       | 0.488           | 0.508                      | 0.528                       |
| DJ108 41     | 465       | 0.28286                           | 0.00001   | 0.0012                            | 0.0233                            | 0.282850                              | 13.0                      | 0.5       | 0.559           | 0.618                      | 0.684                       |
| DJ108 42     | 454       | 0.28286                           | 0.00001   | 0.0016                            | 0.0383                            | 0.282846                              | 12.6                      | 0.4       | 0.565           | 0.633                      | 0.709                       |



| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ108 43     | 485       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0023                            | 0.0581                            | 0.282829                              | 12.7                      | 0.5       | 0.591           | 0.652                      | 0.723                       |
| DJ108 44     | 450       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0027                            | 0.0672                            | 0.282837                              | 12.2                      | 0.6       | 0.583           | 0.656                      | 0.744                       |
| DJ108 45     | 460       | 0.28289                           | 0.00001   | 0.0014                            | 0.0282                            | 0.282878                              | 13.9                      | 0.5       | 0.519           | 0.557                      | 0.598                       |
| DJ108 46     | 455       | 0.28288                           | 0.00001   | 0.0009                            | 0.0226                            | 0.282872                              | 13.6                      | 0.5       | 0.526           | 0.573                      | 0.623                       |
| DJ108 47     | 467       | 0.28287                           | 0.00001   | 0.0010                            | 0.0240                            | 0.282861                              | 13.4                      | 0.5       | 0.542           | 0.590                      | 0.643                       |
| DJ108 48     | 484       | 0.28288                           | 0.00001   | 0.0013                            | 0.0305                            | 0.282868                              | 14.1                      | 0.5       | 0.532           | 0.563                      | 0.597                       |
| DJ108 49     | 487       | 0.28287                           | 0.00001   | 0.0007                            | 0.0138                            | 0.282864                              | 14.0                      | 0.5       | 0.538           | 0.572                      | 0.608                       |
| DJ108 50     | 471       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0347                            | 0.282907                              | 15.1                      | 0.6       | 0.477           | 0.483                      | 0.489                       |
| DJ108 51     | 449       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0456                            | 0.282893                              | 14.2                      | 0.5       | 0.499           | 0.529                      | 0.563                       |
| DJ108 52     | 454       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0243                            | 0.282891                              | 14.2                      | 0.5       | 0.501           | 0.531                      | 0.565                       |
| DJ108 53     | 471       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0004                            | 0.0074                            | 0.282836                              | 12.7                      | 0.6       | 0.575           | 0.644                      | 0.718                       |
| DJ108 54     | 482       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0166                            | 0.282852                              | 13.4                      | 0.5       | 0.555           | 0.602                      | 0.653                       |
| DJ108 55     | 467       | 0.28289                           | 0.00001   | 0.0008                            | 0.0179                            | 0.282883                              | 14.2                      | 0.5       | 0.511           | 0.540                      | 0.572                       |
| DJ108 56     | 486       | 0.28286                           | 0.00001   | 0.0012                            | 0.0295                            | 0.282849                              | 13.4                      | 0.5       | 0.559           | 0.606                      | 0.657                       |
| DJ108 57     | 442       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0228                            | 0.282892                              | 14.0                      | 0.6       | 0.499           | 0.537                      | 0.577                       |
| DJ108 58     | 491       | 0.28287                           | 0.00001   | 0.0009                            | 0.0217                            | 0.282862                              | 14.0                      | 0.4       | 0.541           | 0.573                      | 0.609                       |
| DJ108 59     | 485       | 0.28291                           | 0.00001   | 0.0023                            | 0.0573                            | 0.282889                              | 14.8                      | 0.5       | 0.503           | 0.515                      | 0.527                       |
| DJ108 60     | 493       | 0.28289                           | 0.00001   | 0.0016                            | 0.0372                            | 0.282875                              | 14.5                      | 0.5       | 0.522           | 0.541                      | 0.562                       |
| DJ188        |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ188 02     | 442       | 0.28294                           | 0.00003   | 0.0034                            | 0.0749                            | 0.282912                              | 14.7                      | 1.0       | 0.473           | 0.491                      | 0.512                       |
| DJ188 04     | 418       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0027                            | 0.0608                            | 0.282889                              | 13.3                      | 0.9       | 0.508           | 0.559                      | 0.619                       |
| DJ188 06     | 449       | 0.28293                           | 0.00003   | 0.0026                            | 0.0508                            | 0.282908                              | 14.7                      | 0.9       | 0.477           | 0.495                      | 0.514                       |
| DJ188 09     | 432       | 0.28297                           | 0.00003   | 0.0026                            | 0.0591                            | 0.282949                              | 15.8                      | 1.1       | 0.418           | 0.412                      | 0.404                       |
| DJ188 11     | 379       | 0.28297                           | 0.00003   | 0.0036                            | 0.0858                            | 0.282944                              | 14.4                      | 0.9       | 0.430           | 0.457                      | 0.491                       |
| DJ188 12     | 409       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0199                            | 0.282943                              | 15.1                      | 0.8       | 0.427           | 0.441                      | 0.454                       |
| DJ188 15     | 442       | 0.28287                           | 0.00003   | 0.0017                            | 0.0339                            | 0.282856                              | 12.7                      | 1.0       | 0.552           | 0.619                      | 0.694                       |
| DJ188 16     | 427       | 0.28296                           | 0.00003   | 0.0024                            | 0.0536                            | 0.282941                              | 15.4                      | 0.9       | 0.430           | 0.434                      | 0.437                       |
| DJ188 17     | 400       | 0.28299                           | 0.00003   | 0.0018                            | 0.0387                            | 0.282977                              | 16.0                      | 1.1       | 0.380           | 0.370                      | 0.357                       |
| DJ188 18     | 427       | 0.28308                           | 0.00004   | 0.0041                            | 0.1081                            | 0.283047                              | 19.1                      | 1.5       | 0.265           | 0.190                      | 0.088                       |
| DJ188 19     | 412       | 0.28300                           | 0.00003   | 0.0036                            | 0.0818                            | 0.282972                              | 16.2                      | 1.2       | 0.384           | 0.372                      | 0.355                       |
| DJ188 20     | 418       | 0.28294                           | 0.00003   | 0.0022                            | 0.0480                            | 0.282923                              | 14.5                      | 0.9       | 0.457           | 0.481                      | 0.508                       |
| DJ188 26     | 410       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0203                            | 0.282902                              | 13.6                      | 0.7       | 0.485           | 0.533                      | 0.586                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ188 29     | 434       | 0.28293                           | 0.00003   | 0.0020                            | 0.0438                            | 0.282914                              | 14.6                      | 0.9       | 0.469           | 0.492                      | 0.516                       |
| DJ188 31     | 431       | 0.28291                           | 0.00003   | 0.0016                            | 0.0341                            | 0.282897                              | 13.9                      | 1.0       | 0.493           | 0.532                      | 0.575                       |
| DJ188 32     | 416       | 0.28293                           | 0.00004   | 0.0053                            | 0.1416                            | 0.282889                              | 13.3                      | 1.3       | 0.516           | 0.561                      | 0.622                       |
| DJ188 33     | 412       | 0.28290                           | 0.00003   | 0.0024                            | 0.0555                            | 0.282881                              | 12.9                      | 1.1       | 0.519           | 0.580                      | 0.651                       |
| DJ188 34     | 416       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0187                            | 0.282883                              | 13.1                      | 0.8       | 0.512           | 0.574                      | 0.641                       |
| DJ188 35     | 394       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0485                            | 0.282934                              | 14.4                      | 0.9       | 0.443           | 0.472                      | 0.505                       |
| DJ188 37     | 423       | 0.28288                           | 0.00003   | 0.0021                            | 0.0455                            | 0.282863                              | 12.5                      | 1.1       | 0.544           | 0.614                      | 0.695                       |
| DJ188 39     | 397       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0465                            | 0.282905                              | 13.4                      | 0.7       | 0.484           | 0.535                      | 0.594                       |
| DJ188 40     | 386       | 0.28295                           | 0.00003   | 0.0012                            | 0.0272                            | 0.282941                              | 14.5                      | 0.9       | 0.431           | 0.460                      | 0.491                       |
| DJ188 41     | 396       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0023                            | 0.0542                            | 0.282933                              | 14.4                      | 0.8       | 0.444           | 0.472                      | 0.505                       |
| DJ188 43     | 398       | 0.28293                           | 0.00004   | 0.0038                            | 0.1011                            | 0.282902                              | 13.3                      | 1.3       | 0.494           | 0.543                      | 0.604                       |
| DJ188 45     | 398       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0437                            | 0.282905                              | 13.5                      | 0.8       | 0.484           | 0.535                      | 0.593                       |
| DJ188 47     | 410       | 0.28288                           | 0.00003   | 0.0016                            | 0.0349                            | 0.282868                              | 12.4                      | 0.9       | 0.536           | 0.612                      | 0.699                       |
| DJ188 48     | 412       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0318                            | 0.282817                              | 10.7                      | 0.6       | 0.610           | 0.727                      | 0.861                       |
| DJ188 51     | 439       | 0.28289                           | 0.00003   | 0.0018                            | 0.0354                            | 0.282875                              | 13.3                      | 1.0       | 0.525           | 0.577                      | 0.635                       |
| DJ188 54     | 411       | 0.28295                           | 0.00003   | 0.0025                            | 0.0567                            | 0.282931                              | 14.7                      | 1.0       | 0.446           | 0.468                      | 0.492                       |
| DJ188 55     | 390       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0198                            | 0.282913                              | 13.6                      | 0.6       | 0.470           | 0.521                      | 0.577                       |
| DJ188 58     | 414       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0344                            | 0.282928                              | 14.6                      | 0.6       | 0.450           | 0.473                      | 0.498                       |
| DJ188 59     | 425       | 0.28296                           | 0.00003   | 0.0052                            | 0.1166                            | 0.282919                              | 14.5                      | 0.9       | 0.466           | 0.486                      | 0.513                       |
| DJ188 60     | 487       | 0.28292                           | 0.00003   | 0.0018                            | 0.0405                            | 0.282904                              | 15.4                      | 0.9       | 0.481           | 0.480                      | 0.477                       |
| DJ188 61     | 440       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0396                            | 0.282886                              | 13.7                      | 0.8       | 0.509           | 0.551                      | 0.599                       |
| DJ188 62     | 401       | 0.28297                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0473                            | 0.282953                              | 15.2                      | 0.8       | 0.413           | 0.422                      | 0.431                       |
| DJ188 63     | 394       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0032                            | 0.0686                            | 0.282916                              | 13.8                      | 0.7       | 0.470           | 0.512                      | 0.562                       |
| DJ188 65     | 407       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0423                            | 0.282916                              | 14.0                      | 0.7       | 0.468           | 0.505                      | 0.547                       |
| DJ188 66     | 416       | 0.28296                           | 0.00003   | 0.0022                            | 0.0500                            | 0.282943                              | 15.2                      | 1.0       | 0.428           | 0.437                      | 0.446                       |
| DJ188 67     | 415       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0311                            | 0.282889                              | 13.3                      | 0.6       | 0.505           | 0.560                      | 0.622                       |
| DJ192        |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ192 01     | 465       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0285                            | 0.282917                              | 15.4                      | 0.8       | 0.463           | 0.464                      | 0.464                       |
| DJ192 02     | 487       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0138                            | 0.282864                              | 14.0                      | 0.8       | 0.538           | 0.572                      | 0.608                       |
| DJ192 03     | 469       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0157                            | 0.282903                              | 15.0                      | 0.6       | 0.483           | 0.493                      | 0.504                       |
| DJ192 04     | 491       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0156                            | 0.282913                              | 15.8                      | 0.8       | 0.469           | 0.457                      | 0.442                       |
| DJ192 05     | 481       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0400                            | 0.282892                              | 14.8                      | 0.8       | 0.499           | 0.511                      | 0.523                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ192 07     | 447       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0303                            | 0.282839                              | 12.2                      | 0.9       | 0.575           | 0.654                      | 0.742                       |
| DJ192 08     | 450       | 0.28290                           | 0.00003   | 0.0017                            | 0.0316                            | 0.282886                              | 13.9                      | 0.9       | 0.509           | 0.545                      | 0.586                       |
| DJ192 09     | 470       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0273                            | 0.282908                              | 15.2                      | 0.8       | 0.476           | 0.482                      | 0.487                       |
| DJ192 10     | 459       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0500                            | 0.282929                              | 15.7                      | 0.8       | 0.445           | 0.440                      | 0.431                       |
| DJ192 11     | 446       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0161                            | 0.282913                              | 14.8                      | 0.6       | 0.469           | 0.485                      | 0.501                       |
| DJ192 12     | 452       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0311                            | 0.282876                              | 13.6                      | 0.6       | 0.522           | 0.565                      | 0.614                       |
| DJ192 13     | 456       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0245                            | 0.282909                              | 14.9                      | 0.8       | 0.475           | 0.488                      | 0.502                       |
| DJ192 14     | 466       | 0.28296                           | 0.00003   | 0.0011                            | 0.0192                            | 0.282950                              | 16.6                      | 0.9       | 0.415           | 0.387                      | 0.353                       |
| DJ192 15     | 455       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0209                            | 0.282871                              | 13.5                      | 0.8       | 0.529           | 0.577                      | 0.628                       |
| DJ192 16     | 451       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0018                            | 0.0389                            | 0.282905                              | 14.6                      | 0.8       | 0.481           | 0.501                      | 0.522                       |
| DJ192 17     | 474       | 0.28292                           | 0.00003   | 0.0011                            | 0.0235                            | 0.282910                              | 15.3                      | 0.9       | 0.472           | 0.474                      | 0.473                       |
| DJ192 18     | 438       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0225                            | 0.282881                              | 13.5                      | 0.8       | 0.515           | 0.564                      | 0.618                       |
| DJ192 19     | 453       | 0.28297                           | 0.00002   | 0.0042                            | 0.1051                            | 0.282934                              | 15.7                      | 0.8       | 0.437           | 0.432                      | 0.423                       |
| DJ192 20     | 445       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0206                            | 0.282882                              | 13.7                      | 0.7       | 0.514           | 0.558                      | 0.606                       |
| DJ192 21     | 450       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0400                            | 0.282914                              | 14.9                      | 0.8       | 0.468           | 0.481                      | 0.494                       |
| DJ192 22     | 445       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0273                            | 0.282918                              | 15.0                      | 0.8       | 0.462           | 0.474                      | 0.486                       |
| DJ192 23     | 447       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0320                            | 0.282917                              | 15.0                      | 0.6       | 0.463           | 0.475                      | 0.487                       |
| DJ192 24     | 450       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0228                            | 0.282940                              | 15.8                      | 0.8       | 0.431           | 0.421                      | 0.409                       |
| DJ192 25     | 453       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0254                            | 0.282910                              | 14.8                      | 0.9       | 0.474           | 0.488                      | 0.503                       |
| DJ192 26     | 478       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0249                            | 0.282919                              | 15.7                      | 0.8       | 0.459           | 0.450                      | 0.438                       |
| DJ192 27     | 442       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0280                            | 0.282889                              | 13.9                      | 0.7       | 0.503           | 0.543                      | 0.585                       |
| DJ192 28     | 485       | 0.28289                           | 0.00003   | 0.0013                            | 0.0225                            | 0.282878                              | 14.4                      | 1.1       | 0.518           | 0.540                      | 0.563                       |
| DJ192 29     | 463       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0279                            | 0.282849                              | 12.9                      | 0.9       | 0.561           | 0.621                      | 0.689                       |
| DJ192 30     | 461       | 0.28296                           | 0.00002   | 0.0023                            | 0.0444                            | 0.282940                              | 16.1                      | 0.8       | 0.429           | 0.414                      | 0.393                       |
| DJ192 31     | 465       | 0.28298                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0173                            | 0.282972                              | 17.3                      | 0.9       | 0.385           | 0.337                      | 0.283                       |
| DJ192 32     | 454       | 0.28296                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0207                            | 0.282951                              | 16.3                      | 0.8       | 0.414           | 0.392                      | 0.366                       |
| DJ192 33     | 488       | 0.28295                           | 0.00003   | 0.0017                            | 0.0322                            | 0.282934                              | 16.5                      | 1.1       | 0.437           | 0.409                      | 0.375                       |
| DJ192 34     | 461       | 0.28296                           | 0.00003   | 0.0015                            | 0.0276                            | 0.282947                              | 16.3                      | 1.1       | 0.420           | 0.398                      | 0.371                       |
| DJ192 35     | 454       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0191                            | 0.282941                              | 16.0                      | 0.8       | 0.428           | 0.415                      | 0.398                       |
| DJ192 36     | 436       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0300                            | 0.282878                              | 13.3                      | 0.7       | 0.521           | 0.573                      | 0.631                       |
| DJ192 37     | 437       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0140                            | 0.282873                              | 13.2                      | 0.8       | 0.525           | 0.582                      | 0.644                       |
| DJ192 38     | 450       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0230                            | 0.282890                              | 14.1                      | 0.7       | 0.502           | 0.536                      | 0.572                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ192 40     | 450       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0223                            | 0.282881                              | 13.8                      | 0.7       | 0.515           | 0.557                      | 0.602                       |
| DJ192 41     | 454       | 0.28297                           | 0.00003   | 0.0012                            | 0.0214                            | 0.282960                              | 16.6                      | 0.9       | 0.402           | 0.373                      | 0.338                       |
| DJ192 42     | 456       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0156                            | 0.282863                              | 13.3                      | 0.8       | 0.539           | 0.593                      | 0.651                       |
| DJ192 43     | 467       | 0.28295                           | 0.00003   | 0.0010                            | 0.0187                            | 0.282941                              | 16.3                      | 1.1       | 0.428           | 0.407                      | 0.381                       |
| DJ192 44     | 454       | 0.28296                           | 0.00003   | 0.0016                            | 0.0319                            | 0.282946                              | 16.2                      | 1.1       | 0.421           | 0.404                      | 0.382                       |
| DJ192 45     | 497       | 0.28291                           | 0.00003   | 0.0011                            | 0.0201                            | 0.282900                              | 15.5                      | 0.9       | 0.487           | 0.482                      | 0.476                       |
| DJ192 46     | 453       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0323                            | 0.282896                              | 14.3                      | 0.8       | 0.494           | 0.521                      | 0.550                       |
| DJ192 47     | 460       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0192                            | 0.282901                              | 14.7                      | 0.7       | 0.487           | 0.505                      | 0.524                       |
| DJ192 48     | 465       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0117                            | 0.282854                              | 13.1                      | 0.7       | 0.552           | 0.608                      | 0.669                       |
| DJ192 49     | 433       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0320                            | 0.282859                              | 12.6                      | 0.8       | 0.548           | 0.618                      | 0.697                       |
| DJ192 50     | 429       | 0.28292                           | 0.00003   | 0.0008                            | 0.0150                            | 0.282914                              | 14.5                      | 1.0       | 0.469           | 0.495                      | 0.524                       |
| DJ192 51     | 465       | 0.28299                           | 0.00003   | 0.0013                            | 0.0247                            | 0.282979                              | 17.6                      | 1.2       | 0.374           | 0.322                      | 0.261                       |
| DJ192 52     | 442       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0154                            | 0.282883                              | 13.7                      | 0.6       | 0.511           | 0.556                      | 0.604                       |
| DJ192 53     | 438       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0360                            | 0.282857                              | 12.6                      | 0.9       | 0.551           | 0.619                      | 0.696                       |
| DJ192 54     | 443       | 0.28291                           | 0.00003   | 0.0020                            | 0.0439                            | 0.282893                              | 14.0                      | 0.9       | 0.499           | 0.532                      | 0.570                       |
| DJ192 55     | 482       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0163                            | 0.282933                              | 16.3                      | 0.8       | 0.440           | 0.417                      | 0.389                       |
| DJ192 56     | 477       | 0.28287                           | 0.00003   | 0.0009                            | 0.0191                            | 0.282862                              | 13.7                      | 0.9       | 0.541           | 0.582                      | 0.627                       |
| DJ192 57     | 485       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0030                            | 0.0683                            | 0.282893                              | 15.0                      | 0.6       | 0.498           | 0.506                      | 0.516                       |
| DJ192 58     | 445       | 0.28294                           | 0.00003   | 0.0019                            | 0.0357                            | 0.282924                              | 15.2                      | 1.2       | 0.453           | 0.461                      | 0.467                       |
| DJ192 59     | 452       | 0.28295                           | 0.00003   | 0.0013                            | 0.0251                            | 0.282939                              | 15.9                      | 0.9       | 0.432           | 0.422                      | 0.409                       |
| DJ192 60     | 485       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0204                            | 0.282930                              | 16.3                      | 0.8       | 0.444           | 0.421                      | 0.394                       |
| DJ192 61     | 441       | 0.28289                           | 0.00003   | 0.0015                            | 0.0333                            | 0.282878                              | 13.4                      | 1.0       | 0.521           | 0.570                      | 0.625                       |
| DJ192 62     | 440       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0310                            | 0.282868                              | 13.1                      | 0.7       | 0.534           | 0.591                      | 0.656                       |
| DJ192 63     | 467       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0254                            | 0.282928                              | 15.8                      | 0.7       | 0.447           | 0.438                      | 0.426                       |
| DJ192 64     | 457       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0018                            | 0.0362                            | 0.282885                              | 14.0                      | 0.7       | 0.510           | 0.543                      | 0.580                       |
| DJ192 65     | 461       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0225                            | 0.282900                              | 14.7                      | 0.7       | 0.488           | 0.506                      | 0.526                       |
| DJ192 66     | 449       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0472                            | 0.282842                              | 12.3                      | 0.6       | 0.575           | 0.647                      | 0.731                       |
| DJ192 67     | 449       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0155                            | 0.282873                              | 13.5                      | 0.7       | 0.525           | 0.574                      | 0.628                       |
| DJ192 68     | 487       | 0.28283                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0234                            | 0.282819                              | 12.4                      | 0.7       | 0.602           | 0.674                      | 0.753                       |
| DJ15         |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ15 01      | 322       | 0.28302                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0197                            | 0.283014                              | 15.6                      | 0.6       | 0.329           | 0.335                      | 0.341                       |
| DJ15 02      | 304       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0018                            | 0.0390                            | 0.282880                              | 10.5                      | 0.9       | 0.525           | 0.653                      | 0.802                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ15 03      | 318       | 0.28296                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0509                            | 0.282948                              | 13.2                      | 0.7       | 0.427           | 0.490                      | 0.563                       |
| DJ15 04      | 329       | 0.28279                           | 0.00003   | 0.0015                            | 0.0348                            | 0.282781                              | 7.5                       | 1.0       | 0.664           | 0.862                      | 1.088                       |
| DJ15 05      | 415       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0465                            | 0.282905                              | 13.8                      | 0.8       | 0.483           | 0.524                      | 0.570                       |
| DJ15 06      | 309       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0478                            | 0.282928                              | 12.3                      | 0.9       | 0.456           | 0.540                      | 0.639                       |
| DJ15 07      | 343       | 0.28270                           | 0.00003   | 0.0007                            | 0.0161                            | 0.282696                              | 4.8                       | 1.0       | 0.777           | 1.047                      | 1.344                       |
| DJ15 08      | 465       | 0.28295                           | 0.00003   | 0.0012                            | 0.0268                            | 0.282940                              | 16.2                      | 1.0       | 0.431           | 0.412                      | 0.390                       |
| DJ15 09      | 315       | 0.28300                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0533                            | 0.282986                              | 14.5                      | 0.7       | 0.371           | 0.404                      | 0.442                       |
| DJ15 10      | 330       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0218                            | 0.282834                              | 9.4                       | 0.7       | 0.585           | 0.741                      | 0.916                       |
| DJ15 11      | 317       | 0.28294                           | 0.00003   | 0.0015                            | 0.0306                            | 0.282931                              | 12.6                      | 0.9       | 0.449           | 0.528                      | 0.618                       |
| DJ15 12      | 323       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0209                            | 0.282925                              | 12.5                      | 0.7       | 0.456           | 0.539                      | 0.631                       |
| DJ15 13      | 344       | 0.28298                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0217                            | 0.282974                              | 14.7                      | 0.7       | 0.386           | 0.413                      | 0.443                       |
| DJ15 16      | 348       | 0.28297                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0254                            | 0.282962                              | 14.4                      | 0.7       | 0.402           | 0.437                      | 0.475                       |
| DJ15 17      | 306       | 0.28296                           | 0.00003   | 0.0019                            | 0.0436                            | 0.282949                              | 13.0                      | 1.1       | 0.424           | 0.494                      | 0.574                       |
| DJ15 19      | 320       | 0.28299                           | 0.00003   | 0.0024                            | 0.0590                            | 0.282976                              | 14.2                      | 0.9       | 0.386           | 0.424                      | 0.469                       |
| DJ15 20      | 368       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0258                            | 0.282922                              | 13.4                      | 0.8       | 0.459           | 0.516                      | 0.579                       |
| DJ15 22      | 332       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0504                            | 0.282896                              | 11.7                      | 0.8       | 0.501           | 0.598                      | 0.710                       |
| DJ15 23      | 322       | 0.28305                           | 0.00003   | 0.0014                            | 0.0315                            | 0.283042                              | 16.6                      | 1.0       | 0.289           | 0.272                      | 0.250                       |
| DJ15 24      | 351       | 0.28299                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0177                            | 0.282984                              | 15.2                      | 0.8       | 0.370           | 0.385                      | 0.399                       |
| DJ15 27      | 330       | 0.28297                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0462                            | 0.282957                              | 13.8                      | 0.7       | 0.412           | 0.460                      | 0.516                       |
| DJ15 28      | 390       | 0.28296                           | 0.00003   | 0.0004                            | 0.0090                            | 0.282957                              | 15.1                      | 0.9       | 0.408           | 0.421                      | 0.434                       |
| DJ15 29      | 428       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0003                            | 0.0056                            | 0.282918                              | 14.6                      | 0.8       | 0.462           | 0.487                      | 0.512                       |
| DJ15 30      | 311       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0381                            | 0.282890                              | 11.0                      | 0.8       | 0.509           | 0.625                      | 0.759                       |
| DJ15 32      | 313       | 0.28284                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0443                            | 0.282829                              | 8.9                       | 0.9       | 0.599           | 0.763                      | 0.954                       |
| DJ15 34      | 312       | 0.28298                           | 0.00003   | 0.0017                            | 0.0377                            | 0.282970                              | 13.9                      | 1.0       | 0.393           | 0.442                      | 0.497                       |
| DJ15 35      | 321       | 0.28299                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0334                            | 0.282982                              | 14.5                      | 0.7       | 0.375           | 0.410                      | 0.448                       |
| DJ15 36      | 318       | 0.28295                           | 0.00003   | 0.0021                            | 0.0478                            | 0.282938                              | 12.8                      | 1.2       | 0.441           | 0.513                      | 0.595                       |
| DJ15 37      | 304       | 0.28299                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0314                            | 0.282981                              | 14.1                      | 0.8       | 0.378           | 0.422                      | 0.473                       |
| DJ15 38      | 327       | 0.28299                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0501                            | 0.282977                              | 14.4                      | 0.8       | 0.383           | 0.416                      | 0.454                       |
| DJ15 39      | 364       | 0.28299                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0487                            | 0.282976                              | 15.2                      | 0.7       | 0.382           | 0.394                      | 0.407                       |
| DJ15 40      | 328       | 0.28297                           | 0.00002   | 0.0035                            | 0.0841                            | 0.282949                              | 13.5                      | 0.8       | 0.428           | 0.481                      | 0.546                       |
| DJ15 41      | 434       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0006                            | 0.0130                            | 0.282925                              | 15.0                      | 0.6       | 0.452           | 0.466                      | 0.479                       |
| DJ15 42      | 339       | 0.28298                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0185                            | 0.282974                              | 14.6                      | 0.8       | 0.385           | 0.415                      | 0.447                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ15 43      | 320       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0329                            | 0.282841                              | 9.5                       | 0.7       | 0.578           | 0.731                      | 0.906                       |
| DJ15 44      | 336       | 0.28279                           | 0.00003   | 0.0013                            | 0.0295                            | 0.282782                              | 7.7                       | 1.1       | 0.661           | 0.855                      | 1.076                       |
| DJ15 45      | 446       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0191                            | 0.282922                              | 15.1                      | 0.7       | 0.457           | 0.466                      | 0.474                       |
| DJ15 46      | 310       | 0.28298                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0403                            | 0.282969                              | 13.8                      | 0.8       | 0.395           | 0.446                      | 0.504                       |
| DJ15 47      | 341       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0150                            | 0.282925                              | 12.9                      | 0.7       | 0.454           | 0.527                      | 0.606                       |
| DJ15 48      | 313       | 0.28287                           | 0.00003   | 0.0017                            | 0.0357                            | 0.282860                              | 10.0                      | 1.0       | 0.552           | 0.692                      | 0.853                       |
| DJ15 49      | 328       | 0.28296                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0144                            | 0.282956                              | 13.7                      | 0.6       | 0.411           | 0.465                      | 0.523                       |
| DJ15 50      | 325       | 0.28302                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0305                            | 0.283011                              | 15.6                      | 0.6       | 0.333           | 0.340                      | 0.347                       |
| DJ15 51      | 377       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0185                            | 0.282924                              | 13.7                      | 0.6       | 0.454           | 0.504                      | 0.559                       |
| DJ15 52      | 309       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0222                            | 0.282934                              | 12.5                      | 0.6       | 0.444           | 0.527                      | 0.620                       |
| DJ15 53      | 423       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0313                            | 0.282890                              | 13.5                      | 0.8       | 0.503           | 0.554                      | 0.610                       |
| DJ15 55      | 426       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0261                            | 0.282901                              | 13.9                      | 0.7       | 0.487           | 0.526                      | 0.568                       |
| DJ15 56      | 446       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0190                            | 0.282893                              | 14.1                      | 0.6       | 0.497           | 0.531                      | 0.567                       |
| DJ15 57      | 312       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0493                            | 0.282867                              | 10.2                      | 0.8       | 0.545           | 0.677                      | 0.832                       |
| DJ15 58      | 414       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0156                            | 0.282884                              | 13.1                      | 0.5       | 0.511           | 0.573                      | 0.641                       |
| DJ15 59      | 330       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0420                            | 0.282900                              | 11.8                      | 0.7       | 0.494           | 0.592                      | 0.703                       |
| DJ15 61      | 439       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0200                            | 0.282873                              | 13.2                      | 0.5       | 0.526           | 0.583                      | 0.644                       |
| DJ15 62      | 331       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0034                            | 0.0860                            | 0.282879                              | 11.1                      | 0.7       | 0.534           | 0.638                      | 0.768                       |
| DJ15 63      | 409       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0182                            | 0.282893                              | 13.3                      | 0.6       | 0.498           | 0.555                      | 0.617                       |
| DJ15 64      | 341       | 0.28297                           | 0.00001   | 0.0007                            | 0.0132                            | 0.282966                              | 14.3                      | 0.5       | 0.397           | 0.434                      | 0.473                       |
| DJ15 65      | 307       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0359                            | 0.282921                              | 12.0                      | 0.6       | 0.464           | 0.558                      | 0.664                       |
| DJ15 66      | 316       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0275                            | 0.282912                              | 11.9                      | 0.6       | 0.475           | 0.571                      | 0.680                       |
| DJ15 67      | 425       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0210                            | 0.282873                              | 12.9                      | 0.6       | 0.526           | 0.591                      | 0.662                       |
| DJ15 68      | 312       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0332                            | 0.282921                              | 12.1                      | 0.5       | 0.463           | 0.554                      | 0.656                       |
| DJ15 69      | 327       | 0.28294                           | 0.00001   | 0.0008                            | 0.0186                            | 0.282935                              | 13.0                      | 0.5       | 0.440           | 0.512                      | 0.591                       |
| DJ15 70      | 433       | 0.28290                           | 0.00001   | 0.0006                            | 0.0127                            | 0.282895                              | 13.9                      | 0.5       | 0.494           | 0.535                      | 0.578                       |
| DJ15 72      | 411       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0193                            | 0.282904                              | 13.7                      | 0.7       | 0.483           | 0.529                      | 0.580                       |
| DJ15 73      | 346       | 0.28293                           | 0.00001   | 0.0007                            | 0.0146                            | 0.282925                              | 13.0                      | 0.5       | 0.453           | 0.522                      | 0.597                       |
| DJ149        |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ149 01     | 385       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0031                            | 0.0752                            | 0.282868                              | 11.9                      | 0.7       | 0.544           | 0.629                      | 0.732                       |
| DJ149 02     | 391       | 0.28293                           | 0.00003   | 0.0028                            | 0.0674                            | 0.282910                              | 13.5                      | 0.9       | 0.480           | 0.529                      | 0.588                       |
| DJ149 03     | 422       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0272                            | 0.282861                              | 12.4                      | 0.8       | 0.545           | 0.621                      | 0.706                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ149 04     | 480       | 0.28288                           | 0.00003   | 0.0021                            | 0.0480                            | 0.282861                              | 13.7                      | 1.0       | 0.544           | 0.582                      | 0.626                       |
| DJ149 06     | 422       | 0.28292                           | 0.00003   | 0.0027                            | 0.0645                            | 0.282899                              | 13.8                      | 1.0       | 0.493           | 0.534                      | 0.582                       |
| DJ149 07     | 444       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0274                            | 0.282920                              | 15.0                      | 0.8       | 0.459           | 0.471                      | 0.482                       |
| DJ149 09     | 407       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0018                            | 0.0405                            | 0.282886                              | 13.0                      | 0.8       | 0.510           | 0.572                      | 0.642                       |
| DJ149 10     | 402       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0503                            | 0.282903                              | 13.5                      | 0.8       | 0.487           | 0.536                      | 0.593                       |
| DJ149 11     | 413       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0029                            | 0.0687                            | 0.282928                              | 14.6                      | 0.8       | 0.451           | 0.474                      | 0.500                       |
| DJ149 12     | 422       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0463                            | 0.282854                              | 12.2                      | 0.9       | 0.557           | 0.636                      | 0.726                       |
| DJ149 13     | 398       | 0.28288                           | 0.00003   | 0.0019                            | 0.0449                            | 0.282866                              | 12.1                      | 1.0       | 0.541           | 0.625                      | 0.721                       |
| DJ149 14     | 421       | 0.28297                           | 0.00003   | 0.0025                            | 0.0588                            | 0.282950                              | 15.6                      | 1.0       | 0.417           | 0.416                      | 0.415                       |
| DJ149 15     | 400       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0460                            | 0.282905                              | 13.5                      | 0.7       | 0.484           | 0.534                      | 0.591                       |
| DJ149 16     | 394       | 0.28287                           | 0.00003   | 0.0025                            | 0.0591                            | 0.282852                              | 11.5                      | 0.9       | 0.565           | 0.660                      | 0.773                       |
| DJ149 18     | 387       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0036                            | 0.0835                            | 0.282894                              | 12.8                      | 0.8       | 0.506           | 0.568                      | 0.644                       |
| DJ149 19     | 383       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0572                            | 0.282903                              | 13.1                      | 0.9       | 0.489           | 0.550                      | 0.621                       |
| DJ149 20     | 402       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0490                            | 0.282883                              | 12.8                      | 0.7       | 0.516           | 0.582                      | 0.658                       |
| DJ149 21     | 390       | 0.28294                           | 0.00003   | 0.0026                            | 0.0636                            | 0.282921                              | 13.9                      | 0.9       | 0.462           | 0.504                      | 0.552                       |
| DJ149 22     | 392       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0026                            | 0.0614                            | 0.282881                              | 12.5                      | 0.7       | 0.522           | 0.594                      | 0.680                       |
| DJ149 23     | 413       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0563                            | 0.282901                              | 13.7                      | 0.8       | 0.489           | 0.533                      | 0.585                       |
| DJ149 24     | 409       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0565                            | 0.282882                              | 12.9                      | 0.8       | 0.519           | 0.581                      | 0.655                       |
| DJ149 25     | 395       | 0.28290                           | 0.00003   | 0.0029                            | 0.0697                            | 0.282879                              | 12.5                      | 0.9       | 0.526           | 0.597                      | 0.684                       |
| DJ149 26     | 409       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0505                            | 0.282884                              | 13.0                      | 0.8       | 0.515           | 0.576                      | 0.647                       |
| DJ149 27     | 397       | 0.28292                           | 0.00003   | 0.0020                            | 0.0463                            | 0.282905                              | 13.4                      | 0.9       | 0.484           | 0.535                      | 0.594                       |
| DJ149 28     | 423       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0476                            | 0.282893                              | 13.6                      | 0.7       | 0.500           | 0.545                      | 0.598                       |
| DJ149 29     | 389       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0439                            | 0.282875                              | 12.2                      | 0.7       | 0.528           | 0.608                      | 0.702                       |
| DJ149 30     | 409       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0031                            | 0.0742                            | 0.282916                              | 14.1                      | 0.7       | 0.469           | 0.502                      | 0.542                       |
| DJ149 31     | 394       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0029                            | 0.0687                            | 0.282909                              | 13.5                      | 0.9       | 0.481           | 0.529                      | 0.587                       |
| DJ149 32     | 373       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0026                            | 0.0588                            | 0.282912                              | 13.2                      | 0.8       | 0.477           | 0.536                      | 0.605                       |
| DJ149 34     | 447       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0460                            | 0.282883                              | 13.8                      | 0.8       | 0.513           | 0.553                      | 0.598                       |
| DJ149 35     | 408       | 0.28297                           | 0.00003   | 0.0039                            | 0.0950                            | 0.282940                              | 14.9                      | 0.9       | 0.433           | 0.448                      | 0.465                       |
| DJ149 36     | 421       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0454                            | 0.282863                              | 12.5                      | 0.8       | 0.544           | 0.615                      | 0.698                       |
| DJ149 37     | 440       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0350                            | 0.282927                              | 15.2                      | 0.8       | 0.450           | 0.458                      | 0.465                       |
| DJ149 38     | 399       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0028                            | 0.0662                            | 0.282919                              | 14.0                      | 0.8       | 0.465           | 0.502                      | 0.546                       |
| DJ149 39     | 409       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0029                            | 0.0692                            | 0.282898                              | 13.5                      | 0.8       | 0.496           | 0.544                      | 0.602                       |



| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ149 40     | 415       | 0.28301                           | 0.00002   | 0.0028                            | 0.0669                            | 0.282988                              | 16.8                      | 0.8       | 0.360           | 0.333                      | 0.298                       |
| DJ149 41     | 393       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0025                            | 0.0588                            | 0.282892                              | 12.9                      | 0.8       | 0.505           | 0.569                      | 0.644                       |
| DJ149 43     | 419       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0433                            | 0.282925                              | 14.6                      | 0.8       | 0.453           | 0.475                      | 0.500                       |
| DJ149 44     | 401       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0026                            | 0.0594                            | 0.282900                              | 13.4                      | 0.7       | 0.492           | 0.543                      | 0.604                       |
| DJ149 45     | 436       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0496                            | 0.282923                              | 14.9                      | 0.7       | 0.456           | 0.470                      | 0.484                       |
| DJ149 46     | 456       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0026                            | 0.0592                            | 0.282908                              | 14.8                      | 0.8       | 0.477           | 0.491                      | 0.506                       |
| DJ149 47     | 404       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0029                            | 0.0679                            | 0.282868                              | 12.3                      | 0.8       | 0.541           | 0.616                      | 0.706                       |
| DJ149 48     | 400       | 0.28296                           | 0.00002   | 0.0034                            | 0.0803                            | 0.282935                              | 14.6                      | 0.8       | 0.442           | 0.466                      | 0.494                       |
| DJ149 50     | 386       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0441                            | 0.282926                              | 14.0                      | 0.8       | 0.453           | 0.494                      | 0.540                       |
| DJ149 51     | 403       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0027                            | 0.0647                            | 0.282930                              | 14.4                      | 0.8       | 0.449           | 0.476                      | 0.506                       |
| DJ149 52     | 381       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0543                            | 0.282923                              | 13.7                      | 0.6       | 0.460           | 0.505                      | 0.558                       |
| DJ149 53     | 397       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0442                            | 0.282876                              | 12.4                      | 0.5       | 0.526           | 0.602                      | 0.690                       |
| DJ149 54     | 376       | 0.28297                           | 0.00002   | 0.0023                            | 0.0540                            | 0.282954                              | 14.7                      | 0.8       | 0.414           | 0.438                      | 0.464                       |
| DJ149 56     | 403       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0020                            | 0.0469                            | 0.282915                              | 13.9                      | 0.5       | 0.469           | 0.509                      | 0.554                       |
| DJ149 57     | 388       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0434                            | 0.282916                              | 13.6                      | 0.6       | 0.468           | 0.516                      | 0.571                       |
| DJ325        |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ325 01     | 426       | 0.28291                           | 0.00003   | 0.0015                            | 0.0335                            | 0.282898                              | 13.8                      | 1.0       | 0.492           | 0.533                      | 0.578                       |
| DJ325 02     | 428       | 0.28289                           | 0.00003   | 0.0011                            | 0.0219                            | 0.282881                              | 13.3                      | 0.9       | 0.515           | 0.570                      | 0.631                       |
| DJ325 03     | 429       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0193                            | 0.282892                              | 13.7                      | 0.8       | 0.499           | 0.545                      | 0.594                       |
| DJ325 04     | 430       | 0.28299                           | 0.00003   | 0.0030                            | 0.0651                            | 0.282966                              | 16.3                      | 1.0       | 0.392           | 0.375                      | 0.351                       |
| DJ325 05     | 417       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0246                            | 0.282920                              | 14.4                      | 0.8       | 0.461           | 0.489                      | 0.519                       |
| DJ325 06     | 411       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0231                            | 0.282881                              | 12.9                      | 0.8       | 0.516           | 0.582                      | 0.655                       |
| DJ325 10     | 399       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0315                            | 0.282888                              | 12.9                      | 0.6       | 0.508           | 0.573                      | 0.647                       |
| DJ325 11     | 412       | 0.28298                           | 0.00003   | 0.0009                            | 0.0176                            | 0.282973                              | 16.2                      | 1.0       | 0.385           | 0.370                      | 0.352                       |
| DJ325 12     | 424       | 0.28284                           | 0.00003   | 0.0012                            | 0.0229                            | 0.282830                              | 11.4                      | 1.0       | 0.588           | 0.688                      | 0.801                       |
| DJ325 13     | 419       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0246                            | 0.282931                              | 14.9                      | 0.9       | 0.444           | 0.461                      | 0.479                       |
| DJ325 14     | 423       | 0.28299                           | 0.00003   | 0.0014                            | 0.0280                            | 0.282979                              | 16.6                      | 1.1       | 0.375           | 0.350                      | 0.318                       |
| DJ325 17     | 396       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0262                            | 0.282870                              | 12.2                      | 0.8       | 0.532           | 0.615                      | 0.709                       |
| DJ325 18     | 424       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0306                            | 0.282879                              | 13.1                      | 0.8       | 0.519           | 0.578                      | 0.643                       |
| DJ325 19     | 407       | 0.28287                           | 0.00003   | 0.0010                            | 0.0190                            | 0.282862                              | 12.2                      | 1.0       | 0.542           | 0.627                      | 0.720                       |
| DJ325 20     | 415       | 0.28288                           | 0.00003   | 0.0014                            | 0.0270                            | 0.282869                              | 12.6                      | 0.9       | 0.534           | 0.606                      | 0.687                       |
| DJ325 21     | 419       | 0.28289                           | 0.00003   | 0.0016                            | 0.0318                            | 0.282877                              | 13.0                      | 0.9       | 0.522           | 0.584                      | 0.655                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ325 23     | 442       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0218                            | 0.282842                              | 12.2                      | 0.8       | 0.570           | 0.651                      | 0.740                       |
| DJ325 24     | 425       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0008                            | 0.0145                            | 0.282844                              | 11.9                      | 0.7       | 0.567           | 0.658                      | 0.757                       |
| DJ325 26     | 451       | 0.28295                           | 0.00003   | 0.0010                            | 0.0209                            | 0.282942                              | 15.9                      | 1.0       | 0.428           | 0.417                      | 0.402                       |
| DJ325 27     | 432       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0332                            | 0.282848                              | 12.2                      | 0.6       | 0.564           | 0.644                      | 0.734                       |
| DJ325 29     | 426       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0010                            | 0.0188                            | 0.282852                              | 12.2                      | 0.6       | 0.556           | 0.638                      | 0.728                       |
| DJ325 30     | 425       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0180                            | 0.282873                              | 12.9                      | 0.7       | 0.526           | 0.591                      | 0.662                       |
| DJ325 31     | 426       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0309                            | 0.282838                              | 11.7                      | 0.7       | 0.578           | 0.670                      | 0.774                       |
| DJ325 32     | 433       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0204                            | 0.282861                              | 12.7                      | 0.7       | 0.543           | 0.613                      | 0.689                       |
| DJ325 33     | 435       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0268                            | 0.282869                              | 13.0                      | 0.7       | 0.534           | 0.594                      | 0.662                       |
| DJ325 34     | 439       | 0.28287                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0205                            | 0.282861                              | 12.8                      | 0.7       | 0.543           | 0.609                      | 0.682                       |
| DJ325 35     | 453       | 0.28286                           | 0.00002   | 0.0014                            | 0.0266                            | 0.282848                              | 12.7                      | 0.7       | 0.562           | 0.629                      | 0.704                       |
| DJ325 36     | 436       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0174                            | 0.282883                              | 13.5                      | 0.6       | 0.512           | 0.561                      | 0.615                       |
| DJ325 37     | 422       | 0.28288                           | 0.00002   | 0.0015                            | 0.0321                            | 0.282868                              | 12.7                      | 0.8       | 0.535           | 0.604                      | 0.681                       |
| DJ325 38     | 457       | 0.28279                           | 0.00003   | 0.0008                            | 0.0147                            | 0.282783                              | 10.5                      | 1.0       | 0.652           | 0.775                      | 0.910                       |
| DJ325 39     | 465       | 0.28279                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0223                            | 0.282780                              | 10.5                      | 0.7       | 0.659           | 0.778                      | 0.911                       |
| DJ325 40     | 440       | 0.28285                           | 0.00002   | 0.0012                            | 0.0250                            | 0.282840                              | 12.1                      | 0.6       | 0.573           | 0.656                      | 0.748                       |
| DJ259        |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ259 01     | 337       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0029                            | 0.0695                            | 0.282912                              | 12.4                      | 0.8       | 0.481           | 0.559                      | 0.654                       |
| DJ259 02     | 338       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0031                            | 0.0730                            | 0.282930                              | 13.0                      | 0.7       | 0.454           | 0.516                      | 0.592                       |
| DJ259 03     | 336       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0021                            | 0.0526                            | 0.282877                              | 11.1                      | 0.7       | 0.529           | 0.639                      | 0.768                       |
| DJ259 04     | 335       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0533                            | 0.282876                              | 11.1                      | 0.8       | 0.531           | 0.641                      | 0.772                       |
| DJ259 06     | 337       | 0.28297                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0524                            | 0.282956                              | 13.9                      | 0.6       | 0.413           | 0.458                      | 0.509                       |
| DJ259 07     | 337       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0390                            | 0.282930                              | 13.0                      | 0.6       | 0.450           | 0.518                      | 0.595                       |
| DJ259 08     | 332       | 0.28298                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0461                            | 0.282968                              | 14.2                      | 0.6       | 0.395           | 0.433                      | 0.477                       |
| DJ259 11     | 329       | 0.28293                           | 0.00001   | 0.0011                            | 0.0256                            | 0.282923                              | 12.6                      | 0.5       | 0.458           | 0.538                      | 0.627                       |
| DJ259 12     | 340       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0424                            | 0.282899                              | 12.0                      | 0.6       | 0.494           | 0.586                      | 0.690                       |
| DJ259 13     | 331       | 0.28295                           | 0.00002   | 0.0025                            | 0.0603                            | 0.282935                              | 13.0                      | 0.7       | 0.446           | 0.511                      | 0.588                       |
| DJ259 14     | 332       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0019                            | 0.0464                            | 0.282898                              | 11.8                      | 0.5       | 0.497           | 0.593                      | 0.704                       |
| DJ259 15     | 339       | 0.28296                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0599                            | 0.282945                              | 13.6                      | 0.6       | 0.430           | 0.482                      | 0.544                       |
| DJ259 16     | 349       | 0.28298                           | 0.00002   | 0.0024                            | 0.0604                            | 0.282964                              | 14.5                      | 0.7       | 0.401           | 0.431                      | 0.466                       |
| DJ259 19     | 353       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0027                            | 0.0696                            | 0.282912                              | 12.7                      | 0.6       | 0.478           | 0.548                      | 0.631                       |
| DJ259 20     | 348       | 0.28291                           | 0.00003   | 0.0035                            | 0.0863                            | 0.282887                              | 11.7                      | 0.9       | 0.520           | 0.608                      | 0.719                       |

| Analysis No. | Age* (Ma) | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $1\sigma$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$ | $\varepsilon\text{Hf}(t)$ | $1\sigma$ | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{C}}$ | $T_{\text{DM}}^{\text{LC}}$ |
|--------------|-----------|-----------------------------------|-----------|-----------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|---------------------------|-----------|-----------------|----------------------------|-----------------------------|
| DJ259 21     | 351       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0029                            | 0.0696                            | 0.282911                              | 12.6                      | 0.6       | 0.481           | 0.552                      | 0.637                       |
| DJ259 22     | 348       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0026                            | 0.0662                            | 0.282923                              | 13.0                      | 0.7       | 0.462           | 0.526                      | 0.602                       |
| DJ259 23     | 327       | 0.28289                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0320                            | 0.282882                              | 11.1                      | 0.6       | 0.518           | 0.633                      | 0.763                       |
| DJ303        |           |                                   |           |                                   |                                   |                                       |                           |           |                 |                            |                             |
| DJ303 01     | 331       | 0.28293                           | 0.00003   | 0.0034                            | 0.0691                            | 0.282909                              | 12.1                      | 1.1       | 0.488           | 0.569                      | 0.671                       |
| DJ303 02     | 351       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0240                            | 0.282891                              | 11.9                      | 0.9       | 0.503           | 0.596                      | 0.701                       |
| DJ303 03     | 350       | 0.28299                           | 0.00003   | 0.0026                            | 0.0473                            | 0.282973                              | 14.8                      | 0.9       | 0.388           | 0.411                      | 0.437                       |
| DJ303 04     | 340       | 0.28301                           | 0.00003   | 0.0024                            | 0.0457                            | 0.282995                              | 15.4                      | 1.0       | 0.356           | 0.367                      | 0.379                       |
| DJ303 05     | 354       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0318                            | 0.282929                              | 13.3                      | 0.9       | 0.451           | 0.509                      | 0.576                       |
| DJ303 06     | 340       | 0.28295                           | 0.00003   | 0.0035                            | 0.0687                            | 0.282928                              | 13.0                      | 1.0       | 0.459           | 0.521                      | 0.598                       |
| DJ303 07     | 355       | 0.28299                           | 0.00003   | 0.0011                            | 0.0197                            | 0.282983                              | 15.3                      | 0.9       | 0.372           | 0.385                      | 0.398                       |
| DJ303 08     | 343       | 0.28298                           | 0.00003   | 0.0019                            | 0.0371                            | 0.282968                              | 14.5                      | 0.9       | 0.395           | 0.427                      | 0.463                       |
| DJ303 09     | 353       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0159                            | 0.282914                              | 12.8                      | 0.8       | 0.470           | 0.544                      | 0.625                       |
| DJ303 10     | 344       | 0.28292                           | 0.00003   | 0.0020                            | 0.0395                            | 0.282907                              | 12.3                      | 1.0       | 0.484           | 0.565                      | 0.659                       |
| DJ303 11     | 345       | 0.28300                           | 0.00003   | 0.0028                            | 0.0515                            | 0.282982                              | 15.0                      | 0.9       | 0.375           | 0.394                      | 0.414                       |
| DJ303 12     | 340       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0022                            | 0.0410                            | 0.282906                              | 12.2                      | 0.9       | 0.487           | 0.570                      | 0.668                       |
| DJ303 13     | 348       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0023                            | 0.0437                            | 0.282925                              | 13.1                      | 0.7       | 0.458           | 0.522                      | 0.596                       |
| DJ303 15     | 341       | 0.28297                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0323                            | 0.282959                              | 14.1                      | 0.7       | 0.408           | 0.448                      | 0.494                       |
| DJ303 16     | 341       | 0.28294                           | 0.00002   | 0.0007                            | 0.0127                            | 0.282936                              | 13.3                      | 0.7       | 0.439           | 0.502                      | 0.571                       |
| DJ303 17     | 355       | 0.28296                           | 0.00003   | 0.0015                            | 0.0264                            | 0.282950                              | 14.1                      | 1.0       | 0.420           | 0.460                      | 0.505                       |
| DJ303 18     | 350       | 0.28291                           | 0.00002   | 0.0009                            | 0.0167                            | 0.282904                              | 12.4                      | 0.9       | 0.484           | 0.568                      | 0.661                       |
| DJ303 19     | 345       | 0.28292                           | 0.00002   | 0.0017                            | 0.0332                            | 0.282909                              | 12.4                      | 0.9       | 0.480           | 0.560                      | 0.652                       |
| DJ303 20     | 340       | 0.28294                           | 0.00003   | 0.0017                            | 0.0335                            | 0.282929                              | 13.0                      | 0.9       | 0.451           | 0.517                      | 0.593                       |
| DJ303 21     | 336       | 0.28294                           | 0.00003   | 0.0016                            | 0.0297                            | 0.282930                              | 13.0                      | 0.9       | 0.450           | 0.518                      | 0.596                       |
| DJ303 22     | 338       | 0.28290                           | 0.00002   | 0.0016                            | 0.0307                            | 0.282890                              | 11.6                      | 0.7       | 0.508           | 0.608                      | 0.723                       |
| DJ303 23     | 340       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0028                            | 0.0571                            | 0.282912                              | 12.4                      | 0.8       | 0.480           | 0.556                      | 0.648                       |
| DJ303 24     | 346       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0013                            | 0.0246                            | 0.282922                              | 12.9                      | 0.7       | 0.461           | 0.531                      | 0.610                       |
| DJ303 26     | 344       | 0.28293                           | 0.00002   | 0.0011                            | 0.0198                            | 0.282923                              | 12.9                      | 0.8       | 0.458           | 0.529                      | 0.608                       |

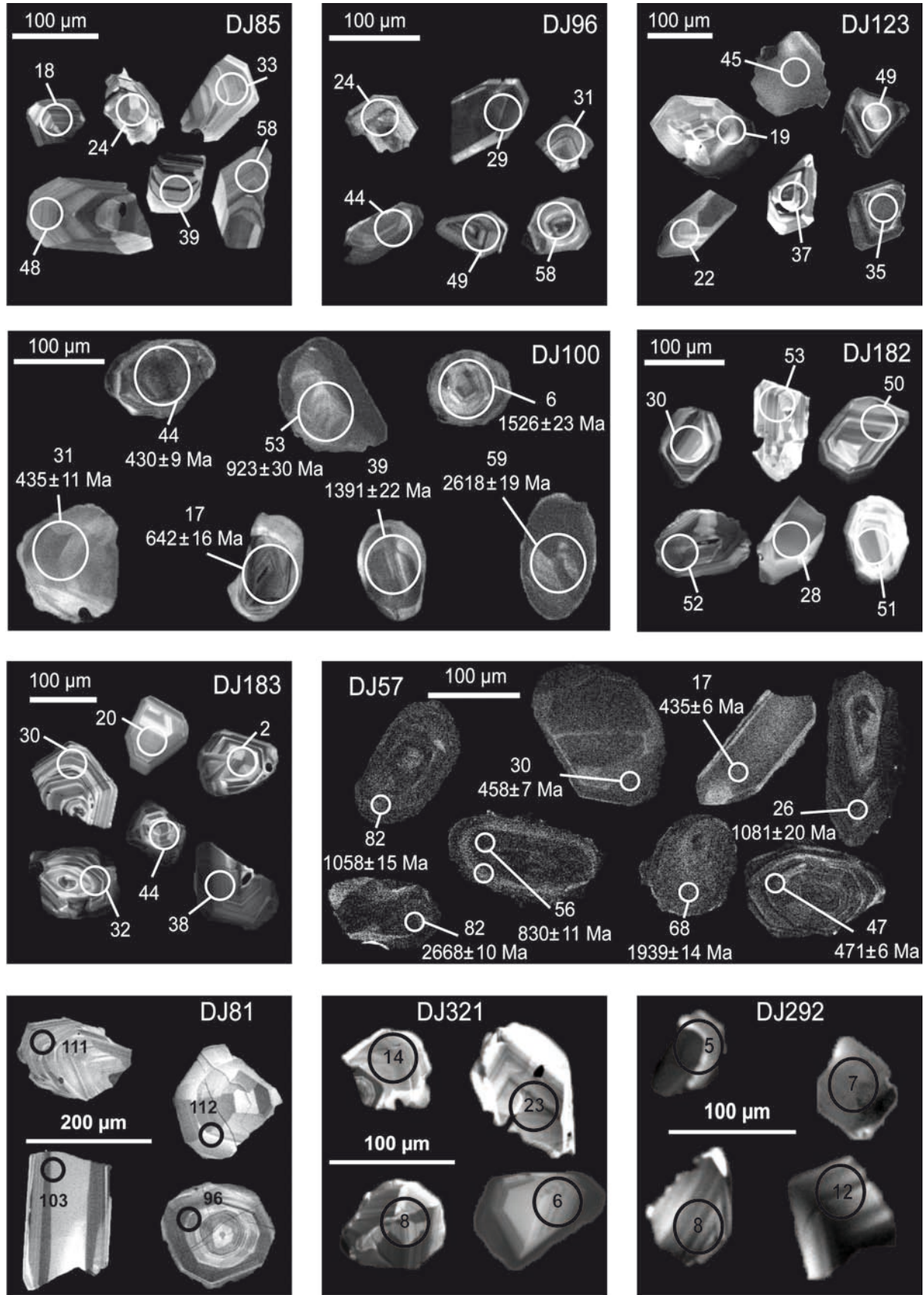


Figure X.C.1 CL images of selected representative detrital zircon grains from dated samples (greywacke, sandstone).

Table X.C.4 La-ICPMS U-Pb detrital zircon data. \*: Degree of discordance.

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          |   |          | Age (Ma)                                 |          |  |          |   |          | Disc* (%) |       |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|-----------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |           |       |
| DJ100 (n=52) |   |          |  |          |  |          |   |          |   |          |  |          |  |          |   |          |           |       |
| 1            | DJ100 01                                  | 0.0556   | 8  | 0.5323   | 171                                      | 0.0695   | 18  | 0.0188   | 6   | 434      | 34                                       | 433      | 11                                       | 433      | 11  | 375      | 12        | 0.31  |
| 2            | DJ100 04                                  | 0.0557   | 7  | 0.5457   | 150                                      | 0.0711   | 17  | 0.0194   | 6   | 439      | 24                                       | 442      | 10                                       | 443      | 10  | 389      | 11        | -0.83 |
| 3            | DJ100 05                                  | 0.0550   | 9  | 0.5028   | 171                                      | 0.0663   | 17  | 0.0182   | 5   | 413      | 33                                       | 414      | 12                                       | 414      | 10  | 365      | 11        | -0.29 |
| 4            | DJ100 06                                  | 0.0949   | 11                                       | 3.4978   | 945                                      | 0.2672   | 71  | 0.0655   | 15  | 1526     | 23                                       | 1527     | 21                                       | 1527     | 36  | 1282     | 29        | -0.05 |
| 5            | DJ100 07                                  | 0.0554   | 13                                       | 0.5158   | 237                                      | 0.0675   | 20  | 0.0210   | 8   | 428      | 50                                       | 422      | 16                                       | 421      | 12  | 419      | 16        | 1.5   |
| 6            | DJ100 08                                  | 0.1727   | 20                                       | 11.5091  | 1427                                     | 0.4832   | 104                                       | 0.1222   | 26  | 2584     | 19                                       | 2565     | 12                                       | 2541     | 45  | 2330     | 46        | 1.99  |
| 7            | DJ100 09                                  | 0.0553   | 9  | 0.5207   | 190                                      | 0.0683   | 18  | 0.0188   | 6   | 425      | 37                                       | 426      | 13                                       | 426      | 11  | 376      | 12        | -0.12 |
| 8            | DJ100 10                                  | 0.0767   | 8  | 1.9820   | 465                                      | 0.1875   | 45  | 0.0464   | 22  | 1112     | 22                                       | 1109     | 16                                       | 1108     | 25  | 917      | 43        | 0.44  |
| 9            | DJ100 11                                  | 0.0554   | 15                                       | 0.5295   | 281                                      | 0.0693   | 23  | 0.0206   | 11  | 427      | 66                                       | 431      | 19                                       | 432      | 14  | 412      | 21        | -1.23 |
| 10           | DJ100 12                                  | 0.1094   | 12                                       | 4.8305   | 769                                      | 0.3201   | 72  | 0.0616   | 15  | 1790     | 22                                       | 1790     | 13                                       | 1790     | 35  | 1207     | 29        | -0.05 |
| 11           | DJ100 13                                  | 0.0574   | 6  | 0.6444   | 152                                      | 0.0814   | 19  | 0.0229   | 8   | 507      | 24                                       | 505      | 9  | 504      | 11  | 458      | 16        | 0.48  |
| 12           | DJ100 14                                  | 0.1803   | 21                                       | 12.6791  | 1814                                     | 0.5100   | 115                                       | 0.1243   | 26  | 2655     | 19                                       | 2656     | 13                                       | 2657     | 49  | 2368     | 46        | -0.09 |
| 13           | DJ100 15                                  | 0.0696   | 7  | 1.4647   | 321                                      | 0.1527   | 36  | 0.0412   | 11  | 915      | 21                                       | 916      | 13                                       | 916      | 20  | 816      | 21        | -0.09 |
| 14           | DJ100 16                                  | 0.0562   | 22                                       | 0.5744   | 405                                      | 0.0741   | 30  | 0.0214   | 16  | 461      | 84                                       | 461      | 26                                       | 461      | 18  | 428      | 31        | 0.16  |
| 15           | DJ100 17                                  | 0.0610   | 8  | 0.8810   | 271                                      | 0.1047   | 27  | 0.0266   | 8   | 640      | 32                                       | 642      | 15                                       | 642      | 16  | 530      | 16        | -0.26 |
| 16           | DJ100 18                                  | 0.0573   | 11                                       | 0.6397   | 253                                      | 0.0810   | 23  | 0.0229   | 9   | 502      | 42                                       | 502      | 16                                       | 502      | 14  | 457      | 18        | -0.04 |
| 17           | DJ100 19                                  | 0.1376   | 36                                       | 7.7518   | 4577                                     | 0.4085   | 212                                       | 0.1046   | 79  | 2197     | 44                                       | 2203     | 53                                       | 2208     | 97  | 2011     | 145       | -0.59 |
| 18           | DJ100 20                                  | 0.0568   | 6  | 0.6073   | 111                                      | 0.0775   | 17  | 0.0220   | 5   | 483      | 21                                       | 482      | 7  | 481      | 10  | 439      | 10        | 0.4   |
| 19           | DJ100 21                                  | 0.0555   | 15                                       | 0.5330   | 272                                      | 0.0696   | 22  | 0.0188   | 9   | 434      | 62                                       | 434      | 18                                       | 434      | 13  | 375      | 18        | -0.05 |
| 20           | DJ100 23                                  | 0.1076   | 12                                       | 4.6502   | 659                                      | 0.3133   | 68  | 0.0830   | 17  | 1760     | 21                                       | 1758     | 12                                       | 1757     | 33  | 1612     | 31        | 0.14  |
| 21           | DJ100 24                                  | 0.0680   | 8  | 1.3533   | 385                                      | 0.1443   | 37  | 0.0388   | 15  | 869      | 25                                       | 869      | 17                                       | 869      | 21  | 769      | 28        | -0.07 |
| 22           | DJ100 25                                  | 0.0560   | 7  | 0.5610   | 158                                      | 0.0727   | 18  | 0.0213   | 6   | 451      | 26                                       | 452      | 10                                       | 452      | 11  | 425      | 12        | -0.27 |
| 23           | DJ100 26                                  | 0.0968   | 10                                       | 3.6545   | 624                                      | 0.2739   | 62  | 0.0687   | 17  | 1563     | 21                                       | 1561     | 14                                       | 1561     | 31  | 1343     | 32        | 0.13  |
| 24           | DJ100 27                                  | 0.1065   | 12                                       | 4.5546   | 1158                                     | 0.3102   | 82  | 0.0311   | 15  | 1740     | 23                                       | 1741     | 21                                       | 1742     | 40  | 619      | 29        | -0.12 |
| 25           | DJ100 28                                  | 0.0561   | 9  | 0.5687   | 204                                      | 0.0735   | 20  | 0.0201   | 7   | 456      | 38                                       | 457      | 13                                       | 457      | 12  | 402      | 14        | -0.34 |
| 26           | DJ100 29                                  | 0.0562   | 27                                       | 0.5783   | 472                                      | 0.0746   | 32  | 0.0163   | 15  | 461      | 108                                      | 463      | 30                                       | 464      | 19  | 327      | 30        | -0.72 |
| 27           | DJ100 31                                  | 0.0556   | 9  | 0.5356   | 184                                      | 0.0698   | 18  | 0.0192   | 7   | 438      | 38                                       | 435      | 12                                       | 435      | 11  | 383      | 14        | 0.6   |
| 28           | DJ100 32                                  | 0.0684   | 7  | 1.3809   | 195                                      | 0.1464   | 31  | 0.0386   | 9   | 880      | 22                                       | 881      | 8  | 881      | 17  | 765      | 17        | -0.12 |
| 29           | DJ100 33                                  | 0.0579   | 7  | 0.6737   | 187                                      | 0.0844   | 20  | 0.0226   | 6   | 525      | 25                                       | 523      | 11                                       | 522      | 12  | 452      | 12        | 0.46  |
| 30           | DJ100 34                                  | 0.0797   | 8  | 2.2286   | 417                                      | 0.2027   | 46  | 0.0563   | 15  | 1191     | 19                                       | 1190     | 13                                       | 1190     | 25  | 1108     | 28        | 0.07  |
| 31           | DJ100 35                                  | 0.0715   | 7  | 1.6099   | 358                                      | 0.1632   | 38  | 0.0457   | 14  | 972      | 21                                       | 974      | 14                                       | 975      | 21  | 903      | 27        | -0.28 |

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          | Age (Ma)                                  |          |  |          |  |          |   |          | Disc* (%) |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|-----------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |           |
| 32           | DJ100 36                                  | 0.0770   | 8  | 2.0194   | 314                                      | 0.1901   | 41  | 0.0502   | 11 1122                                   | 20       | 1122                                     | 11       | 1122                                     | 22       | 990                                       | 21       | -0.01     |
| 33           | DJ100 37                                  | 0.0560   | 6  | 0.5640   | 141                                      | 0.0731   | 17  | 0.0263   | 11 451                                    | 24       | 454                                      | 9        | 455                                      | 10       | 524                                       | 21       | -0.81     |
| 34           | DJ100 38                                  | 0.0715   | 8  | 1.5981   | 210                                      | 0.1621   | 34  | 0.0590   | 16 971                                    | 24       | 969                                      | 8        | 968                                      | 19       | 1158                                      | 30       | 0.32      |
| 35           | DJ100 39                                  | 0.0884   | 9  | 2.9327   | 630                                      | 0.2406   | 57  | 0.0664   | 21 1391                                   | 22       | 1390                                     | 16       | 1390                                     | 30       | 1300                                      | 40       | 0.02      |
| 36           | DJ100 40                                  | 0.0557   | 8  | 0.5406   | 172                                      | 0.0704   | 18  | 0.0196   | 8 440                                     | 32       | 439                                      | 11       | 439                                      | 11       | 393                                       | 16       | 0.23      |
| 37           | DJ100 41                                  | 0.0562   | 9  | 0.5778   | 192                                      | 0.0745   | 19  | 0.0216   | 8 462                                     | 31       | 463                                      | 12       | 463                                      | 11       | 431                                       | 16       | -0.32     |
| 38           | DJ100 42                                  | 0.0554   | 8  | 0.5283   | 173                                      | 0.0691   | 18  | 0.0189   | 6 430                                     | 31       | 431                                      | 11       | 431                                      | 11       | 379                                       | 12       | -0.19     |
| 39           | DJ100 43                                  | 0.0844   | 9  | 2.5711   | 493                                      | 0.2210   | 51  | 0.0578   | 15 1301                                   | 20       | 1292                                     | 14       | 1287                                     | 27       | 1135                                      | 29       | 1.17      |
| 40           | DJ100 44                                  | 0.0555   | 5  | 0.5273   | 98                                       | 0.0690   | 15  | 0.0192   | 4 431                                     | 19       | 430                                      | 7        | 430                                      | 9        | 385                                       | 8        | 0.22      |
| 41           | DJ100 45                                  | 0.0612   | 14                                       | 0.8829   | 402                                      | 0.1047   | 33  | 0.0304   | 16 645                                    | 47       | 643                                      | 22       | 642                                      | 19       | 604                                       | 31       | 0.48      |
| 42           | DJ100 46                                  | 0.0553   | 6  | 0.5191   | 129                                      | 0.0681   | 16  | 0.0192   | 5 425                                     | 24       | 425                                      | 9        | 424                                      | 9        | 384                                       | 10       | 0.06      |
| 43           | DJ100 47                                  | 0.0561   | 5  | 0.5654   | 102                                      | 0.0731   | 16  | 0.0205   | 4 456                                     | 20       | 455                                      | 7        | 455                                      | 9        | 410                                       | 8        | 0.13      |
| 44           | DJ100 48                                  | 0.0557   | 5  | 0.5442   | 106                                      | 0.0708   | 16  | 0.0200   | 5 442                                     | 21       | 441                                      | 7        | 441                                      | 9        | 401                                       | 9        | 0.13      |
| 45           | DJ100 49                                  | 0.0557   | 12                                       | 0.5414   | 241                                      | 0.0706   | 21  | 0.0222   | 11 438                                    | 50       | 439                                      | 16       | 439                                      | 13       | 443                                       | 21       | -0.26     |
| 46           | DJ100 50                                  | 0.0578   | 13                                       | 0.6728   | 302                                      | 0.0844   | 25  | 0.0246   | 13 523                                    | 48       | 522                                      | 18       | 522                                      | 15       | 491                                       | 25       | 0.13      |
| 47           | DJ100 51                                  | 0.0559   | 8  | 0.5520   | 175                                      | 0.0716   | 18  | 0.0204   | 7 448                                     | 31       | 446                                      | 11       | 446                                      | 11       | 408                                       | 13       | 0.47      |
| 48           | DJ100 53                                  | 0.0698   | 17                                       | 1.4817   | 761                                      | 0.1540   | 54  | 0.0437   | 36 922                                    | 53       | 923                                      | 31       | 923                                      | 30       | 865                                       | 70       | -0.12     |
| 49           | DJ100 55                                  | 0.0560   | 23                                       | 0.5593   | 415                                      | 0.0724   | 30  | 0.0204   | 14 452                                    | 87       | 451                                      | 27       | 451                                      | 18       | 408                                       | 28       | 0.24      |
| 50           | DJ100 56                                  | 0.1555   | 18                                       | 9.6905   | 1979                                     | 0.4519   | 115                                       | 0.1173   | 40 2407                                   | 20       | 2406                                     | 19       | 2404                                     | 51       | 2242                                      | 72       | 0.14      |
| 51           | DJ100 59                                  | 0.1763   | 21                                       | 12.1992  | 1296                                     | 0.5018   | 103                                       | 0.1301   | 22 2618                                   | 19       | 2620                                     | 10       | 2622                                     | 44       | 2472                                      | 38       | -0.19     |
| 52           | DJ100 60                                  | 0.0830   | 9  | 2.4639   | 315                                      | 0.2152   | 45  | 0.0575   | 13 1270                                   | 22       | 1261                                     | 9        | 1256                                     | 24       | 1131                                      | 24       | 1.19      |
| DJ96         |   |          |  |          |  |          |   |          |   |          |  |          |  |          |   |          |           |
| 1            | DJ96 01                                   | 0.05389  | 12                                       | 0.40993  | 179                                      | 0.05516  | 16  | 0.01616  | 7 366                                     | 54       | 349                                      | 13       | 346                                      | 10       | 324                                       | 13       | -5.68     |
| 2            | DJ96 03                                   | 0.05396  | 10                                       | 0.44502  | 177                                      | 0.05981  | 17  | 0.01629  | 7 369                                     | 47       | 374                                      | 12       | 374                                      | 10       | 327                                       | 15       | 1.43      |
| 3            | DJ96 04                                   | 0.0543   | 11                                       | 0.46404  | 193                                      | 0.06198  | 18  | 0.01854  | 7 384                                     | 43       | 387                                      | 13       | 388                                      | 11       | 371                                       | 14       | 1.11      |
| 4            | DJ96 05                                   | 0.05403  | 12                                       | 0.40303  | 173                                      | 0.0541   | 16  | 0.01849  | 8 372                                     | 49       | 344                                      | 13       | 340                                      | 9        | 370                                       | 15       | -9        |
| 5            | DJ96 06                                   | 0.05518  | 6  | 0.50519  | 116                                      | 0.0664   | 15  | 0.01978  | 5 420                                     | 22       | 415                                      | 8        | 414                                      | 9        | 396                                       | 10       | -1.25     |
| 6            | DJ96 07                                   | 0.05391  | 5  | 0.43082  | 96                                       | 0.05796  | 13  | 0.01757  | 4 367                                     | 22       | 364                                      | 7        | 363                                      | 8        | 352                                       | 9        | -1.14     |
| 7            | DJ96 08                                   | 0.05422  | 5  | 0.43483  | 94                                       | 0.05817  | 13  | 0.01672  | 4 380                                     | 20       | 367                                      | 7        | 364                                      | 8        | 335                                       | 8        | -4.26     |
| 8            | DJ96 09                                   | 0.0541   | 6  | 0.44338  | 101                                      | 0.05944  | 13  | 0.01739  | 5 375                                     | 23       | 373                                      | 7        | 372                                      | 8        | 348                                       | 9        | -0.82     |
| 9            | DJ96 10                                   | 0.1525   | 18                                       | 9.22498  | 941                                      | 0.43873  | 89  | 0.11556  | 18 2374                                   | 21       | 2361                                     | 9        | 2345                                     | 40       | 2210                                      | 33       | -1.47     |
| 10           | DJ96 11                                   | 0.05409  | 6  | 0.43574  | 51                                       | 0.05843  | 12  | 0.01772  | 3 375                                     | 26       | 367                                      | 4        | 366                                      | 7        | 355                                       | 6        | -2.4      |
| 11           | DJ96 13                                   | 0.05348  | 7  | 0.40141  | 112                                      | 0.05444  | 13  | 0.01603  | 4 349                                     | 27       | 343                                      | 8        | 342                                      | 8        | 321                                       | 9        | -2.21     |

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          | Age (Ma)                                  |          |  |          |  |          |   |          | Disc* (%) |       |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|-----------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |           |       |
| 12           | DJ96 14                                   | 0.05436  | 12                                       | 0.45338  | 200                                      | 0.06049  | 18  | 0.02057  | 8   | 386      | 43                                       | 380      | 14                                       | 379      | 11  | 412      | 16        | -1.97 |
| 13           | DJ96 15                                   | 0.05404  | 6  | 0.44193  | 110                                      | 0.05931  | 14  | 0.01847  | 5   | 373      | 25                                       | 372      | 8  | 371      | 8   | 370      | 11        | -0.35 |
| 14           | DJ96 16                                   | 0.05418  | 15                                       | 0.43432  | 225                                      | 0.05814  | 18  | 0.01792  | 14  | 379      | 61                                       | 366      | 16                                       | 364      | 11  | 359      | 27        | -3.87 |
| 15           | DJ96 17                                   | 0.05416  | 5  | 0.44104  | 97                                       | 0.05906  | 13  | 0.01757  | 4   | 378      | 20                                       | 371      | 7  | 370      | 8   | 352      | 8         | -2.12 |
| 16           | DJ96 18                                   | 0.05422  | 6  | 0.44952  | 106                                      | 0.06013  | 14  | 0.0173   | 5   | 380      | 21                                       | 377      | 7  | 376      | 8   | 347      | 9         | -1.02 |
| 17           | DJ96 19                                   | 0.05385  | 5  | 0.43472  | 95                                       | 0.05855  | 13  | 0.01711  | 5   | 365      | 23                                       | 367      | 7  | 367      | 8   | 343      | 10        | 0.57  |
| 18           | DJ96 20                                   | 0.05391  | 5  | 0.42905  | 82                                       | 0.05772  | 13  | 0.0175   | 4   | 367      | 21                                       | 363      | 6  | 362      | 8   | 351      | 8         | -1.55 |
| 19           | DJ96 21                                   | 0.05417  | 7  | 0.44906  | 124                                      | 0.06012  | 14  | 0.01841  | 6   | 378      | 28                                       | 377      | 9  | 376      | 9   | 369      | 11        | -0.48 |
| 20           | DJ96 22                                   | 0.05413  | 7  | 0.44618  | 130                                      | 0.05978  | 14  | 0.0162   | 5   | 376      | 27                                       | 375      | 9  | 374      | 9   | 325      | 10        | -0.59 |
| 21           | DJ96 23                                   | 0.05504  | 17                                       | 0.51909  | 308                                      | 0.0684   | 24  | 0.01953  | 11  | 414      | 69                                       | 425      | 21                                       | 427      | 15  | 391      | 22        | 3.16  |
| 22           | DJ96 24                                   | 0.05494  | 11                                       | 0.48948  | 206                                      | 0.06462  | 19  | 0.01867  | 8   | 410      | 43                                       | 405      | 14                                       | 404      | 11  | 374      | 16        | -1.55 |
| 23           | DJ96 25                                   | 0.05408  | 14                                       | 0.43902  | 216                                      | 0.05888  | 18  | 0.01988  | 10  | 374      | 49                                       | 370      | 15                                       | 369      | 11  | 398      | 20        | -1.54 |
| 24           | DJ96 27                                   | 0.05381  | 6  | 0.42825  | 117                                      | 0.05772  | 14  | 0.01758  | 4   | 363      | 29                                       | 362      | 8  | 362      | 8   | 352      | 9         | -0.38 |
| 25           | DJ96 28                                   | 0.05378  | 26                                       | 0.45045  | 377                                      | 0.06075  | 27  | 0.02276  | 17  | 362      | 120                                      | 378      | 26                                       | 380      | 16  | 455      | 33        | 5.21  |
| 26           | DJ96 29                                   | 0.05357  | 7  | 0.41663  | 115                                      | 0.05641  | 14  | 0.01732  | 6   | 353      | 26                                       | 354      | 8  | 354      | 8   | 347      | 11        | 0.21  |
| 27           | DJ96 30                                   | 0.05381  | 6  | 0.43576  | 57                                       | 0.05873  | 12  | 0.01695  | 3   | 363      | 25                                       | 367      | 4  | 368      | 7   | 340      | 6         | 1.36  |
| 28           | DJ96 31                                   | 0.05443  | 7  | 0.46313  | 129                                      | 0.06172  | 15  | 0.01755  | 6   | 389      | 29                                       | 386      | 9  | 386      | 9   | 352      | 12        | -0.76 |
| 29           | DJ96 32                                   | 0.05422  | 11                                       | 0.46101  | 185                                      | 0.06167  | 17  | 0.01622  | 6   | 380      | 43                                       | 385      | 13                                       | 386      | 10  | 325      | 13        | 1.51  |
| 30           | DJ96 33                                   | 0.054    | 13                                       | 0.40501  | 193                                      | 0.0544   | 17  | 0.01704  | 9   | 371      | 56                                       | 345      | 14                                       | 341      | 10  | 342      | 17        | -8.19 |
| 31           | DJ96 34                                   | 0.05458  | 13                                       | 0.46516  | 219                                      | 0.06182  | 19  | 0.01793  | 9   | 395      | 54                                       | 388      | 15                                       | 387      | 11  | 359      | 18        | -2.2  |
| 32           | DJ96 35                                   | 0.0546   | 7  | 0.44817  | 133                                      | 0.05954  | 15  | 0.01723  | 5   | 396      | 30                                       | 376      | 9  | 373      | 9   | 345      | 10        | -6.01 |
| 33           | DJ96 36                                   | 0.05414  | 5  | 0.44739  | 89                                       | 0.05994  | 13  | 0.01691  | 4   | 377      | 22                                       | 375      | 6  | 375      | 8   | 339      | 7         | -0.45 |
| 34           | DJ96 37                                   | 0.05488  | 8  | 0.48384  | 155                                      | 0.06395  | 16  | 0.02026  | 7   | 407      | 32                                       | 401      | 11                                       | 400      | 10  | 405      | 14        | -1.97 |
| 35           | DJ96 40                                   | 0.05412  | 7  | 0.43919  | 130                                      | 0.05887  | 15  | 0.01731  | 5   | 376      | 30                                       | 370      | 9  | 369      | 9   | 347      | 10        | -2.02 |
| 36           | DJ96 41                                   | 0.05464  | 10                                       | 0.46067  | 177                                      | 0.06115  | 17  | 0.01879  | 6   | 398      | 36                                       | 385      | 12                                       | 383      | 10  | 376      | 12        | -3.87 |
| 37           | DJ96 42                                   | 0.05423  | 6  | 0.45364  | 106                                      | 0.06068  | 14  | 0.01747  | 5   | 381      | 23                                       | 380      | 7  | 380      | 8   | 350      | 9         | -0.25 |
| 38           | DJ96 43                                   | 0.05412  | 5  | 0.44209  | 71                                       | 0.05925  | 13  | 0.01782  | 4   | 376      | 22                                       | 372      | 5  | 371      | 8   | 357      | 7         | -1.37 |
| 39           | DJ96 44                                   | 0.05392  | 5  | 0.44015  | 85                                       | 0.05921  | 13  | 0.01681  | 3   | 368      | 21                                       | 370      | 6  | 371      | 8   | 337      | 7         | 0.86  |
| 40           | DJ96 45                                   | 0.05425  | 5  | 0.45487  | 72                                       | 0.06082  | 13  | 0.01845  | 3   | 381      | 23                                       | 381      | 5  | 381      | 8   | 370      | 7         | -0.24 |
| 41           | DJ96 46                                   | 0.0545   | 6  | 0.4625   | 62                                       | 0.06155  | 13  | 0.01727  | 3   | 392      | 26                                       | 386      | 4  | 385      | 8   | 346      | 6         | -1.77 |
| 42           | DJ96 47                                   | 0.05765  | 9  | 0.64956  | 215                                      | 0.08174  | 21  | 0.0322   | 11  | 516      | 31                                       | 508      | 13                                       | 507      | 13  | 641      | 21        | -2.04 |
| 43           | DJ96 48                                   | 0.0532   | 10                                       | 0.40685  | 154                                      | 0.05547  | 15  | 0.01648  | 6   | 337      | 43                                       | 347      | 11                                       | 348      | 9   | 330      | 12        | 3.24  |
| 44           | DJ96 49                                   | 0.05407  | 6  | 0.44388  | 120                                      | 0.05955  | 14  | 0.01775  | 6   | 374      | 26                                       | 373      | 8  | 373      | 9   | 356      | 11        | -0.31 |



| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             | Age (Ma)                                  |             |  |             |  |             | Disc*<br>(%) |   |             |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|--------------|---|-------------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s |              | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |
| 45           | DJ96 50                                   | 0.05438     | 5  | 0.45297     | 80                                       | 0.06042     | 13  | 0.01726     | 3 387                                     | 22          | 379                                      | 6           | 378                                      | 8           | 346          | 7   | -2.31       |
| 46           | DJ96 51                                   | 0.05436     | 8  | 0.42188     | 142                                      | 0.0563      | 15  | 0.01585     | 5 386                                     | 35          | 357                                      | 10          | 353                                      | 9           | 318          | 10  | -8.78       |
| 47           | DJ96 52                                   | 0.05514     | 24                                       | 0.46886     | 368                                      | 0.06168     | 27  | 0.01867     | 14 418                                    | 107         | 390                                      | 25          | 386                                      | 16          | 374          | 27  | -7.92       |
| 48           | DJ96 53                                   | 0.15501     | 19                                       | 9.81032     | 979                                      | 0.45912     | 94  | 0.11624     | 17 2402                                   | 22          | 2417                                     | 9           | 2436                                     | 42          | 2223         | 32  | 1.66        |
| 49           | DJ96 54                                   | 0.05565     | 13                                       | 0.49441     | 226                                      | 0.06445     | 20  | 0.01904     | 9 438                                     | 51          | 408                                      | 15          | 403                                      | 12          | 381          | 19  | -8.44       |
| 50           | DJ96 55                                   | 0.05413     | 5  | 0.45533     | 95                                       | 0.06103     | 14  | 0.01763     | 4 376                                     | 21          | 381                                      | 7           | 382                                      | 8           | 353          | 9   | 1.45        |
| 51           | DJ96 56                                   | 0.05364     | 10                                       | 0.39159     | 152                                      | 0.05296     | 15  | 0.01594     | 7 356                                     | 40          | 336                                      | 11          | 333                                      | 9           | 320          | 14  | -6.74       |
| 52           | DJ96 57                                   | 0.05427     | 16                                       | 0.46306     | 259                                      | 0.06189     | 21  | 0.02569     | 14 382                                    | 69          | 386                                      | 18          | 387                                      | 13          | 513          | 28  | 1.29        |
| 53           | DJ96 58                                   | 0.05379     | 6  | 0.4264      | 100                                      | 0.05751     | 13  | 0.01694     | 4 362                                     | 22          | 361                                      | 7           | 360                                      | 8           | 340          | 9   | -0.54       |
| 54           | DJ96 59                                   | 0.05493     | 6  | 0.49586     | 131                                      | 0.06549     | 16  | 0.01962     | 5 409                                     | 24          | 409                                      | 9           | 409                                      | 9           | 393          | 10  | -0.14       |
| 55           | DJ96 60                                   | 0.0542      | 5  | 0.45271     | 89                                       | 0.06059     | 13  | 0.01738     | 3 379                                     | 22          | 379                                      | 6           | 379                                      | 8           | 348          | 6   | -0.06       |
| DJ123        |   |             |  |             |  |             |   |             |   |             |  |             |  |             |              |   |             |
| 1            | DJ123 01                                  | 0.05615     | 11                                       | 0.57049     | 206                                      | 0.07369     | 16  | 0.02049     | 8 458                                     | 44          | 458                                      | 13          | 458                                      | 9           | 410          | 16  | 0           |
| 2            | DJ123 02                                  | 0.05662     | 7  | 0.59681     | 162                                      | 0.07645     | 15  | 0.0214      | 7 477                                     | 26          | 475                                      | 10          | 475                                      | 9           | 428          | 13  | -0.4        |
| 3            | DJ123 04                                  | 0.05725     | 5  | 0.6374      | 95                                       | 0.08075     | 15  | 0.02326     | 4 501                                     | 18          | 501                                      | 6           | 501                                      | 9           | 465          | 7   | -0.1        |
| 4            | DJ123 05                                  | 0.05571     | 16                                       | 0.54343     | 263                                      | 0.07075     | 17  | 0.02        | 12 441                                    | 58          | 441                                      | 17          | 441                                      | 10          | 400          | 23  | 0           |
| 5            | DJ123 06                                  | 0.05632     | 11                                       | 0.58356     | 214                                      | 0.07515     | 16  | 0.02126     | 7 465                                     | 45          | 467                                      | 14          | 467                                      | 10          | 425          | 13  | 0.5         |
| 6            | DJ123 07                                  | 0.05548     | 8  | 0.52954     | 154                                      | 0.06923     | 14  | 0.01931     | 5 432                                     | 35          | 432                                      | 10          | 432                                      | 8           | 387          | 10  | 0           |
| 7            | DJ123 08                                  | 0.05561     | 8  | 0.53703     | 161                                      | 0.07005     | 14  | 0.01904     | 7 437                                     | 30          | 436                                      | 11          | 436                                      | 8           | 381          | 13  | -0.1        |
| 8            | DJ123 09                                  | 0.05642     | 10                                       | 0.58256     | 198                                      | 0.07489     | 16  | 0.02118     | 7 469                                     | 38          | 466                                      | 13          | 466                                      | 9           | 424          | 13  | -0.8        |
| 9            | DJ123 10                                  | 0.05566     | 21                                       | 0.53116     | 322                                      | 0.06922     | 19  | 0.02189     | 18 439                                    | 84          | 433                                      | 21          | 431                                      | 11          | 438          | 36  | -1.7        |
| 10           | DJ123 11                                  | 0.0564      | 9  | 0.58126     | 181                                      | 0.07474     | 15  | 0.02092     | 6 468                                     | 37          | 465                                      | 12          | 465                                      | 9           | 418          | 11  | -0.8        |
| 11           | DJ123 12                                  | 0.05592     | 9  | 0.55532     | 169                                      | 0.07202     | 15  | 0.02083     | 7 449                                     | 34          | 448                                      | 11          | 448                                      | 9           | 417          | 13  | -0.2        |
| 12           | DJ123 13                                  | 0.05608     | 5  | 0.57497     | 79                                       | 0.07436     | 13  | 0.02089     | 3 456                                     | 17          | 461                                      | 5           | 462                                      | 8           | 418          | 7   | 1.6         |
| 13           | DJ123 14                                  | 0.05629     | 5  | 0.57312     | 110                                      | 0.07385     | 14  | 0.02062     | 5 464                                     | 21          | 460                                      | 7           | 459                                      | 8           | 413          | 10  | -1          |
| 14           | DJ123 15                                  | 0.05704     | 11                                       | 0.62068     | 224                                      | 0.07892     | 17  | 0.02391     | 7 493                                     | 43          | 490                                      | 14          | 490                                      | 10          | 478          | 13  | -0.7        |
| 15           | DJ123 16                                  | 0.05582     | 6  | 0.54564     | 125                                      | 0.0709      | 14  | 0.03018     | 7 445                                     | 22          | 442                                      | 8           | 442                                      | 8           | 601          | 15  | -0.9        |
| 16           | DJ123 17                                  | 0.05619     | 5  | 0.57949     | 104                                      | 0.0748      | 14  | 0.02289     | 5 460                                     | 18          | 464                                      | 7           | 465                                      | 8           | 457          | 9   | 1.2         |
| 17           | DJ123 18                                  | 0.05617     | 10                                       | 0.56614     | 192                                      | 0.0731      | 15  | 0.02078     | 8 459                                     | 35          | 456                                      | 12          | 455                                      | 9           | 416          | 15  | -1          |
| 18           | DJ123 19                                  | 0.05588     | 8  | 0.54981     | 167                                      | 0.07136     | 15  | 0.02097     | 9 448                                     | 34          | 445                                      | 11          | 444                                      | 9           | 419          | 18  | -0.8        |
| 19           | DJ123 20                                  | 0.05657     | 21                                       | 0.60057     | 359                                      | 0.077       | 21  | 0.02155     | 12 475                                    | 75          | 478                                      | 23          | 478                                      | 13          | 431          | 24  | 0.7         |
| 20           | DJ123 21                                  | 0.05584     | 6  | 0.55016     | 130                                      | 0.07146     | 14  | 0.02065     | 5 446                                     | 27          | 445                                      | 9           | 445                                      | 8           | 413          | 10  | -0.3        |
| 21           | DJ123 22                                  | 0.05606     | 8  | 0.56652     | 170                                      | 0.0733      | 15  | 0.02105     | 6 455                                     | 34          | 456                                      | 11          | 456                                      | 9           | 421          | 13  | 0.3         |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             | Age (Ma)                                  |             |  |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |      |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |      |
| 22           | DJ123 23                                  | 0.05611     | 5  | 0.56753     | 106                                      | 0.07335     | 14  | 0.02064     | 4   | 457         | 19                                       | 456         | 7  | 456         | 8   | 413         | 8            | -0.1 |
| 23           | DJ123 24                                  | 0.05579     | 10                                       | 0.5471      | 185                                      | 0.07112     | 15  | 0.0211      | 6   | 444         | 39                                       | 443         | 12                                       | 443         | 9   | 422         | 12           | -0.3 |
| 24           | DJ123 25                                  | 0.05571     | 5  | 0.54283     | 108                                      | 0.07067     | 13  | 0.02124     | 5   | 441         | 22                                       | 440         | 7  | 440         | 8   | 425         | 9            | -0.2 |
| 25           | DJ123 26                                  | 0.05582     | 6  | 0.55603     | 131                                      | 0.07224     | 14  | 0.02112     | 5   | 445         | 23                                       | 449         | 9  | 450         | 8   | 422         | 9            | 1    |
| 26           | DJ123 27                                  | 0.05545     | 5  | 0.53258     | 92                                       | 0.06966     | 13  | 0.02056     | 4   | 430         | 18                                       | 434         | 6  | 434         | 8   | 411         | 8            | 0.9  |
| 27           | DJ123 28                                  | 0.05601     | 5  | 0.55898     | 115                                      | 0.07238     | 14  | 0.02165     | 5   | 453         | 20                                       | 451         | 7  | 450         | 8   | 433         | 9            | -0.5 |
| 28           | DJ123 29                                  | 0.05579     | 10                                       | 0.54532     | 187                                      | 0.07089     | 15  | 0.02164     | 8   | 444         | 38                                       | 442         | 12                                       | 442         | 9   | 433         | 15           | -0.6 |
| 29           | DJ123 30                                  | 0.05579     | 8  | 0.54752     | 157                                      | 0.07118     | 14  | 0.02169     | 7   | 444         | 30                                       | 443         | 10                                       | 443         | 9   | 434         | 14           | -0.2 |
| 30           | DJ123 31                                  | 0.05629     | 7  | 0.568       | 148                                      | 0.07319     | 14  | 0.02092     | 6   | 464         | 27                                       | 457         | 10                                       | 455         | 9   | 418         | 12           | -1.9 |
| 31           | DJ123 32                                  | 0.05597     | 12                                       | 0.55704     | 217                                      | 0.07218     | 16  | 0.02222     | 9   | 451         | 45                                       | 450         | 14                                       | 449         | 10  | 444         | 17           | -0.4 |
| 32           | DJ123 33                                  | 0.05596     | 6  | 0.55861     | 125                                      | 0.0724      | 14  | 0.02087     | 4   | 451         | 21                                       | 451         | 8  | 451         | 8   | 417         | 9            | 0    |
| 33           | DJ123 34                                  | 0.05627     | 12                                       | 0.58704     | 229                                      | 0.07567     | 17  | 0.02063     | 8   | 463         | 45                                       | 469         | 15                                       | 470         | 10  | 413         | 15           | 1.6  |
| 34           | DJ123 35                                  | 0.05583     | 5  | 0.54952     | 100                                      | 0.07139     | 13  | 0.02068     | 4   | 446         | 19                                       | 445         | 7  | 445         | 8   | 414         | 8            | -0.3 |
| 35           | DJ123 36                                  | 0.05717     | 5  | 0.63146     | 87                                       | 0.0801      | 15  | 0.02347     | 4   | 498         | 16                                       | 497         | 5  | 497         | 9   | 469         | 7            | -0.3 |
| 36           | DJ123 37                                  | 0.05631     | 8  | 0.57668     | 165                                      | 0.07427     | 15  | 0.02212     | 6   | 465         | 32                                       | 462         | 11                                       | 462         | 9   | 442         | 11           | -0.6 |
| 37           | DJ123 38                                  | 0.05642     | 5  | 0.58728     | 102                                      | 0.07549     | 14  | 0.02192     | 4   | 469         | 17                                       | 469         | 7  | 469         | 8   | 438         | 8            | 0.1  |
| 38           | DJ123 39                                  | 0.05723     | 14                                       | 0.6359      | 267                                      | 0.08058     | 19  | 0.02364     | 9   | 500         | 57                                       | 500         | 17                                       | 500         | 11  | 472         | 17           | -0.2 |
| 39           | DJ123 40                                  | 0.05576     | 12                                       | 0.54289     | 212                                      | 0.07062     | 16  | 0.02229     | 10  | 443         | 47                                       | 440         | 14                                       | 440         | 9   | 446         | 20           | -0.7 |
| 40           | DJ123 41                                  | 0.05596     | 12                                       | 0.56382     | 215                                      | 0.07307     | 16  | 0.02264     | 10  | 451         | 42                                       | 454         | 14                                       | 455         | 10  | 453         | 20           | 0.9  |
| 41           | DJ123 42                                  | 0.05582     | 12                                       | 0.54944     | 211                                      | 0.07139     | 16  | 0.02058     | 7   | 445         | 51                                       | 445         | 14                                       | 445         | 9   | 412         | 15           | -0.2 |
| 42           | DJ123 43                                  | 0.05585     | 8  | 0.55221     | 156                                      | 0.07171     | 14  | 0.02208     | 7   | 446         | 27                                       | 446         | 10                                       | 446         | 9   | 441         | 13           | 0    |
| 43           | DJ123 44                                  | 0.05628     | 12                                       | 0.58033     | 223                                      | 0.07478     | 17  | 0.02167     | 8   | 463         | 49                                       | 465         | 14                                       | 465         | 10  | 433         | 15           | 0.3  |
| 44           | DJ123 45                                  | 0.05652     | 7  | 0.60135     | 164                                      | 0.07716     | 15  | 0.02311     | 6   | 473         | 27                                       | 478         | 10                                       | 479         | 9   | 462         | 11           | 1.4  |
| 45           | DJ123 46                                  | 0.0559      | 8  | 0.55564     | 168                                      | 0.07209     | 15  | 0.02164     | 8   | 448         | 31                                       | 449         | 11                                       | 449         | 9   | 433         | 15           | 0.1  |
| 46           | DJ123 47                                  | 0.05645     | 14                                       | 0.59499     | 256                                      | 0.07645     | 18  | 0.02458     | 9   | 470         | 59                                       | 474         | 16                                       | 475         | 11  | 491         | 19           | 1    |
| 47           | DJ123 48                                  | 0.05609     | 15                                       | 0.55838     | 251                                      | 0.0722      | 17  | 0.02363     | 13  | 456         | 56                                       | 450         | 16                                       | 449         | 10  | 472         | 25           | -1.5 |
| 48           | DJ123 49                                  | 0.05685     | 5  | 0.61029     | 127                                      | 0.07786     | 15  | 0.02393     | 5   | 486         | 19                                       | 484         | 8  | 483         | 9   | 478         | 9            | -0.5 |
| 49           | DJ123 50                                  | 0.05606     | 6  | 0.56168     | 132                                      | 0.07267     | 14  | 0.0214      | 6   | 455         | 23                                       | 453         | 9  | 452         | 8   | 428         | 11           | -0.6 |
| 50           | DJ123 51                                  | 0.05603     | 5  | 0.5581      | 123                                      | 0.07225     | 14  | 0.0216      | 5   | 454         | 22                                       | 450         | 8  | 450         | 8   | 432         | 9            | -0.9 |
| 51           | DJ123 52                                  | 0.05577     | 9  | 0.54144     | 168                                      | 0.07041     | 15  | 0.02102     | 8   | 443         | 35                                       | 439         | 11                                       | 439         | 9   | 420         | 16           | -1.1 |
| 52           | DJ123 53                                  | 0.05615     | 6  | 0.5631      | 127                                      | 0.07273     | 14  | 0.02185     | 5   | 458         | 21                                       | 454         | 8  | 453         | 8   | 437         | 9            | -1.3 |
| 53           | DJ123 54                                  | 0.05586     | 10                                       | 0.55312     | 191                                      | 0.07182     | 15  | 0.02105     | 7   | 447         | 42                                       | 447         | 13                                       | 447         | 9   | 421         | 14           | 0.1  |
| 54           | DJ123 55                                  | 0.0566      | 24                                       | 0.62581     | 410                                      | 0.0802      | 23  | 0.02615     | 16  | 476         | 92                                       | 493         | 26                                       | 497         | 14  | 522         | 31           | 4.6  |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             | Age (Ma)                                  |             |  |             |  |             | Disc*<br>(%) |   |             |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|--------------|---|-------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s |              | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |       |
| 55           | DJ123 56                                  | 0.05573     | 9  | 0.54588     | 181                                      | 0.07105     | 15  | 0.02129     | 8   | 442         | 37                                       | 442         | 12                                       | 442         | 9            | 426                                       | 15          | 0.2   |
| 56           | DJ123 57                                  | 0.05603     | 12                                       | 0.55575     | 223                                      | 0.07194     | 16  | 0.02151     | 9   | 454         | 52                                       | 449         | 15                                       | 448         | 10           | 430                                       | 18          | -1.3  |
| 57           | DJ123 58                                  | 0.05573     | 5  | 0.54528     | 109                                      | 0.07097     | 14  | 0.02062     | 4   | 442         | 19                                       | 442         | 7  | 442         | 8            | 413                                       | 8           | 0.1   |
| 58           | DJ123 59                                  | 0.05612     | 5  | 0.5589      | 97                                       | 0.07224     | 14  | 0.02288     | 5   | 457         | 18                                       | 451         | 6  | 450         | 8            | 457                                       | 10          | -1.7  |
| 59           | DJ123 60                                  | 0.05649     | 7  | 0.59173     | 151                                      | 0.07597     | 15  | 0.02261     | 6   | 472         | 26                                       | 472         | 10                                       | 472         | 9            | 452                                       | 11          | 0.1   |
| DJ182        |   |             |  |             |  |             |   |             |   |             |  |             |  |             |              |   |             |       |
| 1            | DJ182 01                                  | 0.05533     | 5  | 0.51184     | 107                                      | 0.06707     | 14  | 0.01903     | 5   | 426         | 21                                       | 420         | 7  | 418         | 8            | 381                                       | 11          | -1.69 |
| 2            | DJ182 02                                  | 0.05623     | 8  | 0.57451     | 171                                      | 0.07406     | 17  | 0.02607     | 11  | 461         | 30                                       | 461         | 11                                       | 461         | 10           | 520                                       | 21          | -0.14 |
| 3            | DJ182 03                                  | 0.05487     | 10                                       | 0.48358     | 182                                      | 0.06389     | 16  | 0.02096     | 8   | 407         | 42                                       | 401         | 12                                       | 399         | 10           | 419                                       | 16          | -1.9  |
| 4            | DJ182 04                                  | 0.05674     | 12                                       | 0.60299     | 256                                      | 0.07705     | 21  | 0.0342      | 25  | 481         | 50                                       | 479         | 16                                       | 478         | 13           | 680                                       | 48          | -0.6  |
| 5            | DJ182 05                                  | 0.05545     | 5  | 0.52685     | 76                                       | 0.06888     | 13  | 0.02191     | 5   | 430         | 19                                       | 430         | 5  | 429         | 8            | 438                                       | 9           | -0.2  |
| 6            | DJ182 06                                  | 0.0556      | 5  | 0.53272     | 83                                       | 0.06946     | 13  | 0.02125     | 5   | 436         | 19                                       | 434         | 6  | 433         | 8            | 425                                       | 10          | -0.79 |
| 7            | DJ182 07                                  | 0.05601     | 8  | 0.56848     | 174                                      | 0.07358     | 17  | 0.02538     | 11  | 453         | 32                                       | 457         | 11                                       | 458         | 10           | 507                                       | 21          | 1.17  |
| 8            | DJ182 08                                  | 0.05556     | 5  | 0.53073     | 100                                      | 0.06925     | 14  | 0.01958     | 6   | 435         | 19                                       | 432         | 7  | 432         | 8            | 392                                       | 11          | -0.72 |
| 9            | DJ182 09                                  | 0.05547     | 5  | 0.53345     | 87                                       | 0.06972     | 13  | 0.02275     | 5   | 431         | 19                                       | 434         | 6  | 434         | 8            | 455                                       | 11          | 0.82  |
| 10           | DJ182 10                                  | 0.05628     | 5  | 0.57369     | 102                                      | 0.07389     | 14  | 0.0234      | 6   | 463         | 18                                       | 460         | 7  | 460         | 9            | 468                                       | 12          | -0.81 |
| 11           | DJ182 11                                  | 0.05454     | 5  | 0.47605     | 78                                       | 0.06327     | 12  | 0.01832     | 4   | 393         | 19                                       | 395         | 5  | 395         | 7            | 367                                       | 7           | 0.6   |
| 12           | DJ182 12                                  | 0.05532     | 5  | 0.51839     | 95                                       | 0.06793     | 13  | 0.02016     | 5   | 425         | 19                                       | 424         | 6  | 424         | 8            | 403                                       | 10          | -0.32 |
| 13           | DJ182 13                                  | 0.0563      | 5  | 0.58135     | 102                                      | 0.07486     | 15  | 0.02238     | 5   | 464         | 18                                       | 465         | 7  | 465         | 9            | 447                                       | 10          | 0.3   |
| 14           | DJ182 14                                  | 0.05619     | 8  | 0.56945     | 183                                      | 0.07347     | 17  | 0.02276     | 10  | 460         | 34                                       | 458         | 12                                       | 457         | 10           | 455                                       | 20          | -0.6  |
| 15           | DJ182 15                                  | 0.05576     | 5  | 0.54625     | 105                                      | 0.07102     | 14  | 0.0212      | 6   | 443         | 20                                       | 443         | 7  | 442         | 8            | 424                                       | 11          | -0.08 |
| 16           | DJ182 16                                  | 0.05608     | 7  | 0.56056     | 153                                      | 0.07246     | 16  | 0.02121     | 8   | 456         | 27                                       | 452         | 10                                       | 451         | 10           | 424                                       | 16          | -0.99 |
| 17           | DJ182 17                                  | 0.05498     | 5  | 0.50053     | 73                                       | 0.066       | 12  | 0.01971     | 3   | 411         | 18                                       | 412         | 5  | 412         | 7            | 395                                       | 7           | 0.19  |
| 18           | DJ182 18                                  | 0.05457     | 5  | 0.46565     | 61                                       | 0.06186     | 11  | 0.01755     | 3   | 395         | 20                                       | 388         | 4  | 387         | 7            | 352                                       | 5           | -1.97 |
| 19           | DJ182 19                                  | 0.05495     | 5  | 0.49688     | 79                                       | 0.06555     | 12  | 0.01964     | 4   | 410         | 18                                       | 410         | 5  | 409         | 8            | 393                                       | 8           | -0.18 |
| 20           | DJ182 20                                  | 0.05492     | 6  | 0.48941     | 117                                      | 0.0646      | 13  | 0.01898     | 6   | 409         | 24                                       | 405         | 8  | 404         | 8            | 380                                       | 13          | -1.32 |
| 21           | DJ182 21                                  | 0.05519     | 5  | 0.51017     | 57                                       | 0.06701     | 12  | 0.02076     | 3   | 420         | 19                                       | 419         | 4  | 418         | 7            | 415                                       | 6           | -0.4  |
| 22           | DJ182 22                                  | 0.05544     | 12                                       | 0.51849     | 220                                      | 0.06779     | 18  | 0.01995     | 10  | 430         | 50                                       | 424         | 15                                       | 423         | 11           | 399                                       | 20          | -1.67 |
| 23           | DJ182 23                                  | 0.05504     | 5  | 0.50467     | 63                                       | 0.06647     | 12  | 0.01873     | 3   | 414         | 21                                       | 415         | 4  | 415         | 7            | 375                                       | 6           | 0.3   |
| 24           | DJ182 24                                  | 0.05679     | 7  | 0.60444     | 168                                      | 0.07716     | 17  | 0.02379     | 8   | 483         | 28                                       | 480         | 11                                       | 479         | 10           | 475                                       | 17          | -0.87 |
| 25           | DJ182 25                                  | 0.05638     | 5  | 0.58172     | 77                                       | 0.07479     | 14  | 0.02216     | 4   | 467         | 20                                       | 466         | 5  | 465         | 8            | 443                                       | 8           | -0.48 |
| 26           | DJ182 26                                  | 0.05551     | 5  | 0.53245     | 85                                       | 0.06953     | 13  | 0.0202      | 5   | 433         | 18                                       | 433         | 6  | 433         | 8            | 404                                       | 10          | 0.17  |
| 27           | DJ182 27                                  | 0.05572     | 5  | 0.54261     | 62                                       | 0.07059     | 13  | 0.02056     | 3   | 441         | 20                                       | 440         | 4  | 440         | 8            | 411                                       | 6           | -0.3  |

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          | Age (Ma)                                  |          |  |          |  |          | Disc* (%) |   |          |       |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|-----------|---|----------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s |           | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |       |
| 28           | DJ182 28                                  | 0.05515  | 7  | 0.49727  | 142                                      | 0.06536  | 15  | 0.01882  | 8   | 418      | 30                                       | 410      | 10                                       | 408      | 9         | 377                                       | 15       | -2.46 |
| 29           | DJ182 29                                  | 0.05502  | 5  | 0.50072  | 86                                       | 0.06597  | 13  | 0.01823  | 4   | 413      | 18                                       | 412      | 6  | 412      | 8         | 365                                       | 8        | -0.25 |
| 30           | DJ182 30                                  | 0.05567  | 5  | 0.53773  | 116                                      | 0.07002  | 14  | 0.02145  | 6   | 439      | 21                                       | 437      | 8  | 436      | 9         | 429                                       | 11       | -0.65 |
| 31           | DJ182 31                                  | 0.0561   | 5  | 0.5705   | 84                                       | 0.07372  | 14  | 0.02184  | 5   | 456      | 19                                       | 458      | 5  | 459      | 8         | 437                                       | 9        | 0.55  |
| 32           | DJ182 32                                  | 0.05435  | 9  | 0.45528  | 156                                      | 0.06072  | 15  | 0.01857  | 7   | 386      | 37                                       | 381      | 11                                       | 380      | 9         | 372                                       | 13       | -1.43 |
| 33           | DJ182 33                                  | 0.05519  | 5  | 0.51427  | 66                                       | 0.06754  | 12  | 0.02011  | 3   | 420      | 20                                       | 421      | 4  | 421      | 7         | 402                                       | 6        | 0.4   |
| 34           | DJ182 34                                  | 0.0554   | 5  | 0.52438  | 99                                       | 0.06861  | 13  | 0.02117  | 6   | 428      | 18                                       | 428      | 7  | 428      | 8         | 423                                       | 13       | -0.1  |
| 35           | DJ182 35                                  | 0.05566  | 5  | 0.54093  | 88                                       | 0.07045  | 13  | 0.02122  | 5   | 439      | 18                                       | 439      | 6  | 439      | 8         | 424                                       | 10       | 0.06  |
| 36           | DJ182 36                                  | 0.05478  | 5  | 0.48971  | 80                                       | 0.0648   | 12  | 0.01839  | 3   | 403      | 17                                       | 405      | 5  | 405      | 7         | 368                                       | 6        | 0.44  |
| 37           | DJ182 37                                  | 0.05541  | 5  | 0.52783  | 103                                      | 0.06905  | 14  | 0.02097  | 6   | 429      | 19                                       | 430      | 7  | 430      | 8         | 419                                       | 12       | 0.45  |
| 38           | DJ182 38                                  | 0.05526  | 5  | 0.51412  | 73                                       | 0.06744  | 13  | 0.02071  | 4   | 423      | 20                                       | 421      | 5  | 421      | 8         | 414                                       | 8        | -0.45 |
| 39           | DJ182 39                                  | 0.05529  | 8  | 0.52687  | 163                                      | 0.06907  | 16  | 0.02067  | 7   | 424      | 31                                       | 430      | 11                                       | 431      | 10        | 414                                       | 15       | 1.67  |
| 40           | DJ182 40                                  | 0.05565  | 5  | 0.53349  | 114                                      | 0.06948  | 14  | 0.0218   | 7   | 438      | 23                                       | 434      | 8  | 433      | 8         | 436                                       | 14       | -1.21 |
| 41           | DJ182 41                                  | 0.05577  | 5  | 0.546    | 78                                       | 0.07096  | 13  | 0.02123  | 4   | 443      | 18                                       | 442      | 5  | 442      | 8         | 425                                       | 7        | -0.24 |
| 42           | DJ182 42                                  | 0.05504  | 5  | 0.50838  | 84                                       | 0.06695  | 13  | 0.02061  | 4   | 414      | 18                                       | 417      | 6  | 418      | 8         | 412                                       | 8        | 1.03  |
| 43           | DJ182 43                                  | 0.05552  | 5  | 0.53239  | 87                                       | 0.06951  | 13  | 0.01989  | 5   | 433      | 17                                       | 433      | 6  | 433      | 8         | 398                                       | 9        | 0.05  |
| 44           | DJ182 44                                  | 0.05551  | 5  | 0.53038  | 89                                       | 0.06926  | 13  | 0.01991  | 5   | 433      | 17                                       | 432      | 6  | 432      | 8         | 398                                       | 9        | -0.22 |
| 45           | DJ182 45                                  | 0.05543  | 5  | 0.52311  | 108                                      | 0.06841  | 14  | 0.01979  | 4   | 430      | 20                                       | 427      | 7  | 427      | 8         | 396                                       | 9        | -0.68 |
| 46           | DJ182 46                                  | 0.05552  | 5  | 0.53368  | 88                                       | 0.06967  | 13  | 0.02129  | 5   | 433      | 18                                       | 434      | 6  | 434      | 8         | 426                                       | 10       | 0.29  |
| 47           | DJ182 47                                  | 0.05536  | 5  | 0.52169  | 74                                       | 0.06831  | 13  | 0.01938  | 4   | 427      | 19                                       | 426      | 5  | 426      | 8         | 388                                       | 7        | -0.15 |
| 48           | DJ182 48                                  | 0.0553   | 5  | 0.52141  | 79                                       | 0.06834  | 13  | 0.02043  | 4   | 424      | 21                                       | 426      | 5  | 426      | 8         | 409                                       | 7        | 0.5   |
| 49           | DJ182 49                                  | 0.05614  | 5  | 0.57174  | 93                                       | 0.07381  | 14  | 0.0234   | 6   | 458      | 19                                       | 459      | 6  | 459      | 8         | 468                                       | 11       | 0.33  |
| 50           | DJ182 50                                  | 0.05644  | 8  | 0.59432  | 177                                      | 0.07632  | 17  | 0.01992  | 11  | 470      | 29                                       | 474      | 11                                       | 474      | 10        | 399                                       | 21       | 1.04  |
| 51           | DJ182 51                                  | 0.05595  | 6  | 0.55456  | 130                                      | 0.07183  | 15  | 0.01927  | 6   | 450      | 23                                       | 448      | 8  | 447      | 9         | 386                                       | 12       | -0.66 |
| 52           | DJ182 52                                  | 0.05484  | 5  | 0.49425  | 67                                       | 0.06532  | 12  | 0.01888  | 3   | 406      | 20                                       | 408      | 5  | 408      | 7         | 378                                       | 7        | 0.63  |
| 53           | DJ182 53                                  | 0.05553  | 5  | 0.53439  | 103                                      | 0.06974  | 14  | 0.02083  | 5   | 434      | 19                                       | 435      | 7  | 435      | 8         | 417                                       | 10       | 0.31  |
| 54           | DJ182 54                                  | 0.05464  | 5  | 0.48725  | 84                                       | 0.06462  | 12  | 0.01829  | 4   | 398      | 20                                       | 403      | 6  | 404      | 7         | 366                                       | 8        | 1.68  |
| 55           | DJ182 55                                  | 0.05529  | 5  | 0.51427  | 81                                       | 0.06741  | 13  | 0.01889  | 5   | 424      | 19                                       | 421      | 5  | 421      | 8         | 378                                       | 10       | -0.77 |
| 56           | DJ182 56                                  | 0.05509  | 6  | 0.51395  | 121                                      | 0.06762  | 14  | 0.02091  | 7   | 416      | 24                                       | 421      | 8  | 422      | 8         | 418                                       | 14       | 1.53  |
| 57           | DJ182 57                                  | 0.05601  | 5  | 0.55926  | 100                                      | 0.07237  | 14  | 0.02297  | 6   | 453      | 21                                       | 451      | 7  | 450      | 8         | 459                                       | 11       | -0.47 |
| 58           | DJ182 58                                  | 0.05501  | 5  | 0.50294  | 103                                      | 0.06626  | 13  | 0.01859  | 5   | 413      | 21                                       | 414      | 7  | 414      | 8         | 372                                       | 9        | 0.31  |
| 59           | DJ182 59                                  | 0.0555   | 5  | 0.53896  | 60                                       | 0.07037  | 13  | 0.01927  | 3   | 432      | 21                                       | 438      | 4  | 438      | 8         | 386                                       | 6        | 1.51  |
| 60           | DJ182 60                                  | 0.05592  | 5  | 0.55279  | 71                                       | 0.07164  | 13  | 0.02018  | 4   | 449      | 18                                       | 447      | 5  | 446      | 8         | 404                                       | 8        | -0.65 |

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          | Age (Ma)                                  |          |  |          |  |          | Disc* (%) |   |          |       |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|-----------|---|----------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s |           | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |       |
| DJ183        |   |          |  |          |  |          |   |          |   |          |  |          |  |          |           |   |          |       |
| 1            | DJ183 01                                  | 0.05616  | 5  | 0.56978  | 59                                       | 0.07377  | 13  | 0.02183  | 3   | 459      | 24                                       | 458      | 4  | 459      | 8         | 436                                       | 6        | -0.22 |
| 2            | DJ183 02                                  | 0.05723  | 5  | 0.64043  | 132                                      | 0.08137  | 16  | 0.02191  | 7   | 500      | 19                                       | 503      | 8  | 504      | 10        | 438                                       | 14       | 0.55  |
| 3            | DJ183 03                                  | 0.05626  | 5  | 0.5724   | 76                                       | 0.07398  | 14  | 0.0214   | 4   | 463      | 18                                       | 460      | 5  | 460      | 8         | 428                                       | 9        | -0.82 |
| 4            | DJ183 04                                  | 0.05682  | 5  | 0.61159  | 69                                       | 0.07827  | 14  | 0.02225  | 4   | 485      | 20                                       | 485      | 4  | 486      | 8         | 445                                       | 8        | 0.01  |
| 5            | DJ183 05                                  | 0.05636  | 5  | 0.57657  | 83                                       | 0.07438  | 14  | 0.02156  | 5   | 467      | 18                                       | 462      | 5  | 462      | 8         | 431                                       | 10       | -1.15 |
| 6            | DJ183 06                                  | 0.05618  | 5  | 0.57114  | 95                                       | 0.07392  | 14  | 0.02203  | 5   | 459      | 19                                       | 459      | 6  | 460      | 8         | 440                                       | 10       | -0.2  |
| 7            | DJ183 07                                  | 0.05665  | 5  | 0.60064  | 117                                      | 0.07709  | 15  | 0.02241  | 6   | 478      | 18                                       | 478      | 7  | 479      | 9         | 448                                       | 11       | -0.07 |
| 8            | DJ183 08                                  | 0.05657  | 5  | 0.59712  | 82                                       | 0.07674  | 14  | 0.02155  | 4   | 475      | 19                                       | 475      | 5  | 477      | 8         | 431                                       | 8        | 0.16  |
| 9            | DJ183 09                                  | 0.05606  | 5  | 0.56119  | 85                                       | 0.07277  | 14  | 0.0206   | 5   | 455      | 18                                       | 452      | 6  | 453      | 8         | 412                                       | 9        | -0.66 |
| 10           | DJ183 10                                  | 0.05629  | 5  | 0.57867  | 96                                       | 0.07473  | 14  | 0.02164  | 6   | 464      | 18                                       | 464      | 6  | 465      | 9         | 433                                       | 11       | -0.06 |
| 11           | DJ183 11                                  | 0.05642  | 5  | 0.58608  | 68                                       | 0.07552  | 14  | 0.02137  | 4   | 469      | 21                                       | 468      | 4  | 469      | 8         | 427                                       | 8        | -0.15 |
| 12           | DJ183 12                                  | 0.05572  | 5  | 0.53985  | 87                                       | 0.07043  | 13  | 0.01928  | 4   | 441      | 18                                       | 438      | 6  | 439      | 8         | 386                                       | 8        | -0.81 |
| 13           | DJ183 13                                  | 0.05583  | 5  | 0.54987  | 94                                       | 0.07159  | 14  | 0.01836  | 4   | 446      | 18                                       | 445      | 6  | 446      | 8         | 368                                       | 8        | -0.19 |
| 14           | DJ183 14                                  | 0.05628  | 5  | 0.57545  | 66                                       | 0.07433  | 13  | 0.02073  | 3   | 463      | 22                                       | 462      | 4  | 462      | 8         | 415                                       | 6        | -0.51 |
| 15           | DJ183 15                                  | 0.05536  | 6  | 0.51964  | 135                                      | 0.06823  | 15  | 0.01724  | 6   | 427      | 27                                       | 425      | 9  | 425      | 9         | 345                                       | 13       | -0.54 |
| 16           | DJ183 16                                  | 0.05587  | 5  | 0.55051  | 61                                       | 0.07161  | 13  | 0.01967  | 3   | 447      | 19                                       | 445      | 4  | 446      | 8         | 394                                       | 6        | -0.51 |
| 17           | DJ183 17                                  | 0.05607  | 5  | 0.56172  | 80                                       | 0.07281  | 13  | 0.02058  | 4   | 455      | 20                                       | 453      | 5  | 453      | 8         | 412                                       | 7        | -0.68 |
| 18           | DJ183 18                                  | 0.05632  | 5  | 0.58042  | 96                                       | 0.07489  | 14  | 0.02165  | 6   | 465      | 18                                       | 465      | 6  | 466      | 9         | 433                                       | 11       | -0.07 |
| 19           | DJ183 19                                  | 0.05584  | 5  | 0.54627  | 81                                       | 0.07109  | 13  | 0.02036  | 4   | 446      | 19                                       | 443      | 5  | 443      | 8         | 407                                       | 9        | -0.95 |
| 20           | DJ183 20                                  | 0.05606  | 5  | 0.56673  | 102                                      | 0.07346  | 14  | 0.02138  | 7   | 455      | 19                                       | 456      | 7  | 457      | 9         | 428                                       | 13       | 0.32  |
| 21           | DJ183 21                                  | 0.05612  | 5  | 0.56373  | 95                                       | 0.07299  | 14  | 0.02096  | 7   | 457      | 17                                       | 454      | 6  | 454      | 8         | 419                                       | 13       | -0.86 |
| 22           | DJ183 22                                  | 0.05611  | 5  | 0.56527  | 113                                      | 0.0732   | 15  | 0.02257  | 7   | 457      | 19                                       | 455      | 7  | 455      | 9         | 451                                       | 13       | -0.48 |
| 23           | DJ183 23                                  | 0.05592  | 5  | 0.55566  | 75                                       | 0.0722   | 13  | 0.02034  | 4   | 449      | 20                                       | 449      | 5  | 449      | 8         | 407                                       | 8        | -0.13 |
| 24           | DJ183 24                                  | 0.0564   | 5  | 0.58022  | 101                                      | 0.07475  | 14  | 0.02214  | 6   | 468      | 20                                       | 465      | 6  | 465      | 9         | 443                                       | 11       | -0.94 |
| 25           | DJ183 25                                  | 0.05618  | 5  | 0.57185  | 107                                      | 0.07396  | 14  | 0.02071  | 5   | 459      | 20                                       | 459      | 7  | 460      | 9         | 414                                       | 10       | -0.07 |
| 26           | DJ183 26                                  | 0.05683  | 5  | 0.61146  | 74                                       | 0.07816  | 14  | 0.02286  | 4   | 485      | 19                                       | 484      | 5  | 485      | 8         | 457                                       | 7        | -0.12 |
| 27           | DJ183 27                                  | 0.0557   | 5  | 0.54249  | 58                                       | 0.07076  | 13  | 0.01959  | 3   | 440      | 21                                       | 440      | 4  | 441      | 8         | 392                                       | 6        | -0.1  |
| 28           | DJ183 28                                  | 0.05598  | 5  | 0.55222  | 93                                       | 0.07166  | 14  | 0.0215   | 5   | 452      | 21                                       | 446      | 6  | 446      | 8         | 430                                       | 10       | -1.4  |
| 29           | DJ183 29                                  | 0.05666  | 5  | 0.60092  | 98                                       | 0.07704  | 15  | 0.02064  | 5   | 478      | 18                                       | 478      | 6  | 478      | 9         | 413                                       | 10       | -0.13 |
| 30           | DJ183 30                                  | 0.05623  | 5  | 0.58368  | 120                                      | 0.07541  | 15  | 0.02198  | 7   | 461      | 18                                       | 467      | 8  | 469      | 9         | 439                                       | 14       | 1.45  |
| 31           | DJ183 31                                  | 0.056    | 5  | 0.55275  | 84                                       | 0.07169  | 13  | 0.01977  | 4   | 452      | 18                                       | 447      | 6  | 446      | 8         | 396                                       | 8        | -1.52 |
| 32           | DJ183 32                                  | 0.05613  | 5  | 0.56965  | 96                                       | 0.07372  | 14  | 0.02117  | 6   | 458      | 18                                       | 458      | 6  | 459      | 8         | 423                                       | 12       | 0.08  |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             | Age (Ma)                                  |             |  |             |  |             | Disc*<br>(%) |   |             |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|--------------|---|-------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s |              | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |       |
| 33           | DJ183 33                                  | 0.05612     | 5  | 0.57062     | 80                                       | 0.07385     | 14  | 0.01947     | 4   | 457         | 19                                       | 458         | 5  | 459         | 8            | 390                                       | 7           | 0.35  |
| 34           | DJ183 34                                  | 0.05625     | 5  | 0.57333     | 87                                       | 0.07403     | 14  | 0.02111     | 5   | 462         | 20                                       | 460         | 6  | 460         | 8            | 422                                       | 10          | -0.56 |
| 35           | DJ183 35                                  | 0.05676     | 5  | 0.60151     | 104                                      | 0.07696     | 15  | 0.02166     | 5   | 482         | 16                                       | 478         | 7  | 478         | 9            | 433                                       | 10          | -1.05 |
| 36           | DJ183 36                                  | 0.05652     | 5  | 0.59291     | 98                                       | 0.07619     | 14  | 0.02223     | 7   | 473         | 20                                       | 473         | 6  | 473         | 9            | 444                                       | 14          | -0.03 |
| 37           | DJ183 37                                  | 0.0562      | 5  | 0.57835     | 94                                       | 0.07474     | 14  | 0.02086     | 5   | 460         | 19                                       | 463         | 6  | 465         | 8            | 417                                       | 10          | 0.85  |
| 38           | DJ183 38                                  | 0.05623     | 5  | 0.57618     | 99                                       | 0.0744      | 14  | 0.02126     | 5   | 461         | 19                                       | 462         | 6  | 463         | 9            | 425                                       | 11          | 0.15  |
| 39           | DJ183 39                                  | 0.05622     | 5  | 0.57441     | 125                                      | 0.07419     | 15  | 0.02022     | 8   | 461         | 21                                       | 461         | 8  | 461         | 9            | 405                                       | 15          | -0.05 |
| 40           | DJ183 40                                  | 0.05595     | 5  | 0.56454     | 95                                       | 0.07326     | 14  | 0.02161     | 6   | 450         | 19                                       | 454         | 6  | 456         | 8            | 432                                       | 12          | 1.13  |
| 41           | DJ183 41                                  | 0.05548     | 5  | 0.53313     | 84                                       | 0.06978     | 13  | 0.02053     | 4   | 432         | 18                                       | 434         | 6  | 435         | 8            | 411                                       | 9           | 0.65  |
| 42           | DJ183 42                                  | 0.05594     | 5  | 0.56464     | 90                                       | 0.07329     | 14  | 0.02224     | 6   | 450         | 19                                       | 455         | 6  | 456         | 8            | 445                                       | 11          | 1.26  |
| 43           | DJ183 43                                  | 0.05629     | 5  | 0.57374     | 83                                       | 0.074       | 14  | 0.02171     | 5   | 464         | 21                                       | 460         | 5  | 460         | 8            | 434                                       | 10          | -0.91 |
| 44           | DJ183 44                                  | 0.05678     | 5  | 0.60935     | 116                                      | 0.07792     | 15  | 0.02256     | 5   | 483         | 18                                       | 483         | 7  | 484         | 9            | 451                                       | 11          | 0.04  |
| 45           | DJ183 45                                  | 0.05612     | 5  | 0.56987     | 63                                       | 0.07372     | 13  | 0.02146     | 3   | 457         | 21                                       | 458         | 4  | 459         | 8            | 429                                       | 7           | 0.22  |
| 46           | DJ183 46                                  | 0.05628     | 5  | 0.58173     | 94                                       | 0.07504     | 14  | 0.02197     | 5   | 463         | 18                                       | 466         | 6  | 466         | 8            | 439                                       | 11          | 0.58  |
| 47           | DJ183 47                                  | 0.05525     | 5  | 0.51257     | 66                                       | 0.06734     | 12  | 0.02013     | 3   | 422         | 19                                       | 420         | 4  | 420         | 7            | 403                                       | 6           | -0.63 |
| 48           | DJ183 48                                  | 0.05587     | 5  | 0.55169     | 72                                       | 0.07168     | 13  | 0.02095     | 4   | 447         | 19                                       | 446         | 5  | 446         | 8            | 419                                       | 9           | -0.3  |
| 49           | DJ183 49                                  | 0.05591     | 5  | 0.57956     | 108                                      | 0.07525     | 15  | 0.02138     | 6   | 449         | 20                                       | 464         | 7  | 468         | 9            | 428                                       | 12          | 4.27  |
| 50           | DJ183 50                                  | 0.05614     | 5  | 0.56598     | 84                                       | 0.07318     | 14  | 0.02229     | 5   | 458         | 19                                       | 455         | 5  | 455         | 8            | 446                                       | 10          | -0.68 |
| 51           | DJ183 51                                  | 0.05582     | 5  | 0.55056     | 87                                       | 0.07159     | 13  | 0.02032     | 5   | 445         | 20                                       | 445         | 6  | 446         | 8            | 407                                       | 9           | 0.04  |
| 52           | DJ183 52                                  | 0.05625     | 5  | 0.57723     | 86                                       | 0.07447     | 14  | 0.01965     | 5   | 462         | 17                                       | 463         | 6  | 463         | 8            | 393                                       | 9           | 0.12  |
| 53           | DJ183 53                                  | 0.05648     | 5  | 0.59086     | 83                                       | 0.07592     | 14  | 0.02425     | 5   | 471         | 17                                       | 471         | 5  | 472         | 8            | 484                                       | 10          | 0.04  |
| 54           | DJ183 54                                  | 0.05611     | 5  | 0.56199     | 83                                       | 0.07268     | 14  | 0.02099     | 4   | 457         | 21                                       | 453         | 5  | 452         | 8            | 420                                       | 9           | -1.06 |
| 55           | DJ183 55                                  | 0.05562     | 6  | 0.52208     | 124                                      | 0.06812     | 14  | 0.01998     | 7   | 437         | 21                                       | 427         | 8  | 425         | 9            | 400                                       | 15          | -2.99 |
| 56           | DJ183 56                                  | 0.05606     | 5  | 0.56155     | 63                                       | 0.07269     | 13  | 0.02064     | 4   | 455         | 19                                       | 453         | 4  | 452         | 8            | 413                                       | 7           | -0.6  |
| 57           | DJ183 57                                  | 0.05605     | 5  | 0.56871     | 98                                       | 0.07363     | 14  | 0.01992     | 5   | 454         | 19                                       | 457         | 6  | 458         | 8            | 399                                       | 9           | 0.77  |
| 58           | DJ183 58                                  | 0.05621     | 6  | 0.58606     | 134                                      | 0.07566     | 16  | 0.02168     | 8   | 461         | 20                                       | 468         | 9  | 470         | 9            | 434                                       | 15          | 2.08  |
| 59           | DJ183 59                                  | 0.05674     | 5  | 0.6016      | 97                                       | 0.07693     | 15  | 0.02286     | 5   | 481         | 19                                       | 478         | 6  | 478         | 9            | 457                                       | 9           | -0.83 |
| 60           | DJ183 60                                  | 0.05685     | 5  | 0.60723     | 82                                       | 0.07751     | 14  | 0.02274     | 5   | 486         | 19                                       | 482         | 5  | 481         | 8            | 454                                       | 9           | -1.01 |
| DJ85         |   |             |  |             |  |             |   |             |   |             |  |             |  |             |              |   |             |       |
| 1            | DJ85 01                                   | 0.05639     | 6  | 0.58051     | 135                                      | 0.07457     | 17  | 0.02435     | 7   | 468         | 22                                       | 465         | 9  | 464         | 10           | 486                                       | 13          | -0.79 |
| 2            | DJ85 02                                   | 0.05558     | 6  | 0.52351     | 128                                      | 0.06823     | 16  | 0.0179      | 6   | 436         | 22                                       | 427         | 9  | 425         | 10           | 359                                       | 13          | -2.29 |
| 3            | DJ85 03                                   | 0.05525     | 6  | 0.51114     | 123                                      | 0.06702     | 16  | 0.0195      | 6   | 422         | 22                                       | 419         | 8  | 418         | 9            | 390                                       | 13          | -0.91 |
| 4            | DJ85 04                                   | 0.05566     | 6  | 0.5253      | 138                                      | 0.06837     | 16  | 0.02006     | 7   | 439         | 24                                       | 429         | 9  | 426         | 10           | 401                                       | 13          | -2.84 |

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          | Age (Ma)                                  |          |  |          |  |          | Disc* (%) |   |          |       |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|-----------|---|----------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s |           | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |       |
| 5            | DJ85 05                                   | 0.05559  | 6  | 0.53442  | 128                                      | 0.06964  | 16  | 0.02083  | 7   | 436      | 22                                       | 435      | 8  | 434      | 10        | 417                                       | 13       | -0.37 |
| 6            | DJ85 06                                   | 0.05583  | 5  | 0.55466  | 98                                       | 0.07197  | 16  | 0.02015  | 5   | 446      | 23                                       | 448      | 6  | 448      | 9         | 403                                       | 10       | 0.67  |
| 7            | DJ85 07                                   | 0.05549  | 5  | 0.5323   | 101                                      | 0.0695   | 15  | 0.01901  | 5   | 432      | 23                                       | 433      | 7  | 433      | 9         | 381                                       | 10       | 0.37  |
| 8            | DJ85 08                                   | 0.05544  | 5  | 0.52406  | 103                                      | 0.06849  | 15  | 0.01981  | 5   | 430      | 20                                       | 428      | 7  | 427      | 9         | 396                                       | 9        | -0.61 |
| 9            | DJ85 09                                   | 0.05557  | 5  | 0.53383  | 111                                      | 0.0696   | 16  | 0.01945  | 6   | 435      | 21                                       | 434      | 7  | 434      | 9         | 389                                       | 12       | -0.25 |
| 10           | DJ85 10                                   | 0.05567  | 6  | 0.53761  | 88                                       | 0.06997  | 15  | 0.0211   | 5   | 439      | 23                                       | 437      | 6  | 436      | 9         | 422                                       | 9        | -0.67 |
| 11           | DJ85 11                                   | 0.05574  | 5  | 0.55256  | 96                                       | 0.07182  | 16  | 0.02092  | 5   | 442      | 22                                       | 447      | 6  | 447      | 9         | 418                                       | 10       | 1.3   |
| 12           | DJ85 12                                   | 0.05577  | 10                                       | 0.55923  | 204                                      | 0.07265  | 20  | 0.0191   | 9   | 443      | 42                                       | 451      | 13                                       | 452      | 12        | 382                                       | 18       | 2.18  |
| 13           | DJ85 13                                   | 0.05517  | 5  | 0.51605  | 101                                      | 0.06778  | 15  | 0.02017  | 5   | 419      | 22                                       | 423      | 7  | 423      | 9         | 404                                       | 11       | 0.99  |
| 14           | DJ85 14                                   | 0.05512  | 5  | 0.51432  | 103                                      | 0.06761  | 15  | 0.01975  | 5   | 417      | 23                                       | 421      | 7  | 422      | 9         | 395                                       | 11       | 1.25  |
| 15           | DJ85 16                                   | 0.05548  | 11                                       | 0.53057  | 214                                      | 0.0693   | 20  | 0.01903  | 11  | 432      | 39                                       | 432      | 14                                       | 432      | 12        | 381                                       | 21       | 0.16  |
| 16           | DJ85 17                                   | 0.05559  | 9  | 0.53877  | 189                                      | 0.07024  | 19  | 0.02345  | 13  | 436      | 38                                       | 438      | 12                                       | 438      | 11        | 469                                       | 25       | 0.45  |
| 17           | DJ85 18                                   | 0.05542  | 5  | 0.5269   | 106                                      | 0.06891  | 15  | 0.02066  | 6   | 429      | 23                                       | 430      | 7  | 430      | 9         | 413                                       | 11       | 0.15  |
| 18           | DJ85 19                                   | 0.05555  | 6  | 0.53508  | 71                                       | 0.06981  | 15  | 0.02023  | 4   | 434      | 25                                       | 435      | 5  | 435      | 9         | 405                                       | 7        | 0.21  |
| 19           | DJ85 20                                   | 0.05554  | 6  | 0.52711  | 121                                      | 0.06878  | 16  | 0.01974  | 6   | 434      | 22                                       | 430      | 8  | 429      | 10        | 395                                       | 12       | -1.17 |
| 20           | DJ85 21                                   | 0.05556  | 8  | 0.53793  | 165                                      | 0.07017  | 18  | 0.01894  | 9   | 435      | 31                                       | 437      | 11                                       | 437      | 11        | 379                                       | 17       | 0.63  |
| 21           | DJ85 22                                   | 0.05545  | 5  | 0.52276  | 107                                      | 0.06833  | 15  | 0.02032  | 6   | 430      | 22                                       | 427      | 7  | 426      | 9         | 407                                       | 11       | -0.97 |
| 22           | DJ85 23                                   | 0.05582  | 5  | 0.5485   | 107                                      | 0.07123  | 16  | 0.0211   | 5   | 445      | 21                                       | 444      | 7  | 444      | 10        | 422                                       | 11       | -0.33 |
| 23           | DJ85 24                                   | 0.05562  | 6  | 0.53374  | 72                                       | 0.06956  | 15  | 0.01989  | 4   | 437      | 23                                       | 434      | 5  | 434      | 9         | 398                                       | 7        | -0.83 |
| 24           | DJ85 25                                   | 0.05501  | 5  | 0.51652  | 108                                      | 0.06806  | 15  | 0.0184   | 5   | 413      | 23                                       | 423      | 7  | 424      | 9         | 369                                       | 10       | 3.02  |
| 25           | DJ85 26                                   | 0.05532  | 6  | 0.52395  | 77                                       | 0.06865  | 15  | 0.01896  | 4   | 425      | 23                                       | 428      | 5  | 428      | 9         | 380                                       | 8        | 0.75  |
| 26           | DJ85 27                                   | 0.05502  | 5  | 0.48501  | 90                                       | 0.0639   | 14  | 0.01893  | 4   | 413      | 22                                       | 402      | 6  | 399      | 9         | 379                                       | 8        | -3.38 |
| 27           | DJ85 28                                   | 0.05572  | 6  | 0.55052  | 127                                      | 0.07162  | 17  | 0.02007  | 6   | 441      | 25                                       | 445      | 8  | 446      | 10        | 402                                       | 12       | 1.15  |
| 28           | DJ85 29                                   | 0.05587  | 6  | 0.54239  | 130                                      | 0.07038  | 17  | 0.01906  | 6   | 447      | 23                                       | 440      | 9  | 438      | 10        | 382                                       | 12       | -1.99 |
| 29           | DJ85 30                                   | 0.05559  | 6  | 0.54118  | 87                                       | 0.07058  | 15  | 0.02042  | 4   | 436      | 22                                       | 439      | 6  | 440      | 9         | 409                                       | 9        | 0.9   |
| 30           | DJ85 31                                   | 0.05605  | 6  | 0.56197  | 76                                       | 0.07269  | 15  | 0.02078  | 4   | 454      | 22                                       | 453      | 5  | 452      | 9         | 416                                       | 7        | -0.42 |
| 31           | DJ85 32                                   | 0.05557  | 6  | 0.53579  | 139                                      | 0.0699   | 17  | 0.02288  | 10  | 435      | 26                                       | 436      | 9  | 436      | 10        | 457                                       | 19       | 0.12  |
| 32           | DJ85 34                                   | 0.05581  | 6  | 0.5498   | 142                                      | 0.07143  | 17  | 0.02116  | 7   | 445      | 24                                       | 445      | 9  | 445      | 10        | 423                                       | 14       | 0.01  |
| 33           | DJ85 35                                   | 0.05561  | 6  | 0.541    | 84                                       | 0.07054  | 15  | 0.01997  | 4   | 437      | 20                                       | 439      | 6  | 439      | 9         | 400                                       | 8        | 0.63  |
| 34           | DJ85 36                                   | 0.05555  | 5  | 0.53571  | 102                                      | 0.06992  | 16  | 0.01949  | 5   | 434      | 22                                       | 436      | 7  | 436      | 9         | 390                                       | 10       | 0.33  |
| 35           | DJ85 37                                   | 0.05552  | 6  | 0.53264  | 80                                       | 0.06956  | 15  | 0.01925  | 4   | 433      | 21                                       | 434      | 5  | 434      | 9         | 385                                       | 8        | 0.09  |
| 36           | DJ85 38                                   | 0.0558   | 6  | 0.54729  | 92                                       | 0.07112  | 16  | 0.02144  | 4   | 444      | 22                                       | 443      | 6  | 443      | 9         | 429                                       | 9        | -0.33 |
| 37           | DJ85 39                                   | 0.05538  | 6  | 0.52336  | 69                                       | 0.06853  | 15  | 0.01911  | 3   | 428      | 25                                       | 427      | 5  | 427      | 9         | 383                                       | 7        | -0.06 |



| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             | Age (Ma)                                  |             |  |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |       |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|-------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |       |
| 38           | DJ85 41                                   | 0.05572     | 6  | 0.53877     | 125                                      | 0.07012     | 16  | 0.02157     | 9   | 441         | 23                                       | 438         | 8  | 437         | 10  | 431         | 17           | -1.01 |
| 39           | DJ85 42                                   | 0.05571     | 6  | 0.54309     | 82                                       | 0.0707      | 15  | 0.02021     | 4   | 441         | 23                                       | 440         | 5  | 440         | 9   | 404         | 8            | -0.1  |
| 40           | DJ85 43                                   | 0.05625     | 6  | 0.57639     | 77                                       | 0.07432     | 16  | 0.02151     | 4   | 462         | 26                                       | 462         | 5  | 462         | 9   | 430         | 8            | -0.03 |
| 41           | DJ85 44                                   | 0.05567     | 6  | 0.53886     | 73                                       | 0.07019     | 15  | 0.0205      | 4   | 439         | 23                                       | 438         | 5  | 437         | 9   | 410         | 7            | -0.44 |
| 42           | DJ85 45                                   | 0.0556      | 9  | 0.55283     | 195                                      | 0.07211     | 19  | 0.02206     | 9   | 436         | 36                                       | 447         | 13                                       | 449         | 12  | 441         | 19           | 2.95  |
| 43           | DJ85 46                                   | 0.05543     | 6  | 0.53032     | 90                                       | 0.06939     | 15  | 0.02027     | 5   | 430         | 22                                       | 432         | 6  | 432         | 9   | 406         | 9            | 0.69  |
| 44           | DJ85 47                                   | 0.05573     | 6  | 0.55011     | 112                                      | 0.0716      | 16  | 0.02145     | 6   | 442         | 21                                       | 445         | 7  | 446         | 10  | 429         | 12           | 0.96  |
| 45           | DJ85 48                                   | 0.0555      | 6  | 0.53037     | 119                                      | 0.06932     | 16  | 0.01942     | 7   | 432         | 23                                       | 432         | 8  | 432         | 10  | 389         | 13           | -0.1  |
| 46           | DJ85 49                                   | 0.05595     | 7  | 0.57191     | 169                                      | 0.07415     | 19  | 0.02141     | 9   | 450         | 29                                       | 459         | 11                                       | 461         | 11  | 428         | 17           | 2.45  |
| 47           | DJ85 50                                   | 0.05543     | 6  | 0.53018     | 114                                      | 0.06938     | 16  | 0.01961     | 6   | 430         | 24                                       | 432         | 8  | 432         | 10  | 393         | 13           | 0.66  |
| 48           | DJ85 51                                   | 0.05567     | 6  | 0.5377      | 92                                       | 0.07007     | 15  | 0.01818     | 5   | 439         | 21                                       | 437         | 6  | 437         | 9   | 364         | 9            | -0.65 |
| 49           | DJ85 52                                   | 0.05625     | 7  | 0.58007     | 155                                      | 0.07482     | 18  | 0.023       | 8   | 462         | 25                                       | 465         | 10                                       | 465         | 11  | 460         | 16           | 0.61  |
| 50           | DJ85 53                                   | 0.05598     | 6  | 0.56402     | 102                                      | 0.07309     | 16  | 0.0207      | 5   | 452         | 21                                       | 454         | 7  | 455         | 10  | 414         | 11           | 0.7   |
| 51           | DJ85 54                                   | 0.05594     | 6  | 0.55706     | 90                                       | 0.07225     | 16  | 0.02101     | 5   | 450         | 23                                       | 450         | 6  | 450         | 9   | 420         | 10           | -0.1  |
| 52           | DJ85 55                                   | 0.05642     | 6  | 0.58564     | 149                                      | 0.0753      | 18  | 0.02135     | 8   | 469         | 25                                       | 468         | 10                                       | 468         | 11  | 427         | 17           | -0.23 |
| 53           | DJ85 56                                   | 0.05578     | 6  | 0.55483     | 85                                       | 0.07216     | 16  | 0.02064     | 4   | 444         | 24                                       | 448         | 6  | 449         | 9   | 413         | 8            | 1.26  |
| 54           | DJ85 57                                   | 0.05594     | 6  | 0.55974     | 103                                      | 0.0726      | 16  | 0.02161     | 6   | 450         | 23                                       | 451         | 7  | 452         | 10  | 432         | 12           | 0.38  |
| 55           | DJ85 58                                   | 0.05658     | 6  | 0.59334     | 104                                      | 0.07609     | 17  | 0.02281     | 6   | 475         | 21                                       | 473         | 7  | 473         | 10  | 456         | 11           | -0.58 |
| 56           | DJ85 59                                   | 0.05618     | 6  | 0.57361     | 83                                       | 0.07409     | 16  | 0.02152     | 5   | 459         | 21                                       | 460         | 5  | 461         | 10  | 430         | 9            | 0.23  |
| 57           | DJ85 60                                   | 0.05604     | 6  | 0.56579     | 109                                      | 0.07325     | 17  | 0.02001     | 5   | 454         | 22                                       | 455         | 7  | 456         | 10  | 400         | 9            | 0.37  |
| 58           | DJ85 61                                   | 0.05585     | 6  | 0.54918     | 129                                      | 0.07135     | 17  | 0.02178     | 7   | 446         | 25                                       | 444         | 8  | 444         | 10  | 435         | 13           | -0.54 |
| 59           | DJ85 62                                   | 0.05569     | 6  | 0.54179     | 114                                      | 0.07059     | 16  | 0.02047     | 6   | 440         | 22                                       | 440         | 8  | 440         | 10  | 410         | 12           | -0.12 |
| 60           | DJ85 63                                   | 0.05578     | 6  | 0.54865     | 133                                      | 0.07138     | 17  | 0.02459     | 9   | 444         | 26                                       | 444         | 9  | 444         | 10  | 491         | 17           | 0.14  |
| 61           | DJ85 64                                   | 0.05606     | 6  | 0.56468     | 100                                      | 0.0731      | 16  | 0.02051     | 5   | 455         | 22                                       | 455         | 6  | 455         | 10  | 410         | 10           | -0.05 |
| 62           | DJ85 65                                   | 0.05631     | 6  | 0.5788      | 107                                      | 0.07459     | 17  | 0.02164     | 6   | 465         | 22                                       | 464         | 7  | 464         | 10  | 433         | 11           | -0.25 |
| DJ57         |   |             |  |             |  |             |   |             |   |             |  |             |  |             |   |             |              |       |
| 1            | DJ57-3                                    | 0.0711      | 11                                       | 1.5637      | 264                                      | 0.15952     | 21  | 0.04042     | 14  | 960         | 16                                       | 956         | 10                                       | 954         | 12  | 801         | 26           | -0.7  |
| 2            | DJ57-4                                    | 0.05514     | 9  | 0.51562     | 87                                       | 0.06783     | 9   | 0.01818     | 6   | 418         | 18                                       | 422         | 6  | 423         | 5   | 364         | 12           | 1.3   |
| 3            | DJ57-6                                    | 0.05507     | 11                                       | 0.52617     | 108                                      | 0.0693      | 9   | 0.01805     | 6   | 415         | 23                                       | 429         | 7  | 432         | 6   | 362         | 12           | 4.2   |
| 4            | DJ57-7                                    | 0.06509     | 9  | 1.14595     | 168                                      | 0.1277      | 16  | 0.03301     | 11  | 777         | 14                                       | 775         | 8  | 775         | 9   | 656         | 21           | -0.4  |
| 5            | DJ57-10                                   | 0.16349     | 22                                       | 10.31446    | 1530                                     | 0.45764     | 61  | 0.105       | 33  | 2492        | 11                                       | 2463        | 14                                       | 2429        | 27  | 2018        | 61           | -3    |
| 6            | DJ57-11                                   | 0.05551     | 18                                       | 0.55407     | 180                                      | 0.07239     | 12  | 0.0162      | 7   | 433         | 44                                       | 448         | 12                                       | 451         | 7   | 325         | 14           | 4.2   |
| 7            | DJ57-13                                   | 0.25829     | 30                                       | 23.4275     | 3141                                     | 0.65781     | 84  | 0.13356     | 40  | 3236        | 10                                       | 3245        | 13                                       | 3259        | 33  | 2534        | 71           | 0.9   |

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          | Age (Ma)                                  |          |  |          |  |          |   |          | Disc* (%) |      |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|-----------|------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |           |      |
| 8            | DJ57-14                                   | 0.05866  | 16                                       | 0.71995  | 197                                      | 0.08901  | 13  | 0.02002  | 8   | 555      | 34                                       | 551      | 12                                       | 550      | 8   | 401      | 15        | -0.9 |
| 9            | DJ57-15                                   | 0.05608  | 14                                       | 0.53712  | 137                                      | 0.06946  | 10  | 0.01588  | 5   | 456      | 32                                       | 437      | 9  | 433      | 6   | 318      | 11        | -5.1 |
| 10           | DJ57-17                                   | 0.16378  | 20                                       | 10.67278 | 1464                                     | 0.47261  | 61  | 0.09857  | 29  | 2495     | 10                                       | 2495     | 13                                       | 2495     | 27  | 1900     | 54        | 0    |
| 11           | DJ57-18                                   | 0.05577  | 19                                       | 0.53664  | 177                                      | 0.06979  | 11  | 0.01637  | 6   | 443      | 45                                       | 436      | 12                                       | 435      | 7   | 328      | 12        | -1.9 |
| 12           | DJ57-21                                   | 0.06022  | 21                                       | 0.81745  | 285                                      | 0.09846  | 17  | 0.02017  | 6   | 611      | 46                                       | 607      | 16                                       | 605      | 10  | 404      | 13        | -1.1 |
| 13           | DJ57-22                                   | 0.13564  | 23                                       | 7.67001  | 1396                                     | 0.41013  | 60  | 0.07442  | 22  | 2172     | 14                                       | 2193     | 16                                       | 2216     | 28  | 1451     | 40        | 2.4  |
| 14           | DJ57-23                                   | 0.05538  | 10                                       | 0.54164  | 106                                      | 0.07094  | 10  | 0.01482  | 4   | 428      | 21                                       | 440      | 7  | 442      | 6   | 297      | 9         | 3.4  |
| 15           | DJ57-24                                   | 0.05517  | 9  | 0.54296  | 94                                       | 0.07138  | 10  | 0.01429  | 4   | 419      | 18                                       | 440      | 6  | 444      | 6   | 287      | 8         | 6.3  |
| 16           | DJ57-25                                   | 0.05544  | 10                                       | 0.55276  | 101                                      | 0.07232  | 10  | 0.01428  | 4   | 430      | 19                                       | 447      | 7  | 450      | 6   | 287      | 8         | 4.8  |
| 17           | DJ57-26                                   | 0.05555  | 9  | 0.55636  | 96                                       | 0.07264  | 10  | 0.01454  | 4   | 434      | 18                                       | 449      | 6  | 452      | 6   | 292      | 8         | 4.2  |
| 18           | DJ57-27                                   | 0.05965  | 13                                       | 0.79631  | 173                                      | 0.09682  | 14  | 0.01953  | 5   | 591      | 24                                       | 595      | 10                                       | 596      | 8   | 391      | 10        | 0.9  |
| 19           | DJ57-28                                   | 0.0654   | 9  | 1.1041   | 175                                      | 0.12245  | 16  | 0.02994  | 8   | 787      | 15                                       | 755      | 8  | 745      | 9   | 596      | 16        | -5.7 |
| 20           | DJ57-29                                   | 0.05995  | 13                                       | 0.83667  | 183                                      | 0.10122  | 14  | 0.02012  | 6   | 602      | 24                                       | 617      | 10                                       | 622      | 8   | 403      | 11        | 3.4  |
| 21           | DJ57-30                                   | 0.0564   | 18                                       | 0.57254  | 180                                      | 0.07363  | 12  | 0.01475  | 5   | 468      | 41                                       | 460      | 12                                       | 458      | 7   | 296      | 11        | -2.3 |
| 22           | DJ57-31                                   | 0.07462  | 10                                       | 1.72872  | 257                                      | 0.16809  | 22  | 0.03708  | 10  | 1058     | 13                                       | 1019     | 10                                       | 1002     | 12  | 736      | 19        | -5.8 |
| 23           | DJ57-32                                   | 0.05678  | 9  | 0.55268  | 95                                       | 0.07063  | 10  | 0.01558  | 4   | 483      | 18                                       | 447      | 6  | 440      | 6   | 312      | 8         | -9.3 |
| 24           | DJ57-34                                   | 0.1638   | 20                                       | 10.42422 | 1482                                     | 0.46172  | 62  | 0.08948  | 24  | 2495     | 11                                       | 2473     | 13                                       | 2447     | 27  | 1732     | 44        | -2.4 |
| 25           | DJ57-35                                   | 0.06934  | 10                                       | 1.40881  | 229                                      | 0.14742  | 20  | 0.03269  | 11  | 909      | 15                                       | 893      | 10                                       | 886      | 11  | 650      | 22        | -2.7 |
| 26           | DJ57-37                                   | 0.07548  | 15                                       | 1.79962  | 362                                      | 0.17299  | 25  | 0.03605  | 10  | 1081     | 20                                       | 1045     | 13                                       | 1029     | 14  | 716      | 19        | -5.3 |
| 27           | DJ57-38                                   | 0.07311  | 11                                       | 1.63539  | 268                                      | 0.16229  | 22  | 0.0333   | 9   | 1017     | 15                                       | 984      | 10                                       | 969      | 12  | 662      | 18        | -5.1 |
| 28           | DJ57-39                                   | 0.05733  | 10                                       | 0.58446  | 110                                      | 0.07397  | 10  | 0.01582  | 4   | 504      | 20                                       | 467      | 7  | 460      | 6   | 317      | 8         | -9.1 |
| 29           | DJ57-41                                   | 0.05697  | 9  | 0.57196  | 100                                      | 0.07283  | 10  | 0.01846  | 5   | 490      | 18                                       | 459      | 6  | 453      | 6   | 370      | 11        | -7.9 |
| 30           | DJ57-43                                   | 0.07076  | 11                                       | 1.51723  | 253                                      | 0.15553  | 21  | 0.0368   | 11  | 950      | 16                                       | 937      | 10                                       | 932      | 12  | 730      | 21        | -2.1 |
| 31           | DJ57-44                                   | 0.05738  | 12                                       | 0.60482  | 127                                      | 0.07646  | 11  | 0.01901  | 6   | 506      | 23                                       | 480      | 8  | 475      | 6   | 381      | 12        | -6.4 |
| 32           | DJ57-45                                   | 0.10153  | 24                                       | 4.3474   | 1022                                     | 0.31061  | 49  | 0.06887  | 25  | 1652     | 22                                       | 1702     | 19                                       | 1744     | 24  | 1346     | 47        | 6.3  |
| 33           | DJ57-46                                   | 0.05676  | 7  | 0.56321  | 83                                       | 0.07197  | 9   | 0.01792  | 5   | 482      | 15                                       | 454      | 5  | 448      | 6   | 359      | 10        | -7.3 |
| 34           | DJ57-47                                   | 0.0565   | 11                                       | 0.58996  | 115                                      | 0.07575  | 10  | 0.01987  | 6   | 472      | 21                                       | 471      | 7  | 471      | 6   | 398      | 12        | -0.3 |
| 35           | DJ57-49                                   | 0.10605  | 14                                       | 4.52176  | 671                                      | 0.30928  | 41  | 0.07242  | 21  | 1733     | 12                                       | 1735     | 12                                       | 1737     | 20  | 1413     | 40        | 0.3  |
| 36           | DJ57-50                                   | 0.07484  | 9  | 1.87116  | 265                                      | 0.18137  | 23  | 0.04445  | 13  | 1064     | 13                                       | 1071     | 9  | 1074     | 13  | 879      | 25        | 1    |
| 37           | DJ57-52                                   | 0.08057  | 14                                       | 2.19561  | 411                                      | 0.19775  | 28  | 0.03332  | 11  | 1211     | 17                                       | 1180     | 13                                       | 1163     | 15  | 662      | 21        | -4.4 |
| 38           | DJ57-53                                   | 0.05476  | 11                                       | 0.50698  | 109                                      | 0.06718  | 10  | 0.01183  | 4   | 402      | 24                                       | 416      | 7  | 419      | 6   | 238      | 7         | 4.2  |
| 39           | DJ57-54                                   | 0.1816   | 21                                       | 12.67186 | 1748                                     | 0.50633  | 67  | 0.07787  | 22  | 2668     | 10                                       | 2656     | 13                                       | 2641     | 29  | 1516     | 42        | -1.3 |
| 40           | DJ57-55                                   | 0.05568  | 12                                       | 0.53908  | 124                                      | 0.07025  | 10  | 0.01274  | 4   | 440      | 27                                       | 438      | 8  | 438      | 6   | 256      | 8         | -0.5 |

| Analysis No. | Ratios                                    |          |  |          |  |          |   |          | Age (Ma)                                  |          |  |          |  |          |   |          | Disc* (%) |      |
|--------------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|---|----------|--|----------|--|----------|---|----------|-----------|------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$ 1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$ 1s |           |      |
| 41           | DJ57-56                                   | 0.06835  | 11                                       | 1.29447  | 231                                      | 0.13743  | 19  | 0.02442  | 9   | 879      | 17                                       | 843      | 10                                       | 830      | 11  | 488      | 17        | -6   |
| 42           | DJ57-58                                   | 0.08924  | 12                                       | 2.91479  | 458                                      | 0.23701  | 32  | 0.04064  | 12  | 1409     | 13                                       | 1386     | 12                                       | 1371     | 17  | 805      | 24        | -3.1 |
| 43           | DJ57-59                                   | 0.06733  | 15                                       | 1.28505  | 289                                      | 0.13849  | 21  | 0.02572  | 8   | 848      | 24                                       | 839      | 13                                       | 836      | 12  | 513      | 16        | -1.5 |
| 44           | DJ57-61                                   | 0.18547  | 21                                       | 13.24326 | 1814                                     | 0.51798  | 68  | 0.09604  | 28  | 2702     | 10                                       | 2697     | 13                                       | 2691     | 29  | 1854     | 51        | -0.6 |
| 45           | DJ57-62                                   | 0.08985  | 12                                       | 3.05048  | 465                                      | 0.24629  | 33  | 0.05012  | 15  | 1422     | 13                                       | 1420     | 12                                       | 1419     | 17  | 988      | 29        | -0.3 |
| 46           | DJ57-63                                   | 0.06229  | 16                                       | 0.95526  | 250                                      | 0.11124  | 17  | 0.02175  | 8   | 684      | 31                                       | 681      | 13                                       | 680      | 10  | 435      | 17        | -0.7 |
| 47           | DJ57-64                                   | 0.0658   | 14                                       | 1.20888  | 261                                      | 0.13327  | 19  | 0.0279   | 9   | 800      | 23                                       | 805      | 12                                       | 806      | 11  | 556      | 18        | 0.8  |
| 48           | DJ57-65                                   | 0.15355  | 18                                       | 9.45804  | 1323                                     | 0.44681  | 59  | 0.08639  | 26  | 2386     | 11                                       | 2383     | 13                                       | 2381     | 26  | 1675     | 48        | -0.3 |
| 49           | DJ57-66                                   | 0.16046  | 19                                       | 10.25457 | 1429                                     | 0.46359  | 61  | 0.09079  | 26  | 2461     | 11                                       | 2458     | 13                                       | 2455     | 27  | 1756     | 48        | -0.3 |
| 50           | DJ57-67                                   | 0.05612  | 10                                       | 0.54756  | 105                                      | 0.07077  | 10  | 0.01508  | 5   | 457      | 20                                       | 443      | 7  | 441      | 6   | 303      | 10        | -3.7 |
| 51           | DJ57-68                                   | 0.11884  | 18                                       | 5.75398  | 967                                      | 0.35121  | 50  | 0.07391  | 25  | 1939     | 14                                       | 1940     | 15                                       | 1940     | 24  | 1441     | 47        | 0.1  |
| 52           | DJ57-69                                   | 0.07803  | 11                                       | 2.12279  | 326                                      | 0.19735  | 26  | 0.04094  | 12  | 1148     | 14                                       | 1156     | 11                                       | 1161     | 14  | 811      | 23        | 1.3  |
| 53           | DJ57-70                                   | 0.05577  | 8  | 0.56622  | 94                                       | 0.07365  | 10  | 0.01559  | 5   | 443      | 17                                       | 456      | 6  | 458      | 6   | 313      | 9         | 3.5  |
| 54           | DJ57-71                                   | 0.06958  | 11                                       | 1.45625  | 249                                      | 0.15182  | 20  | 0.0316   | 8   | 916      | 16                                       | 912      | 10                                       | 911      | 11  | 629      | 16        | -0.6 |
| 55           | DJ57-72                                   | 0.06266  | 8  | 0.98447  | 148                                      | 0.11397  | 15  | 0.02288  | 6   | 697      | 14                                       | 696      | 8  | 696      | 9   | 457      | 13        | -0.2 |
| 56           | DJ57-73                                   | 0.0684   | 10                                       | 1.31738  | 209                                      | 0.13971  | 19  | 0.02744  | 7   | 881      | 15                                       | 853      | 9  | 843      | 10  | 547      | 15        | -4.6 |
| 57           | DJ57-74                                   | 0.06921  | 9  | 1.44323  | 221                                      | 0.15126  | 20  | 0.0308   | 9   | 905      | 14                                       | 907      | 9  | 908      | 11  | 613      | 17        | 0.3  |
| 58           | DJ57-76                                   | 0.11318  | 14                                       | 5.05352  | 708                                      | 0.32391  | 42  | 0.06296  | 17  | 1851     | 11                                       | 1828     | 12                                       | 1809     | 21  | 1234     | 31        | -2.6 |
| 59           | DJ57-77                                   | 0.06852  | 14                                       | 1.38933  | 300                                      | 0.14708  | 21  | 0.03096  | 9   | 884      | 23                                       | 884      | 13                                       | 885      | 12  | 616      | 18        | 0    |
| 60           | DJ57-78                                   | 0.10793  | 13                                       | 4.58601  | 633                                      | 0.30824  | 40  | 0.05999  | 16  | 1765     | 11                                       | 1747     | 12                                       | 1732     | 20  | 1178     | 30        | -2.1 |
| 61           | DJ57-79                                   | 0.23836  | 27                                       | 20.35415 | 2728                                     | 0.61945  | 80  | 0.08946  | 23  | 3109     | 10                                       | 3108     | 13                                       | 3108     | 32  | 1732     | 43        | -0.1 |
| 62           | DJ57-80                                   | 0.06854  | 10                                       | 1.37811  | 213                                      | 0.14586  | 19  | 0.03021  | 9   | 885      | 14                                       | 880      | 9  | 878      | 11  | 602      | 18        | -0.9 |
| 63           | DJ57-82                                   | 0.0746   | 12                                       | 1.75995  | 291                                      | 0.17115  | 22  | 0.03868  | 12  | 1058     | 15                                       | 1031     | 11                                       | 1018     | 12  | 767      | 22        | -4   |
| 64           | DJ57-84                                   | 0.0764   | 9  | 1.9145   | 265                                      | 0.18179  | 23  | 0.0445   | 13  | 1106     | 12                                       | 1086     | 9  | 1077     | 12  | 880      | 25        | -2.9 |
| 65           | DJ57-86                                   | 0.05634  | 20                                       | 0.54887  | 190                                      | 0.07067  | 11  | 0.01782  | 8   | 466      | 48                                       | 444      | 12                                       | 440      | 7   | 357      | 16        | -5.7 |
| 66           | DJ57-88                                   | 0.16615  | 20                                       | 10.90641 | 1489                                     | 0.47622  | 60  | 0.10605  | 31  | 2519     | 10                                       | 2515     | 13                                       | 2511     | 26  | 2037     | 56        | -0.4 |
| 67           | DJ57-89                                   | 0.07241  | 9  | 1.64316  | 222                                      | 0.16464  | 20  | 0.03823  | 11  | 997      | 12                                       | 987      | 9  | 983      | 11  | 758      | 21        | -1.7 |
| 68           | DJ57-92                                   | 0.07221  | 11                                       | 1.62243  | 267                                      | 0.16296  | 21  | 0.04229  | 14  | 992      | 16                                       | 979      | 10                                       | 973      | 12  | 837      | 27        | -2   |
| 69           | DJ57-93                                   | 0.16442  | 19                                       | 10.69785 | 1418                                     | 0.47195  | 58  | 0.11537  | 37  | 2502     | 10                                       | 2497     | 12                                       | 2492     | 25  | 2207     | 67        | -0.5 |
| 70           | DJ57-94                                   | 0.05654  | 9  | 0.56447  | 93                                       | 0.07241  | 9   | 0.02047  | 7   | 474      | 17                                       | 454      | 6  | 451      | 5   | 410      | 13        | -5   |
| 71           | DJ57-97                                   | 0.08873  | 11                                       | 2.94511  | 396                                      | 0.24074  | 30  | 0.06384  | 21  | 1398     | 12                                       | 1394     | 10                                       | 1391     | 15  | 1251     | 39        | -0.6 |
| DJ81         |   |          |  |          |  |          |   |          |   |          |  |          |  |          |   |          |           |      |
| 1            | DJ81-002                                  | 0.05569  | 16                                       | 0.49833  | 146                                      | 0.06491  | 10  | 0.0173   | 7   | 440      | 38                                       | 411      | 10                                       | 405      | 6   | 347      | 14        | -8.1 |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             | Age (Ma)                                  |             |  |             |  |             | Disc*<br>(%) |   |             |      |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|--------------|---|-------------|------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s |              | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |      |
| 2            | DJ81-004                                  | 0.05613     | 14                                       | 0.52109     | 132                                      | 0.06733     | 10  | 0.01823     | 7   | 458         | 31                                       | 426         | 9  | 420         | 6            | 365                                       | 13          | -8.5 |
| 3            | DJ81-006                                  | 0.05587     | 11                                       | 0.56101     | 116                                      | 0.07283     | 10  | 0.01909     | 7   | 447         | 23                                       | 452         | 8  | 453         | 6            | 382                                       | 14          | 1.4  |
| 4            | DJ81-008                                  | 0.05706     | 20                                       | 0.56433     | 192                                      | 0.07173     | 12  | 0.02011     | 10  | 494         | 46                                       | 454         | 12                                       | 447         | 7            | 402                                       | 19          | -9.9 |
| 5            | DJ81-010                                  | 0.05616     | 13                                       | 0.50267     | 119                                      | 0.06492     | 9   | 0.01719     | 6   | 459         | 28                                       | 414         | 8  | 405         | 6            | 344                                       | 12          | -12  |
| 6            | DJ81-012                                  | 0.05575     | 16                                       | 0.52069     | 150                                      | 0.06774     | 10  | 0.01932     | 9   | 442         | 38                                       | 426         | 10                                       | 423         | 6            | 387                                       | 17          | -4.6 |
| 7            | DJ81-013                                  | 0.05618     | 11                                       | 0.53299     | 108                                      | 0.06882     | 9   | 0.01988     | 8   | 459         | 23                                       | 434         | 7  | 429         | 6            | 398                                       | 15          | -6.9 |
| 8            | DJ81-015                                  | 0.05539     | 15                                       | 0.53101     | 140                                      | 0.06953     | 10  | 0.02026     | 9   | 428         | 34                                       | 432         | 9  | 433         | 6            | 405                                       | 17          | 1.3  |
| 9            | DJ81-016                                  | 0.05552     | 23                                       | 0.50492     | 207                                      | 0.06596     | 12  | 0.01842     | 9   | 433         | 59                                       | 415         | 14                                       | 412         | 7            | 369                                       | 17          | -5.1 |
| 10           | DJ81-017                                  | 0.05715     | 27                                       | 0.60897     | 283                                      | 0.07729     | 15  | 0.02301     | 15  | 497         | 69                                       | 483         | 18                                       | 480         | 9            | 460                                       | 29          | -3.6 |
| 11           | DJ81-018                                  | 0.05616     | 14                                       | 0.52047     | 131                                      | 0.06722     | 10  | 0.01931     | 8   | 459         | 31                                       | 425         | 9  | 419         | 6            | 387                                       | 16          | -8.9 |
| 12           | DJ81-019                                  | 0.05602     | 15                                       | 0.51398     | 140                                      | 0.06655     | 10  | 0.0193      | 9   | 453         | 35                                       | 421         | 9  | 415         | 6            | 386                                       | 18          | -8.6 |
| 13           | DJ81-020                                  | 0.05617     | 20                                       | 0.52767     | 184                                      | 0.06814     | 11  | 0.02016     | 10  | 459         | 48                                       | 430         | 12                                       | 425         | 7            | 403                                       | 19          | -7.7 |
| 14           | DJ81-022                                  | 0.05527     | 16                                       | 0.55085     | 158                                      | 0.07232     | 11  | 0.02022     | 10  | 423         | 37                                       | 446         | 10                                       | 450         | 7            | 405                                       | 19          | 6.5  |
| 15           | DJ81-024                                  | 0.0565      | 8  | 0.56543     | 93                                       | 0.07261     | 10  | 0.01805     | 6   | 472         | 17                                       | 455         | 6  | 452         | 6            | 362                                       | 12          | -4.5 |
| 16           | DJ81-025                                  | 0.05585     | 14                                       | 0.54238     | 139                                      | 0.07046     | 11  | 0.01809     | 7   | 446         | 31                                       | 440         | 9  | 439         | 6            | 362                                       | 14          | -1.8 |
| 17           | DJ81-026                                  | 0.05562     | 11                                       | 0.55539     | 119                                      | 0.07245     | 10  | 0.01823     | 8   | 437         | 24                                       | 449         | 8  | 451         | 6            | 365                                       | 15          | 3.2  |
| 18           | DJ81-027                                  | 0.05563     | 10                                       | 0.51083     | 96                                       | 0.06663     | 9   | 0.01737     | 6   | 438         | 20                                       | 419         | 6  | 416         | 6            | 348                                       | 12          | -5.2 |
| 19           | DJ81-028                                  | 0.05597     | 12                                       | 0.53324     | 120                                      | 0.06912     | 10  | 0.01783     | 7   | 451         | 26                                       | 434         | 8  | 431         | 6            | 357                                       | 13          | -4.7 |
| 20           | DJ81-029                                  | 0.05568     | 22                                       | 0.52349     | 202                                      | 0.06821     | 12  | 0.01868     | 10  | 440         | 55                                       | 427         | 13                                       | 425         | 7            | 374                                       | 19          | -3.4 |
| 21           | DJ81-030                                  | 0.05498     | 11                                       | 0.5311      | 116                                      | 0.07008     | 10  | 0.01742     | 7   | 411         | 25                                       | 433         | 8  | 437         | 6            | 349                                       | 13          | 6.3  |
| 22           | DJ81-034                                  | 0.05655     | 38                                       | 0.56861     | 373                                      | 0.07291     | 18  | 0.02035     | 20  | 474         | 102                                      | 457         | 24                                       | 454         | 11           | 407                                       | 40          | -4.4 |
| 23           | DJ81-035                                  | 0.05686     | 16                                       | 0.5659      | 157                                      | 0.07218     | 11  | 0.01893     | 10  | 486         | 35                                       | 455         | 10                                       | 449         | 7            | 379                                       | 20          | -7.8 |
| 24           | DJ81-038                                  | 0.05563     | 12                                       | 0.49917     | 108                                      | 0.06507     | 9   | 0.01707     | 9   | 438         | 24                                       | 411         | 7  | 406         | 6            | 342                                       | 17          | -7.4 |
| 25           | DJ81-041                                  | 0.05609     | 21                                       | 0.52341     | 194                                      | 0.06769     | 11  | 0.01851     | 10  | 456         | 53                                       | 427         | 13                                       | 422         | 7            | 371                                       | 19          | -7.7 |
| 26           | DJ81-044                                  | 0.05659     | 28                                       | 0.54228     | 259                                      | 0.06951     | 14  | 0.01939     | 12  | 476         | 70                                       | 440         | 17                                       | 433         | 8            | 388                                       | 25          | -9.2 |
| 27           | DJ81-045                                  | 0.05669     | 22                                       | 0.55256     | 212                                      | 0.0707      | 13  | 0.02037     | 12  | 479         | 53                                       | 447         | 14                                       | 440         | 8            | 408                                       | 24          | -8.5 |
| 28           | DJ81-046                                  | 0.0562      | 12                                       | 0.54006     | 124                                      | 0.0697      | 10  | 0.01867     | 8   | 460         | 26                                       | 438         | 8  | 434         | 6            | 374                                       | 15          | -5.8 |
| 29           | DJ81-048                                  | 0.05636     | 11                                       | 0.58225     | 124                                      | 0.07493     | 11  | 0.02147     | 9   | 467         | 24                                       | 466         | 8  | 466         | 6            | 429                                       | 17          | -0.2 |
| 30           | DJ81-049                                  | 0.05695     | 17                                       | 0.56679     | 173                                      | 0.07219     | 12  | 0.01936     | 9   | 490         | 40                                       | 456         | 11                                       | 449         | 7            | 388                                       | 19          | -8.5 |
| 31           | DJ81-050                                  | 0.05699     | 17                                       | 0.56077     | 164                                      | 0.07137     | 11  | 0.01884     | 9   | 491         | 37                                       | 452         | 11                                       | 444         | 7            | 377                                       | 17          | -9.9 |
| 32           | DJ81-052                                  | 0.05589     | 12                                       | 0.52554     | 121                                      | 0.06821     | 10  | 0.01772     | 7   | 448         | 27                                       | 429         | 8  | 425         | 6            | 355                                       | 14          | -5.2 |
| 33           | DJ81-053                                  | 0.05643     | 15                                       | 0.53899     | 148                                      | 0.06928     | 11  | 0.01788     | 8   | 469         | 34                                       | 438         | 10                                       | 432         | 6            | 358                                       | 15          | -8.3 |
| 34           | DJ81-055                                  | 0.05527     | 11                                       | 0.51367     | 111                                      | 0.06741     | 10  | 0.01724     | 7   | 423         | 24                                       | 421         | 7  | 421         | 6            | 345                                       | 13          | -0.6 |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             | Age (Ma)                                  |             |  |             |  |             |   |             | Disc*<br>(%) |      |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|--------------|------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |              |      |
| 35           | DJ81-056                                  | 0.05714     | 16                                       | 0.61846     | 176                                      | 0.07851     | 12  | 0.02022     | 10  | 497         | 36                                       | 489         | 11                                       | 487         | 7   | 405         | 20           | -2   |
| 36           | DJ81-057                                  | 0.05681     | 29                                       | 0.57475     | 288                                      | 0.07338     | 15  | 0.01935     | 16  | 484         | 75                                       | 461         | 19                                       | 456         | 9   | 387         | 33           | -5.9 |
| 37           | DJ81-059                                  | 0.0565      | 26                                       | 0.58262     | 266                                      | 0.0748      | 14  | 0.02053     | 15  | 472         | 67                                       | 466         | 17                                       | 465         | 9   | 411         | 29           | -1.6 |
| 38           | DJ81-063                                  | 0.05671     | 16                                       | 0.58902     | 170                                      | 0.07533     | 12  | 0.0213      | 11  | 480         | 37                                       | 470         | 11                                       | 468         | 7   | 426         | 22           | -2.6 |
| 39           | DJ81-064                                  | 0.05625     | 10                                       | 0.53506     | 98                                       | 0.069       | 10  | 0.01949     | 8   | 462         | 19                                       | 435         | 7  | 430         | 6   | 390         | 15           | -7.2 |
| 40           | DJ81-065                                  | 0.05658     | 11                                       | 0.56956     | 115                                      | 0.07301     | 10  | 0.01981     | 8   | 475         | 22                                       | 458         | 7  | 454         | 6   | 396         | 16           | -4.6 |
| 41           | DJ81-066                                  | 0.05552     | 27                                       | 0.54335     | 261                                      | 0.07098     | 14  | 0.01726     | 12  | 433         | 72                                       | 441         | 17                                       | 442         | 8   | 346         | 23           | 2.1  |
| 42           | DJ81-067                                  | 0.0571      | 14                                       | 0.58529     | 150                                      | 0.07435     | 11  | 0.02116     | 10  | 495         | 31                                       | 468         | 10                                       | 462         | 7   | 423         | 20           | -6.9 |
| 43           | DJ81-068                                  | 0.05695     | 13                                       | 0.5693      | 130                                      | 0.0725      | 10  | 0.02079     | 9   | 490         | 26                                       | 458         | 8  | 451         | 6   | 416         | 18           | -8.1 |
| 44           | DJ81-069                                  | 0.05686     | 16                                       | 0.58964     | 165                                      | 0.07522     | 11  | 0.02071     | 11  | 486         | 36                                       | 471         | 11                                       | 468         | 7   | 414         | 21           | -4   |
| 45           | DJ81-070                                  | 0.05554     | 18                                       | 0.5555      | 177                                      | 0.07255     | 12  | 0.02162     | 12  | 434         | 43                                       | 449         | 12                                       | 452         | 7   | 432         | 23           | 4.2  |
| 46           | DJ81-071                                  | 0.05672     | 36                                       | 0.57114     | 348                                      | 0.07303     | 17  | 0.019       | 11  | 481         | 93                                       | 459         | 22                                       | 454         | 10  | 380         | 22           | -5.7 |
| 47           | DJ81-072                                  | 0.05652     | 19                                       | 0.54554     | 177                                      | 0.07001     | 11  | 0.02002     | 11  | 473         | 44                                       | 442         | 12                                       | 436         | 7   | 401         | 22           | -8   |
| 48           | DJ81-073                                  | 0.05594     | 10                                       | 0.52622     | 97                                       | 0.06824     | 9   | 0.0189      | 7   | 450         | 19                                       | 429         | 6  | 426         | 6   | 378         | 14           | -5.6 |
| 49           | DJ81-074                                  | 0.05554     | 20                                       | 0.51015     | 179                                      | 0.06663     | 11  | 0.01916     | 10  | 434         | 49                                       | 419         | 12                                       | 416         | 7   | 384         | 19           | -4.3 |
| 50           | DJ81-075                                  | 0.05492     | 13                                       | 0.52358     | 130                                      | 0.06915     | 10  | 0.01841     | 8   | 409         | 31                                       | 428         | 9  | 431         | 6   | 369         | 16           | 5.6  |
| 51           | DJ81-076                                  | 0.05492     | 11                                       | 0.51259     | 108                                      | 0.0677      | 10  | 0.01843     | 7   | 409         | 24                                       | 420         | 7  | 422         | 6   | 369         | 14           | 3.4  |
| 52           | DJ81-078                                  | 0.05686     | 21                                       | 0.58234     | 208                                      | 0.07429     | 12  | 0.02108     | 12  | 486         | 50                                       | 466         | 13                                       | 462         | 7   | 422         | 24           | -5.2 |
| 53           | DJ81-079                                  | 0.05538     | 9  | 0.521       | 95                                       | 0.06824     | 9   | 0.01783     | 7   | 428         | 19                                       | 426         | 6  | 426         | 6   | 357         | 13           | -0.5 |
| 54           | DJ81-081                                  | 0.05678     | 33                                       | 0.57766     | 324                                      | 0.07379     | 15  | 0.0223      | 17  | 483         | 89                                       | 463         | 21                                       | 459         | 9   | 446         | 34           | -5.2 |
| 55           | DJ81-086                                  | 0.05633     | 29                                       | 0.59128     | 292                                      | 0.07614     | 15  | 0.02257     | 15  | 465         | 74                                       | 472         | 19                                       | 473         | 9   | 451         | 30           | 1.7  |
| 56           | DJ81-087                                  | 0.05712     | 34                                       | 0.60041     | 348                                      | 0.07625     | 17  | 0.01849     | 15  | 496         | 89                                       | 477         | 22                                       | 474         | 10  | 370         | 30           | -4.7 |
| 57           | DJ81-088                                  | 0.05693     | 20                                       | 0.56455     | 195                                      | 0.07193     | 12  | 0.0194      | 10  | 489         | 47                                       | 454         | 13                                       | 448         | 7   | 388         | 20           | -8.7 |
| 58           | DJ81-089                                  | 0.0559      | 15                                       | 0.54659     | 150                                      | 0.07092     | 11  | 0.01957     | 9   | 448         | 35                                       | 443         | 10                                       | 442         | 6   | 392         | 17           | -1.6 |
| 59           | DJ81-090                                  | 0.05551     | 21                                       | 0.51832     | 195                                      | 0.06773     | 11  | 0.01867     | 10  | 433         | 55                                       | 424         | 13                                       | 422         | 7   | 374         | 20           | -2.5 |
| 60           | DJ81-091                                  | 0.05581     | 21                                       | 0.55323     | 203                                      | 0.0719      | 12  | 0.01992     | 14  | 445         | 53                                       | 447         | 13                                       | 448         | 7   | 399         | 27           | 0.6  |
| 61           | DJ81-092                                  | 0.05652     | 13                                       | 0.57873     | 133                                      | 0.07427     | 10  | 0.02099     | 10  | 473         | 27                                       | 464         | 9  | 462         | 6   | 420         | 19           | -2.4 |
| 62           | DJ81-093                                  | 0.05708     | 14                                       | 0.52089     | 127                                      | 0.06618     | 10  | 0.01961     | 9   | 495         | 29                                       | 426         | 9  | 413         | 6   | 393         | 18           | -17  |
| 63           | DJ81-095                                  | 0.05711     | 12                                       | 0.5916      | 132                                      | 0.07513     | 11  | 0.02042     | 9   | 496         | 26                                       | 472         | 8  | 467         | 6   | 409         | 18           | -6   |
| 64           | DJ81-096                                  | 0.05619     | 25                                       | 0.52829     | 227                                      | 0.06819     | 13  | 0.01896     | 11  | 460         | 63                                       | 431         | 15                                       | 425         | 8   | 380         | 22           | -7.8 |
| 65           | DJ81-097                                  | 0.05684     | 18                                       | 0.56749     | 174                                      | 0.07241     | 11  | 0.02104     | 12  | 485         | 41                                       | 456         | 11                                       | 451         | 7   | 421         | 24           | -7.4 |
| 66           | DJ81-099                                  | 0.05662     | 15                                       | 0.56839     | 155                                      | 0.07282     | 11  | 0.02161     | 11  | 477         | 35                                       | 457         | 10                                       | 453         | 6   | 432         | 21           | -5.2 |
| 67           | DJ81-100                                  | 0.05585     | 20                                       | 0.51249     | 178                                      | 0.06655     | 11  | 0.0189      | 12  | 446         | 49                                       | 420         | 12                                       | 415         | 7   | 378         | 23           | -7.2 |

| Analysis No. | Ratios                                    |             |  |             |  |             |   |             | Age (Ma)                                  |             |  |             |  |             | Disc*<br>(%) |   |             |      |
|--------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|---|-------------|---|-------------|--|-------------|--|-------------|--------------|---|-------------|------|
|              | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm$<br>1s |              | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm$<br>1s |      |
| 68           | DJ81-103                                  | 0.05563     | 32                                       | 0.52021     | 291                                      | 0.06782     | 14  | 0.02137     | 17  | 438         | 86                                       | 425         | 19                                       | 423         | 9            | 427                                       | 33          | -3.4 |
| 69           | DJ81-107                                  | 0.05622     | 19                                       | 0.52799     | 178                                      | 0.06812     | 11  | 0.019       | 10  | 461         | 46                                       | 430         | 12                                       | 425         | 7            | 380                                       | 21          | -8.1 |
| 70           | DJ81-108                                  | 0.0563      | 18                                       | 0.52782     | 163                                      | 0.068       | 11  | 0.01952     | 11  | 464         | 41                                       | 430         | 11                                       | 424         | 6            | 391                                       | 23          | -8.9 |
| 71           | DJ81-110                                  | 0.05562     | 14                                       | 0.49484     | 126                                      | 0.06453     | 9   | 0.01895     | 9   | 437         | 32                                       | 408         | 9  | 403         | 6            | 379                                       | 18          | -8.1 |
| 72           | DJ81-111                                  | 0.05646     | 19                                       | 0.53806     | 177                                      | 0.06913     | 11  | 0.0156      | 9   | 471         | 44                                       | 437         | 12                                       | 431         | 7            | 313                                       | 17          | -8.7 |
| 73           | DJ81-112                                  | 0.05571     | 37                                       | 0.49189     | 320                                      | 0.06404     | 15  | 0.01663     | 14  | 441         | 102                                      | 406         | 22                                       | 400         | 9            | 333                                       | 27          | -9.5 |
| 74           | DJ81-114                                  | 0.05563     | 12                                       | 0.49934     | 113                                      | 0.0651      | 10  | 0.01589     | 6   | 438         | 26                                       | 411         | 8  | 407         | 6            | 319                                       | 12          | -7.3 |
| 75           | DJ81-115                                  | 0.05514     | 27                                       | 0.48853     | 236                                      | 0.06426     | 12  | 0.01471     | 9   | 418         | 74                                       | 404         | 16                                       | 401         | 7            | 295                                       | 17          | -4.1 |
| 76           | DJ81-116                                  | 0.05557     | 31                                       | 0.51495     | 282                                      | 0.06722     | 13  | 0.01777     | 14  | 435         | 87                                       | 422         | 19                                       | 419         | 8            | 356                                       | 27          | -3.8 |
| 77           | DJ81-117                                  | 0.05651     | 25                                       | 0.54608     | 237                                      | 0.07009     | 13  | 0.01717     | 11  | 472         | 64                                       | 442         | 16                                       | 437         | 8            | 344                                       | 21          | -7.8 |
| 78           | DJ81-119                                  | 0.05587     | 20                                       | 0.52401     | 182                                      | 0.06804     | 12  | 0.01736     | 7   | 447         | 47                                       | 428         | 12                                       | 424         | 7            | 348                                       | 14          | -5.3 |
| 79           | DJ81-120                                  | 0.05614     | 57                                       | 0.56823     | 562                                      | 0.07342     | 24  | 0.02202     | 21  | 458         | 163                                      | 457         | 36                                       | 457         | 14           | 440                                       | 41          | -0.3 |
| 80           | DJ81-121                                  | 0.0561      | 30                                       | 0.54128     | 284                                      | 0.06998     | 14  | 0.02023     | 15  | 456         | 81                                       | 439         | 19                                       | 436         | 8            | 405                                       | 30          | -4.6 |

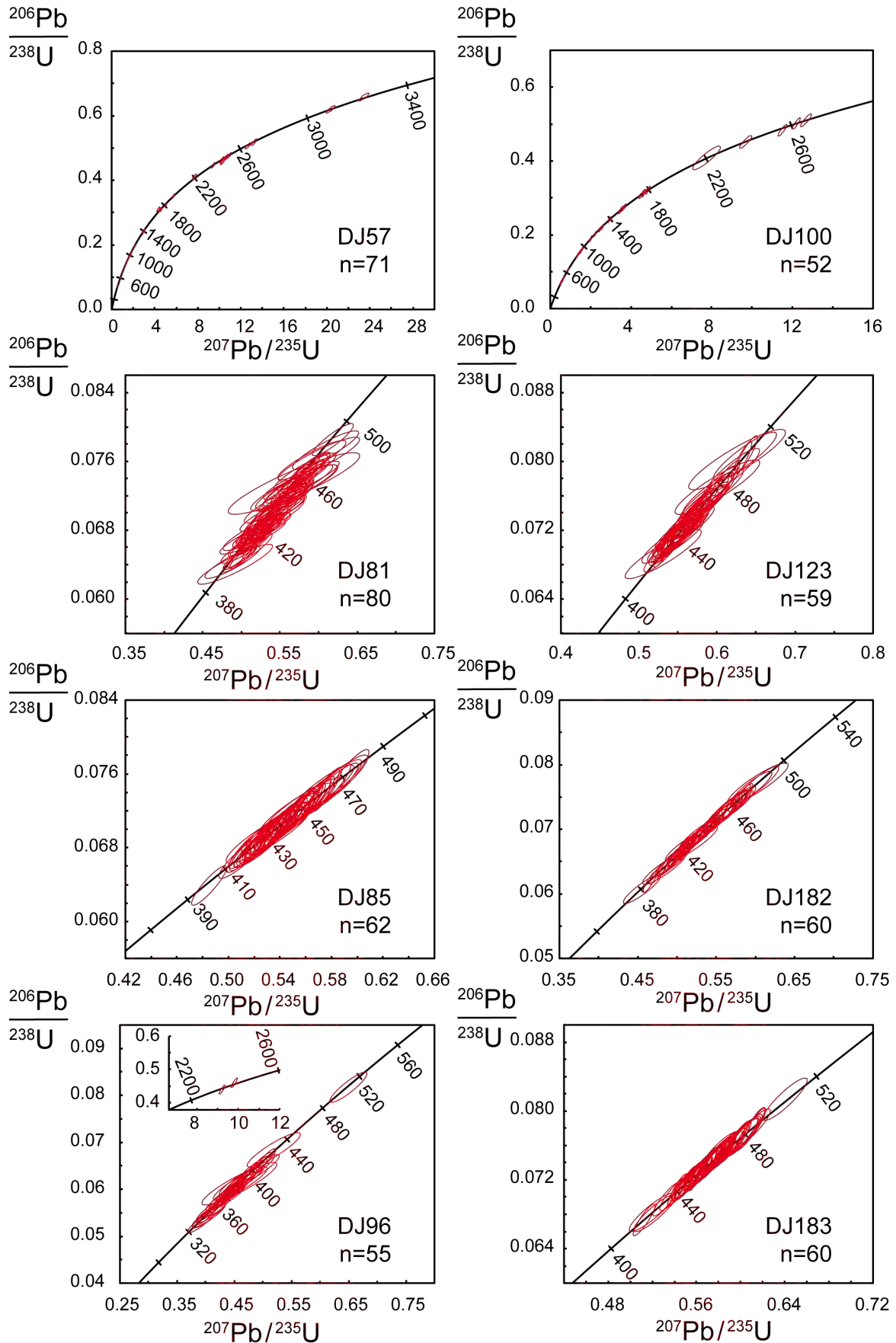


Figure X.C.2 Concordia plots for detrital zircon grains from dated samples.



Table X.C.5 La-ICPMS U-Pb magmatic zircon data.

| Analysis No. | Ratios                      |             |                            |             |                            |             |                             |             | Age (Ma)                    |             |                            |             |                            |             |                             |             |    |
|--------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|----|
|              | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$<br>1s |    |
| DJ292        |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |    |
| 1            | DJ292 02                    | 0.05603     | 64                         | 0.54198     | 618                        | 0.07019     | 144                         | 0.02185     | 39                          | 454         | 24                         | 440         | 4                          | 437         | 9                           | 437         | 8  |
| 2            | DJ292 03                    | 0.05527     | 62                         | 0.516       | 614                        | 0.06774     | 140                         | 0.02146     | 36                          | 423         | 24                         | 422         | 4                          | 423         | 8                           | 429         | 7  |
| 3            | DJ292 04                    | 0.05544     | 62                         | 0.52801     | 618                        | 0.06911     | 142                         | 0.02094     | 33                          | 430         | 25                         | 430         | 4                          | 431         | 9                           | 419         | 7  |
| 4            | DJ292 05                    | 0.05541     | 62                         | 0.52536     | 624                        | 0.06881     | 142                         | 0.02222     | 37                          | 429         | 29                         | 429         | 4                          | 429         | 9                           | 444         | 7  |
| 5            | DJ292 06                    | 0.05562     | 101                        | 0.5458      | 2108                       | 0.07122     | 198                         | 0.02153     | 87                          | 437         | 40                         | 442         | 14                         | 444         | 12                          | 431         | 17 |
| 6            | DJ292 07                    | 0.05562     | 64                         | 0.53642     | 620                        | 0.07001     | 145                         | 0.0228      | 37                          | 437         | 24                         | 436         | 4                          | 436         | 9                           | 456         | 7  |
| 7            | DJ292 08                    | 0.05568     | 54                         | 0.5364      | 1002                       | 0.06993     | 154                         | 0.02131     | 47                          | 440         | 22                         | 436         | 7                          | 436         | 9                           | 426         | 9  |
| 8            | DJ292 09                    | 0.05557     | 57                         | 0.52587     | 776                        | 0.06874     | 146                         | 0.02012     | 42                          | 435         | 21                         | 429         | 5                          | 429         | 9                           | 403         | 8  |
| 9            | DJ292 10                    | 0.05481     | 57                         | 0.52668     | 744                        | 0.0698      | 148                         | 0.02159     | 41                          | 404         | 25                         | 430         | 5                          | 435         | 9                           | 432         | 8  |
| 10           | DJ292 12                    | 0.05532     | 55                         | 0.52841     | 1094                       | 0.06939     | 157                         | 0.02137     | 50                          | 425         | 20                         | 431         | 7                          | 432         | 9                           | 427         | 10 |
| 11           | DJ292 13                    | 0.05558     | 57                         | 0.53054     | 1218                       | 0.06936     | 161                         | 0.02013     | 53                          | 436         | 23                         | 432         | 8                          | 432         | 10                          | 403         | 11 |
| DJ321        |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |                             |             |                            |             |                            |             |                             |             |    |
| 1            | DJ321 01                    | 0.05724     | 118                        | 0.62936     | 2717                       | 0.07994     | 243                         | 0.02313     | 64                          | 501         | 44                         | 496         | 17                         | 496         | 15                          | 462         | 13 |
| 2            | DJ321 02                    | 0.05763     | 101                        | 0.62339     | 2358                       | 0.07863     | 220                         | 0.02271     | 97                          | 516         | 39                         | 492         | 15                         | 488         | 13                          | 454         | 19 |
| 3            | DJ321 03                    | 0.05684     | 116                        | 0.61378     | 2634                       | 0.07848     | 239                         | 0.02321     | 96                          | 485         | 45                         | 486         | 17                         | 487         | 14                          | 464         | 19 |
| 4            | DJ321 04                    | 0.05722     | 234                        | 0.62378     | 4682                       | 0.07923     | 341                         | 0.02136     | 139                         | 500         | 88                         | 492         | 29                         | 492         | 20                          | 427         | 28 |
| 5            | DJ321 05                    | 0.05633     | 76                         | 0.59695     | 1841                       | 0.07701     | 206                         | 0.02288     | 63                          | 465         | 28                         | 475         | 12                         | 478         | 12                          | 457         | 12 |
| 6            | DJ321 06                    | 0.057       | 417                        | 0.60785     | 7679                       | 0.07748     | 508                         | 0.02342     | 318                         | 492         | 169                        | 482         | 48                         | 481         | 30                          | 468         | 63 |
| 7            | DJ321 07                    | 0.05739     | 90                         | 0.60924     | 2136                       | 0.07713     | 217                         | 0.02141     | 76                          | 507         | 37                         | 483         | 13                         | 479         | 13                          | 428         | 15 |
| 8            | DJ321 08                    | 0.05779     | 201                        | 0.61287     | 4049                       | 0.07704     | 307                         | 0.02042     | 131                         | 522         | 71                         | 485         | 25                         | 478         | 18                          | 409         | 26 |
| 9            | DJ321 09                    | 0.05692     | 93                         | 0.62635     | 2276                       | 0.0799      | 227                         | 0.02362     | 89                          | 488         | 37                         | 494         | 14                         | 496         | 14                          | 472         | 18 |
| 10           | DJ321 10                    | 0.05767     | 107                        | 0.65513     | 2584                       | 0.08249     | 236                         | 0.02516     | 89                          | 517         | 39                         | 512         | 16                         | 511         | 14                          | 502         | 18 |
| 11           | DJ321 11                    | 0.05794     | 83                         | 0.61674     | 2014                       | 0.07728     | 212                         | 0.02389     | 65                          | 527         | 32                         | 488         | 13                         | 480         | 13                          | 477         | 13 |
| 12           | DJ321 12                    | 0.05839     | 216                        | 0.65598     | 4509                       | 0.08156     | 328                         | 0.02464     | 161                         | 544         | 92                         | 512         | 28                         | 505         | 20                          | 492         | 32 |
| 13           | DJ321 13                    | 0.05721     | 66                         | 0.61441     | 1599                       | 0.07795     | 198                         | 0.02461     | 67                          | 500         | 25                         | 486         | 10                         | 484         | 12                          | 491         | 13 |
| 14           | DJ321 14                    | 0.0573      | 139                        | 0.63945     | 3139                       | 0.081       | 266                         | 0.02081     | 116                         | 503         | 52                         | 502         | 19                         | 502         | 16                          | 416         | 23 |
| 15           | DJ321 15                    | 0.05683     | 75                         | 0.60385     | 1817                       | 0.07711     | 205                         | 0.02381     | 76                          | 485         | 29                         | 480         | 12                         | 479         | 12                          | 476         | 15 |
| 16           | DJ321 16                    | 0.05695     | 137                        | 0.64115     | 3155                       | 0.0817      | 272                         | 0.02687     | 143                         | 490         | 51                         | 503         | 20                         | 506         | 16                          | 536         | 28 |
| 17           | DJ321 17                    | 0.05689     | 85                         | 0.61969     | 2092                       | 0.079       | 217                         | 0.02326     | 68                          | 487         | 31                         | 490         | 13                         | 490         | 13                          | 465         | 13 |

| Analysis No. | Ratios                      |             |                            |             |                            |             |                             |             |                             |             | Age (Ma)                   |             |                            |             |                             |             |    |
|--------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|----------------------------|-------------|-----------------------------|-------------|----|
|              | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | $\pm$<br>1s | $\frac{^{208}Pb}{^{232}Th}$ | $\pm$<br>1s |    |
| 18           | DJ321 18                    | 0.05663     | 78                         | 0.59973     | 1891                       | 0.07681     | 207                         | 0.02252     | 58                          | 477         | 31                         | 477         | 12                         | 477         | 12                          | 450         | 11 |
| 19           | DJ321 19                    | 0.05678     | 129                        | 0.60762     | 2811                       | 0.0776      | 243                         | 0.0224      | 98                          | 483         | 51                         | 482         | 18                         | 482         | 15                          | 448         | 19 |
| 20           | DJ321 20                    | 0.05733     | 94                         | 0.62405     | 2265                       | 0.07893     | 225                         | 0.02271     | 83                          | 504         | 40                         | 492         | 14                         | 490         | 13                          | 454         | 16 |
| 21           | DJ321 21                    | 0.057       | 320                        | 0.64226     | 6171                       | 0.0817      | 400                         | 0.02388     | 228                         | 492         | 128                        | 504         | 38                         | 506         | 24                          | 477         | 45 |
| 22           | DJ321 22                    | 0.05613     | 146                        | 0.57367     | 2984                       | 0.0741      | 252                         | 0.02011     | 105                         | 458         | 52                         | 460         | 19                         | 461         | 15                          | 402         | 21 |
| 23           | DJ321 23                    | 0.0563      | 236                        | 0.63559     | 4842                       | 0.08184     | 352                         | 0.02766     | 194                         | 464         | 93                         | 500         | 30                         | 507         | 21                          | 551         | 38 |

Table X.C.6 Hf isotopic data of magmatic and detrital zircons from Early Palaeozoic complexes of West Junggar. \*:  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages for age<1000 Ma,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  ages for age<1000 Ma.

| Analysis No. | Age* | $\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$ | 1 s | $\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$ | $\frac{^{176}\text{Yb}}{^{177}\text{Hf}}$ | $\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i$ | $\epsilon\text{Hf}(t)$ | 1 s  | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^c$ |
|--------------|------|---|-----|---|---|--|------------------------|------|-----------------|-------------------|
| DJ100, n= 52 |      |   |     |   |   |  |                        |      |                 |                   |
| DJ100 01     | 433  | 0.28268                                   | 19  | 0.0011                                    | 0.0241                                    | 0.282673   | 6.4                    | 0.67 | 0.78            | 1.00              |
| DJ100 04     | 443  | 0.28255                                   | 27  | 0.0017                                    | 0.0333                                    | 0.282538   | 1.8                    | 0.95 | 0.97            | 1.28              |
| DJ100 05     | 414  | 0.28264                                   | 22  | 0.0014                                    | 0.0318                                    | 0.282626   | 4.2                    | 0.76 | 0.85            | 1.11              |
| DJ100 06     | 1526 | 0.28160                                   | 22  | 0.0008                                    | 0.0211                                    | 0.281571   | -7.4                   | 0.78 | 2.23            | 2.69              |
| DJ100 07     | 421  | 0.28244                                   | 23  | 0.0009                                    | 0.0210                                    | 0.282437   | -2.3                   | 0.81 | 1.10            | 1.52              |
| DJ100 08     | 2584 | 0.28099                                   | 19  | 0.0007                                    | 0.0165                                    | 0.280954   | -4.3                   | 0.66 | 3.02            | 3.32              |
| DJ100 09     | 426  | 0.28258                                   | 23  | 0.0013                                    | 0.0257                                    | 0.282570   | 2.5                    | 0.81 | 0.93            | 1.23              |
| DJ100 10     | 1112 | 0.28194                                   | 20  | 0.0006                                    | 0.0140                                    | 0.281930   | -4.3                   | 0.70 | 1.76            | 2.18              |
| DJ100 11     | 432  | 0.28280                                   | 21  | 0.0010                                    | 0.0221                                    | 0.282793   | 10.6                   | 0.74 | 0.62            | 0.73              |
| DJ100 12     | 1790 | 0.28158                                   | 21  | 0.0009                                    | 0.0225                                    | 0.281552   | -1.9                   | 0.74 | 2.25            | 2.56              |
| DJ100 13     | 504  | 0.28284                                   | 22  | 0.0023                                    | 0.0408                                    | 0.282814   | 13.0                   | 0.77 | 0.59            | 0.64              |
| DJ100 14     | 2655 | 0.28058                                   | 19  | 0.0004                                    | 0.0087                                    | 0.280559   | -16.6                  | 0.67 | 3.52            | 4.12              |
| DJ100 15     | 916  | 0.28243                                   | 21  | 0.0036                                    | 0.0928                                    | 0.282367   | 6.6                    | 0.74 | 1.20            | 1.35              |
| DJ100 16     | 461  | 0.28242                                   | 21  | 0.0003                                    | 0.0068                                    | 0.282417   | -2.1                   | 0.73 | 1.12            | 1.54              |
| DJ100 17     | 642  | 0.28172                                   | 26  | 0.0007                                    | 0.0176                                    | 0.281709   | -23.0                  | 0.91 | 2.06            | 2.94              |
| DJ100 18     | 502  | 0.28251                                   | 21  | 0.0006                                    | 0.0115                                    | 0.282502   | 1.9                    | 0.73 | 1.01            | 1.33              |
| DJ100 19     | 2197 | 0.28097                                   | 19  | 0.0005                                    | 0.0129                                    | 0.280949   | -13.7                  | 0.67 | 3.03            | 3.59              |
| DJ100 20     | 481  | 0.28242                                   | 21  | 0.0019                                    | 0.0377                                    | 0.282405   | -2.0                   | 0.73 | 1.16            | 1.55              |
| DJ100 21     | 434  | 0.28257                                   | 19  | 0.0007                                    | 0.0159                                    | 0.282565   | 2.5                    | 0.66 | 0.93            | 1.23              |
| DJ100 23     | 1760 | 0.28156                                   | 18  | 0.0006                                    | 0.0150                                    | 0.281539   | -3.0                   | 0.63 | 2.27            | 2.61              |
| DJ100 24     | 869  | 0.28232                                   | 19  | 0.0011                                    | 0.0270                                    | 0.282305   | 3.3                    | 0.65 | 1.27            | 1.52              |
| DJ100 25     | 452  | 0.28223                                   | 20  | 0.0009                                    | 0.0210                                    | 0.282225   | -9.1                   | 0.68 | 1.39            | 1.96              |
| DJ100 26     | 1563 | 0.28192                                   | 18  | 0.0005                                    | 0.0122                                    | 0.281908   | 5.4                    | 0.62 | 1.78            | 1.93              |
| DJ100 27     | 1740 | 0.28160                                   | 17  | 0.0010                                    | 0.0236                                    | 0.281567   | -2.5                   | 0.60 | 2.24            | 2.56              |
| DJ100 28     | 457  | 0.28238                                   | 20  | 0.0011                                    | 0.0247                                    | 0.282370   | -3.8                   | 0.69 | 1.20            | 1.64              |
| DJ100 29     | 464  | 0.28256                                   | 20  | 0.0009                                    | 0.0198                                    | 0.282555   | 2.9                    | 0.68 | 0.94            | 1.23              |
| DJ100 31     | 435  | 0.28241                                   | 15  | 0.0005                                    | 0.0122                                    | 0.282408   | -3.0                   | 0.54 | 1.13            | 1.57              |
| DJ100 32     | 881  | 0.28210                                   | 13  | 0.0007                                    | 0.0181                                    | 0.282086   | -4.1                   | 0.46 | 1.56            | 1.99              |
| DJ100 33     | 522  | 0.28212                                   | 16  | 0.0004                                    | 0.0092                                    | 0.282116   | -11.3                  | 0.56 | 1.52            | 2.15              |
| DJ100 34     | 1191 | 0.28200                                   | 17  | 0.0006                                    | 0.0156                                    | 0.281989   | -0.4                   | 0.61 | 1.68            | 2.00              |
| DJ100 35     | 975  | 0.28208                                   | 17  | 0.0010                                    | 0.0227                                    | 0.282059   | -2.9                   | 0.59 | 1.60            | 1.99              |
| DJ100 36     | 1122 | 0.28167                                   | 16  | 0.0005                                    | 0.0126                                    | 0.281655   | -13.8                  | 0.57 | 2.12            | 2.77              |

| Analysis No. | Age* | $\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$ | 1 s | $\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$ | $\frac{^{176}\text{Yb}}{^{177}\text{Hf}}$ | $\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i$ | $\epsilon\text{Hf}(t)$ | 1 s  | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^c$ |
|--------------|------|---|-----|---|---|--|------------------------|------|-----------------|-------------------|
| DJ100 37     | 455  | 0.28217                                   | 18  | 0.0010                                    | 0.0221                                    | 0.282159   | -11.3                  | 0.64 | 1.48            | 2.10              |
| DJ100 38     | 968  | 0.28188                                   | 17  | 0.0004                                    | 0.0082                                    | 0.281868   | -9.8                   | 0.59 | 1.84            | 2.41              |
| DJ100 39     | 1391 | 0.28120                                   | 16  | 0.0003                                    | 0.0069                                    | 0.281194   | -23.9                  | 0.54 | 2.71            | 3.59              |
| DJ100 40     | 439  | 0.28258                                   | 16  | 0.0005                                    | 0.0110                                    | 0.282580   | 3.2                    | 0.54 | 0.90            | 1.20              |
| DJ100 41     | 463  | 0.28259                                   | 16  | 0.0009                                    | 0.0197                                    | 0.282582   | 3.8                    | 0.56 | 0.90            | 1.18              |
| DJ100 42     | 431  | 0.28246                                   | 15  | 0.0010                                    | 0.0229                                    | 0.282456   | -1.4                   | 0.52 | 1.08            | 1.47              |
| DJ100 43     | 1301 | 0.28207                                   | 13  | 0.0007                                    | 0.0148                                    | 0.282051   | 4.4                    | 0.46 | 1.60            | 1.79              |
| DJ100 44     | 430  | 0.28239                                   | 15  | 0.0009                                    | 0.0193                                    | 0.282383   | -4.0                   | 0.53 | 1.17            | 1.63              |
| DJ100 45     | 642  | 0.28192                                   | 14  | 0.0008                                    | 0.0201                                    | 0.281909   | -15.9                  | 0.50 | 1.80            | 2.52              |
| DJ100 46     | 424  | 0.28238                                   | 15  | 0.0004                                    | 0.0100                                    | 0.282379   | -4.3                   | 0.53 | 1.17            | 1.64              |
| DJ100 47     | 455  | 0.28244                                   | 23  | 0.0016                                    | 0.0349                                    | 0.282425   | -1.9                   | 0.79 | 1.13            | 1.52              |
| DJ100 48     | 441  | 0.28233                                   | 15  | 0.0007                                    | 0.0137                                    | 0.282325   | -5.8                   | 0.52 | 1.25            | 1.75              |
| DJ100 49     | 439  | 0.28255                                   | 18  | 0.0010                                    | 0.0191                                    | 0.282545   | 2.0                    | 0.63 | 0.96            | 1.27              |
| DJ100 50     | 522  | 0.28227                                   | 17  | 0.0009                                    | 0.0189                                    | 0.282257   | -6.3                   | 0.61 | 1.34            | 1.85              |
| DJ100 51     | 446  | 0.28245                                   | 18  | 0.0004                                    | 0.0083                                    | 0.282444   | -1.5                   | 0.65 | 1.08            | 1.49              |
| DJ100 53     | 923  | 0.28228                                   | 16  | 0.0005                                    | 0.0107                                    | 0.282271   | 3.4                    | 0.54 | 1.31            | 1.56              |
| DJ100 55     | 451  | 0.28234                                   | 20  | 0.0007                                    | 0.0153                                    | 0.282339   | -5.1                   | 0.70 | 1.23            | 1.71              |
| DJ100 56     | 2407 | 0.28111                                   | 18  | 0.0004                                    | 0.0086                                    | 0.281095   | -3.5                   | 0.61 | 2.83            | 3.13              |
| DJ100 59     | 2618 | 0.28103                                   | 16  | 0.0011                                    | 0.0262                                    | 0.280969   | -2.9                   | 0.55 | 3.00            | 3.26              |
| DJ100 60     | 1270 | 0.28192                                   | 15  | 0.0002                                    | 0.0066                                    | 0.281918   | -1.1                   | 0.52 | 1.77            | 2.11              |
| DJ321, n=23  |      |   | 0   |   |   |  |                        |      |                 |                   |
| DJ321 01     | 496  | 0.28291                                   | 30  | 0.0032                                    | 0.0780                                    | 0.282874   | 14.9                   | 1.07 | 0.51            | 0.51              |
| DJ321 02     | 488  | 0.28288                                   | 18  | 0.0010                                    | 0.0206                                    | 0.282872   | 14.7                   | 0.62 | 0.51            | 0.52              |
| DJ321 03     | 487  | 0.28286                                   | 20  | 0.0013                                    | 0.0281                                    | 0.282846   | 13.7                   | 0.70 | 0.54            | 0.58              |
| DJ321 04     | 492  | 0.28297                                   | 26  | 0.0026                                    | 0.0559                                    | 0.282942   | 17.2                   | 0.91 | 0.41            | 0.37              |
| DJ321 05     | 478  | 0.28290                                   | 21  | 0.0024                                    | 0.0542                                    | 0.282882   | 14.8                   | 0.74 | 0.49            | 0.51              |
| DJ321 06     | 481  | 0.28290                                   | 18  | 0.0004                                    | 0.0091                                    | 0.282892   | 15.2                   | 0.62 | 0.48            | 0.48              |
| DJ321 07     | 479  | 0.28287                                   | 19  | 0.0018                                    | 0.0392                                    | 0.282855   | 13.9                   | 0.65 | 0.53            | 0.57              |
| DJ321 08     | 478  | 0.28287                                   | 21  | 0.0016                                    | 0.0334                                    | 0.282852   | 13.7                   | 0.74 | 0.54            | 0.57              |
| DJ321 09     | 496  | 0.28289                                   | 19  | 0.0013                                    | 0.0285                                    | 0.282872   | 14.9                   | 0.66 | 0.51            | 0.52              |
| DJ321 10     | 511  | 0.28284                                   | 20  | 0.0011                                    | 0.0239                                    | 0.282828   | 13.6                   | 0.72 | 0.57            | 0.60              |
| DJ321 11     | 480  | 0.28288                                   | 25  | 0.0022                                    | 0.0487                                    | 0.282862   | 14.1                   | 0.89 | 0.52            | 0.55              |
| DJ321 12     | 505  | 0.28288                                   | 19  | 0.0012                                    | 0.0248                                    | 0.282865   | 14.8                   | 0.67 | 0.52            | 0.53              |
| DJ321 13     | 484  | 0.28289                                   | 26  | 0.0018                                    | 0.0389                                    | 0.282876   | 14.7                   | 0.92 | 0.50            | 0.52              |

| Analysis No. | Age* | $\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}$ | 1 s | $\frac{^{176}\text{Lu}}{^{177}\text{Hf}}$ | $\frac{^{176}\text{Yb}}{^{177}\text{Hf}}$ | $\left(\frac{^{176}\text{Hf}}{^{177}\text{Hf}}\right)_i$ | $\epsilon\text{Hf}(t)$ | 1 s  | $T_{\text{DM}}$ | $T_{\text{DM}}^c$ |
|--------------|------|---|-----|---|---|--|------------------------|------|-----------------|-------------------|
| DJ321 14     | 502  | 0.28292                                   | 24  | 0.0011                                    | 0.0227                                    | 0.282914   | 16.5                   | 0.84 | 0.45            | 0.42              |
| DJ321 15     | 479  | 0.28290                                   | 23  | 0.0016                                    | 0.0338                                    | 0.282887   | 15.0                   | 0.79 | 0.49            | 0.50              |
| DJ321 16     | 506  | 0.28289                                   | 25  | 0.0010                                    | 0.0209                                    | 0.282881   | 15.4                   | 0.86 | 0.50            | 0.49              |
| DJ321 17     | 490  | 0.28291                                   | 20  | 0.0013                                    | 0.0287                                    | 0.282896   | 15.5                   | 0.69 | 0.48            | 0.47              |
| DJ321 18     | 477  | 0.28295                                   | 30  | 0.0029                                    | 0.0637                                    | 0.282923   | 16.2                   | 1.05 | 0.44            | 0.42              |
| DJ321 19     | 482  | 0.28291                                   | 71  | 0.0006                                    | 0.0147                                    | 0.282908   | 15.8                   | 2.47 | 0.46            | 0.45              |
| DJ321 20     | 490  | 0.28290                                   | 26  | 0.0018                                    | 0.0384                                    | 0.282887   | 15.2                   | 0.91 | 0.49            | 0.49              |
| DJ321 21     | 506  | 0.28290                                   | 25  | 0.0009                                    | 0.0187                                    | 0.282894   | 15.9                   | 0.87 | 0.48            | 0.46              |
| DJ321 22     | 461  | 0.28290                                   | 21  | 0.0022                                    | 0.0472                                    | 0.282876   | 14.2                   | 0.74 | 0.50            | 0.53              |
| DJ321 23     | 507  | 0.28287                                   | 32  | 0.0016                                    | 0.0332                                    | 0.282853   | 14.4                   | 1.12 | 0.53            | 0.55              |



Flavien CHOLET

***Mécanismes et évolution des chaînes d'accrétion : exemple des chaînes paléozoïques d'Asie Centrale (Junggar Occidental, N-O Chine).***

Les chaînes d'accrétion se développent au niveau des zones de subduction océanique et contribuent à la croissance de la croûte continentale. En Asie Centrale, le collage tectonique des Altaïdes comprend de nombreuses chaînes d'accrétion à l'origine de la formation de la croûte continentale asiatique au Paléozoïque. Basé sur l'approche combinée de données géochimiques, géochronologiques, paléomagnétiques et structurales, ce travail permet de caractériser l'architecture d'une chaîne d'accrétion (Junggar Occidental, nord-ouest Chine) et de déchiffrer les étapes de la croissance de la croûte continentale en Asie Centrale. L'étude des zircons détritiques indique une évolution géodynamique polycyclique du Junggar occidental. Le recyclage continu de la croûte juvénile accompagne le transfert épisodique de magmas mantelliques dans la croûte. Ces résultats suggèrent un contrôle de la croissance crustale par la géodynamique régionale. Le cycle paléozoïque inférieur correspond à la fermeture de deux domaines océaniques bordant des arcs intra-océaniques. La tectonique de nappes, la sédimentation syn-tectonique et le magmatisme alcalin intra-plaque caractérisent les collisions successives d'arc et de microcontinent à l'origine de l'arrêt de la subduction au Dévonien inférieur. La subduction des océans Ob-Zaisan au nord et Junggar-Balkash au sud entraîne le développement, de deux marges continentales actives au Dévonien moyen. L'accrétion de matériaux océaniques et terrigènes contribue à l'expansion des complexes d'accrétion. La formation de la virgation kazakh au Paléozoïque supérieur conduit à la subduction oblique de l'Océan Junggar-Balkash. Une déformation transpressive, marquée par des plis à axes verticaux affecte alors le complexe d'accrétion du Junggar Occidental. L'augmentation de la courbure de la virgation est à l'origine de décrochements qui accommodent le transport latéral des unités accrétées. Les rotations relatives entre les différents blocs se poursuivent au Mésozoïque suite à la réactivation intracontinentale de la chaîne.

Mots clés : Chaîne d'accrétion, Croissance continentale, Altaïdes, Zircons détritiques, Paléomagnétisme

***Mechanisms and evolution of accretionary orogens : new insights from Palaeozoic belts of Central Asia (West Junggar, NW China)***

Accretionary orogens develop at sites of oceanic subduction and they largely contribute to continental crust growth. The Altaids tectonic collage covers the whole Central Asia, exposing numerous accretionary orogens that can account for the Palaeozoic continental crust growth. Multidisciplinary approach, using geochronological, geochemical, structural and palaeomagnetic tools was carried out to reveal the architecture of a past accretionary belt (West Junggar, Northwestern China) and to decipher the timing of continental crust growth in Central Asia. A polycyclic geodynamical evolution is inferred from the detrital zircon studies and field observation. Continuous recycling of the Palaeozoic juvenile crust is coeval with episodic addition of mantle-derived materials into the crust and this supports a geodynamic control of the continental crust growth. The Early Palaeozoic cycle is characterized by the closure of two oceanic domains bounding island-arc systems. Early Devonian subduction jamming results from the successive collisions of an island arc and a microcontinent, which are documented by thrusting, sedimentation coeval with tectonics and alkaline intraplate magmatism. From Middle Devonian, two active continental margins developed upon the Early Palaeozoic basement, in response to the subductions of Ob-Zaisan Ocean, to the north and Junggar-Balkash Ocean, to the south. Accretionary complexes growth results from the accretion of oceanic and terrigenous materials. Development of the Late Palaeozoic Kazakh orocline led to oblique subduction of the Junggar-Balkash Ocean. Consequently, transpression affected the West Junggar accretionary complex as indicated by folds with vertical axes. Progressive buckling of the orocline gives rise to Late Carboniferous to Permian strike-slip faults, which accommodate lateral unit transport. Relative rotations of the blocs continue after Late Triassic, due to diachronous intraplate reactivation.

Keywords: Accretionary orogens, Continental growth, Altaids, Detrital zircon, Palaeomagnetism



ISTO-CNRS (UMR6113), 45071 Orléans, France  
IGGCAS, 100029, Beijing, Chine

