



Evolution tectonique du Tianshan au Cénozoïque liée à la collision Inde-Asie Apports de la magnétostratigraphie et de la géochronologie isotopique U-Th/He.

Julien Charreau

► To cite this version:

Julien Charreau. Evolution tectonique du Tianshan au Cénozoïque liée à la collision Inde-Asie Apports de la magnétostratigraphie et de la géochronologie isotopique U-Th/He.. Tectonique. Université d'Orléans, 2005. Français. NNT: . tel-00011572

HAL Id: tel-00011572

<https://theses.hal.science/tel-00011572>

Submitted on 9 Feb 2006

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.



UNIVERSITE D'ORLEANS

**THESE PRESENTEE A L'UNIVERSITE D'ORLEANS
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS**

Discipline : Sciences de la Terre et de l'atmosphère

PAR

CHARREAU Julien

**Evolution tectonique du Tianshan au Cénozoïque
liée à la collision Inde-Asie
Apports de la magnétostratigraphie
et de la géochronologie isotopique U-Th/He**

Soutenue le 14 décembre 2005 à Orléans

- M. Yan Chen	Professeur, Université d'Orléans	Directeur de thèse
- M. Stuart Gilder	Physicien, IPG Paris	Co-directeur de thèse
- M. Christian Di-Giovanni	Professeur, Université d'Orléans	Président
- M. Jacques Malavieille	Directeur de recherche, LDL Montpellier	Rapporteur
- M. Pierre Rochette	Professeur, Université Aix- Marseille II	Rapporteur
- M. John Suppe	Professeur, université de Princeton (USA)	Examineur

Remerciements

Ce mémoire conclut trois ans de thèse au sein de l'équipe Géodynamique de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans. S'il représente un accomplissement personnel, il n'en reste pas moins une œuvre largement collective qui résulte de la contribution de nombreuses personnes qu'il convient ici de remercier.

Mes pensées iront tout d'abord à mes trois encadrants de thèse avec en premier lieu Yan Chen, directeur de thèse, que je tiens à remercier tout particulièrement et très chaleureusement. Bien que je ne sois pas un étudiant d'«appellation Orléanaise», Yan m'a tout de même fait confiance et lancé sur le sujet. Il m'a ainsi donné la grande chance de découvrir la province du Xinjiang, petite parcelle de son immense pays qu'est la Chine où mille et unes facettes culinaires, culturelles et communautaires s'amalgament à travers des paysages non moins grandioses. Scientifiquement Yan m'a également initié au paléomagnétisme, à la magnétostratigraphie et à l'ASM tout en me guidant continuellement, me suggérant fréquemment de m'intéresser à d'autres méthodes et disciplines.

Mes remerciements iront également largement à Stuart Gilder co-directeur de thèse dont l'enthousiasme, le dynamisme et la rigueur m'ont largement permis d'avancer notamment grâce aux nombreuses «réunionites» réalisées ensemble à l'IPGP.

Le trio ne serait pas complet si j'oubliais Jean-Philippe Avouac. Un grand merci donc également à Jean-Philippe avec qui j'ai pu largement discuter, notamment lorsqu'il m'a accueilli un petit mois à Los Angeles, ou lors de ses passages éclairs sur Paris sans oublier nos nombreux échanges Emailés. Ces discussions ont toujours été très fructueuses et porteuses de nouvelles idées et concepts sans lesquels ce mémoire serait moins riche.

Il est important également de remercier les nombreux collaborateurs avec tout particulièrement Stéphane Dominguez et Marc Jolivet de l'université de Montpellier. Merci donc à Stéphane pour les nombreuses figures et coupes réalisées, pour les nombreuses discussions par téléphone, pour son aide précieuse lors des missions de terrain et l'ambiance qu'il y a apporté. Merci également à Marc pour m'avoir accueilli 15 jrs à Montpellier afin d'extraire des minéraux lourds et pour son aide lors de la mission de terrain 2003. Malgré sa terrible dernière soirée lors de cette mission, je garde un très bon souvenir du bonhomme...ce qui n'est probablement pas le cas des pauvres toilettes des hôtels chinois qui ont maudit son passage...Merci aussi à tous les deux pour leurs commentaires avisés sur les différents papiers.

Je tiens également à remercier chaleureusement les fabuleux M Li et le très regretté M Wu sans qui le terrain au Tianshan n'aurait pas été aussi simple. Malgré leurs âges respectables ils ont su apporter une aide logistique extrêmement précieuse. N'oublions pas non plus le jeune Fabien Graveleau, "boulet d'or" incontesté et incontestable de la mission 2004 qui apporta son aide et surtout qui nous a beaucoup fait rire.

Une petite pensée également pour Christian Di-Giovanni de l'ISTO, le seul et unique "rugbyman sur béquille". A défaut de talent rugbystique, Christian, au même titre qu'Elisabeth Lallier-Vergès, m'a beaucoup apporté grâce à ses compétences en matière organique et en paléoclimats.

Je tiens également à remercier M. Pierre Rochette et M. Jacques Malavieille pour avoir accepté de rapporter ce mémoire ainsi que les autres membres du Jury notamment M. John Suppe de l'université de Princeton et Christian Di-Giovanni déjà cité.

Un grand merci également à mes parents qui ont soutenu ces huit années d'études et ce n'est pas rien !! Sans oublier leur contribution directe à ce mémoire avec Moman Cathy, bien secondée par Popa JJ, qui a repris son costume de maîtresse d'école pour la correction des fautes d'orthographe, toujours si nombreuses et sournoises à mon égard...

Le dernier couplet sera pour les amis et autres collègues thésards qui ont de près où de loin contribué à la bonne marche de la thèse. Tout d'abord le collègue de bureau, Johann râleur patenté, dont le talent pour envoyer des mails or du commun est sans égal...sans oublier sa belle, Nathalie la sorcière...bien aimée. Monsieur Sylvain alias Ouin Ouin nom de code "Bob l'éponge", matricule "Austin power dit cold member". Frère Eric fidèle compagnon lors des dernières heures de rédaction. Désolé je te laisse tout seul au cloître maintenant mais courage tu y es presque ... Monsieur Be grand marabout gabonais de la monazite. N'oublions pas non plus la jeunesse avec Pierre alias Patelle (ou Spok), Jérôme à l'humour inclassable et perpétuel, Aureure, la CNRS connection avec Mirtille, Mathieu, Seb et Poupou ... ceux qui sont maintenant partis avec Carine alias "Caca" (désolé), Manuel "pro"-chevalier à la "touffe" de cheveux aux vents et Jean-Yves l'unique et inimitable potin-man. Une petite pensée aussi pour la Chinese compagnie avec Wang Bo l'adorable et Sheng le malicieux.

La fin reviendra aux amis de longue date souvent embarqués sur le bateau fantôme des longues études : Michel et sa Dame, Franck le rebelle, Martine Chimoech et son marseillais, Nanou la charmante bavarde, Didier l'incomparable, Audrey l'amie des coraux

...et j'en oublie probablement beaucoup.

Sommaire

Introduction	9
Chapitre I : Contexte géodynamique et problématiques de l'étude	15
1. Les déformations en Asie depuis 60 Ma	17
1.1. Contraintes sur l'âge de la collision Inde-Asie	17
1.2. Chronologie des déformations en Asie suite à la collision de l'Inde	20
1.2.1. Les Modèles de déformation de l'Asie	20
1.2.2. Bilan sur la quantité de raccourcissement continental	21
1.2.3. Contrainte sur l'âge de surrection de l'Himalaya et du Tibet	23
1.2.4. Contraintes temporelles sur les mouvements d'extrusion.....	25
1.3. Répartition actuelle des déformations	27
2. Histoire géodynamique du Tianshan.....	30
2.1. Le Tianshan aujourd'hui : topographie, géologie et structures	30
2.1.1. La topographie.....	30
2.1.2. Géologie et structures.....	32
2.2. Accrétions paléozoïques.....	34
2.2.1. Le modèle des Altaïdes	35
2.2.2. Les modèles de Windley et al. (1990) et Gao et al. (1998).....	35
2.2.3. Le modèle de Laurent-Charvet (2001)	37
2.2.4. Evolution paléogéographique : exemple du modèle de Heubeck (2001).....	37
2.3. Réactivation tertiaire	39
2.3.1. Introduction	39
2.3.2. Contraintes sédimentologiques	39
2.3.3. Contraintes thermochronologiques	43
2.3.4. Contraintes tectoniques	45
2.4. Déformations actuelles et récentes du Tianshan	46
2.4.1. La sismicité	46
2.4.2. Les données GPS.....	49

2.4.3.	La déformation récente.....	52
3.	Problématiques et méthodes d'applications	53
3.1.	Problématique.....	53
3.2.	Justification du choix de la zone d'étude	54
3.3.	Méthodes	56
3.3.1.	Problématique I : Détermination de l'âge de la réactivation du Tianshan	56
3.3.2.	Problématique II: Quantification des taux de déformation Pliocène	56
3.3.3.	Problématique III : Quantification et évolution des flux sédimentaire et détermination des taux d'érosion	57
Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne.....		59
1.	Le champ magnétique dans les sédiments.....	61
1.1.	Avant propos	61
1.2.	Quelques définitions physiques sur le champ magnétique.....	62
1.3.	Nature et Origine du champ magnétique terrestre	62
1.3.1.	Un peu d'histoire	62
1.3.2.	Nature du champ magnétique terrestre.....	62
1.3.3.	Source et origine du champ magnétique terrestre	63
1.4.	Enregistrement du champ: aimantation rémanente des minéraux.....	64
1.4.1.	Les premières observations	64
1.4.2.	Le moment magnétique atomique	64
1.4.3.	La notion de domaine magnétique	66
1.4.4.	Propriétés magnétiques des minéraux	67
1.4.5.	Acquisition de l'aimantation rémanente : exemple de l'aimantation rémanente détritique (ARD)	69
1.5.	Variation du champ magnétique terrestre au cours du temps	69
1.5.1.	Variations séculaires	69
1.5.2.	Inversions du champ magnétique	70
1.5.3.	L'échelle géomagnétique de référence.....	71
1.6.	La magnétostratigraphie	72
1.6.1.	Principe.....	72
1.6.2.	Incertitudes sur les âges.....	73
1.6.3.	Echantillonnage	74

2.	Stratigraphie des bassins Junggar et Kuche	76
2.1.	Généralités.....	76
2.2.	Le bassin de Kuche	78
2.2.1.	La sédimentation du Permien au Crétacé.....	78
2.2.2.	La sédimentation cénozoïque	79
2.3.	Le bassin du Junggar	79
2.3.1.	La sédimentation du Permien au Crétacé.....	79
2.3.2.	La sédimentation cénozoïque	82
3.	Stratégie de l'échantillonnage magnétostratigraphique	85

Article 1 : Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He Section (Northwest China): Implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains 87

Article 2 : Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tianshan Mountains 105

Article 3 : Uplift pulses of the Tianshan mountains recorded in the Neogene Jingou He section (Northwest China): from magnetostratigraphic and rock magnetism constraints 123

Chapitre III: The sedimentary record of Cenozoic erosion and tectonics of Central Tianshan 159

Article 4: The sedimentary record of Cenozoic erosion and tectonics of Central Tianshan 161

Chapitre IV : Conclusions et perspectives 195

1. Histoire tectonique et âge de réactivation du Tianshan : conséquences sur la déformation en Asie..... 195

1.1. Age de réactivation et phases de construction de la chaîne au cours du Néogène. 195

1.2. Continuité de la déformation..... 197

2. Apport de la magnétostratigraphie et du magnétisme des roches à l'étude d'une orogénèse active 198

2.1. Evolution tectonique, bilans sédimentaires et détermination des taux d'érosion .. 198

2.2.	Quantification des taux de déformation d'un prisme d'avant chaîne.....	199
2.3.	Bilan dynamique d'une chaîne de montagne	200
3.	Perspectives	200
3.1.	Magnétostratigraphie complémentaire des piémonts Nord et Sud.....	200
3.2.	Sédimentologie et stratigraphie séquentielle.....	202
3.3.	Caractérisation des paléoenvironnements : résultats préliminaires de l'étude de la Matière Organique (MO)	203
3.3.1.	Introduction	203
3.3.2.	Méthodologie	203
3.3.3.	Etude de la MO	204
Bibliographie		211
Liste des tables et figures		229
Annexes		239

Introduction

Introduction

Il est maintenant relativement bien admis que la construction et la genèse d'une chaîne de montagne résultent de la compétition et l'interaction de nombreux facteurs. La localisation et l'intensité de la déformation, ou la présence de structures anciennes, semblent être un facteur prépondérant, mais il apparaît de plus en plus évident que le forçage climatique ou la réponse environnementale jouent également un rôle déterminant, si ce n'est dans l'initiation d'une orogénèse du moins lors son évolution. Ainsi, le Cénozoïque est probablement caractérisé par une importante variabilité climatique avec notamment l'essor des phases glaciaires au Quaternaire. Or le Cénozoïque correspond à une période de relative convergence tectonique, marquée par la formation de deux principales ceintures orogéniques à savoir la ceinture Alpine (qui s'étend depuis l'Himalaya jusqu'aux Alpes Françaises) ou les Cordillères Américaines qui ont probablement considérablement modifié et perturbé leurs environnements proches, voire même forcé l'évolution climatique globale de la Terre. Mais, la quantification, le rôle et la part de chacun des facteurs qui guident et conduisent à la formation d'une chaîne de montagne, ou la nature exacte des relations et interactions qui existent entre eux, restent encore mal déterminés. Or la compréhension des mécanismes qui agissent et interagissent lors d'une orogénèse est nécessaire pour mieux comprendre notamment comment la lithosphère se déforme, quel est son impact réel sur son

environnement climatique, animal et végétal, aussi bien à l'échelle locale ou plus largement au niveau d'un continent.

Il est ainsi important de mieux déterminer les chronologies exactes des déformations associées à la formation des chaînes de montagne et d'établir de bilans dynamiques intégrant l'ensemble des facteurs tels que la tectonique (vitesses de déformation), le climat, les taux d'érosion et les réponses sédimentaires et paléoenvironnementales associées.

Dans cette optique, le continent asiatique représente un champ expérimental remarquable puisque, suite à la collision majeure Inde-Asie il y a ~55 Ma, il combine les reliefs les plus hauts du monde (Himalaya, Pamir, Plateau du Tibet, ...), les vitesses de déformation parmi les plus fortes et une multitude d'environnements et de climats qui ont probablement largement varié au cours du temps.

C'est pourquoi, dans ce mémoire, nous nous sommes plus particulièrement intéressés à la chaîne du Tianshan qui de part sa localisation "tectonique" et "climatique", ses vitesses de déformation et sa structure symétrique représente un intérêt notable. Nous nous sommes ainsi principalement intéressés à mieux contraindre son histoire géodynamique au cours du Tertiaire supérieur à travers les enregistrements sédimentaires présents dans les bassins flexuraux du Tarim et de la Junggarie qui la bordent.

A travers le premier chapitre nous replacerons l'orogénèse du Tianshan dans son contexte asiatique afin de bien dégager les problématiques de ce mémoire. Dans un premier temps nous aborderons ainsi succinctement, et de manière non exhaustive, l'histoire géodynamique de l'Asie en nous focalisant notamment sur les contraintes sur l'âge de la collision Inde-Asie ou sur les âges des déformations en Himalaya et au Tibet. Afin de bien dégager l'intérêt et le rôle du Tianshan dans l'évolution géodynamique du continent, une large part sera également consacrée aux cinétiques et cinématiques passées et surtout actuelles de l'Asie. Dans un second temps, à travers une revue bibliographique nous exposerons l'histoire de la chaîne depuis le Paléozoïque. Nous ferons en particulier un état des lieux bibliographique des connaissances sur l'évolution cénozoïque et sur les déformations actuelles de la chaîne, ce qui nous permettra d'en dégager les différentes problématiques et les méthodes envisagées pour y répondre.

Le contexte général et les problématiques étant posés, nous procéderons dans le deuxième chapitre à la présentation des résultats de nos études magnétostratigraphique des piemonts du Tianshan et à leurs implications en terme d'évolution tectonique de la chaîne. Afin de mieux appréhender ces résultats, nous ferons dans un premier temps un cours rappel des notions relatives au magnétisme des roches sédimentaires, avec en particulier la

présentation de la méthode de la magnetostratigraphie, cœur de ce chapitre. Par la suite nous exposerons succinctement la stratigraphie des bassins Junggar et Kuche (Nord tarim) afin de mieux contraindre le contexte sédimentaire de notre étude et de bien justifier l'intérêt et l'apport de la méthode de la magnétostratigraphie dans un tel contexte. La suite sera consacrée, sous forme d'articles, à la présentation et l'interprétation des résultats des études magnétostratigraphiques sur les sédiments du Néogène des bassins Junggar et Kuche. Dans ces articles, en complément de la datation magnétostratigraphique, une large part sera réservée à l'étude du magnétisme des roches des sédiments néogènes notamment par la mesure de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (on trouvera en ANNEXE une description relative à cette méthode).

Dans le troisième chapitre, grâce à l'apport de la magnétostratigraphie sur le calage temporel des sédiments Néogène des bassins Junggar et Kuche, combiné à un des modèles structuraux des bassins et des piedmonts nous tenterons de dégager un bilan dynamique global de la chaîne conciliant taux de déformation des piémonts, taux d'érosion, vitesses de sédimentation, flux et vitesses de propagation sédimentaire.

Enfin le quatrième chapitre sera consacré à une synthèse générale avec une réflexion sur les apports des différentes méthodes et résultats obtenus par rapport aux problématiques initiales. Ceci nous permettra de dégager certaines pistes envisageables pour la poursuite de ce travail, avec notamment la présentation de certains résultats paléoenvironnementaux préliminaires obtenus en parallèle de cette étude.

Chapitre I : Contexte géodynamique et problématiques de l'étude



Chapitre I : Contexte géodynamique et problématiques de l'étude

1. Les déformations en Asie depuis 60 Ma

1.1. Contraintes sur l'âge de la collision Inde-Asie

L'Asie est constituée par une mosaïque de blocs continentaux (Fig. 1.1) qui se sont accrétés suite à plusieurs collisions/subduction depuis le Paléozoïque (e.g Chen et al., 1993; Enkin et al., 1992). Ces blocs continentaux sont de taille et de nature variables et proviennent principalement du morcellement de super-continent Gondwana. Ils sont séparés par de grandes structures d'échelles lithosphériques qui correspondent, le plus souvent, à d'anciennes sutures continentales (Fig. 1.1). Mais, malgré la surface gigantesque considérée, la topographie actuelle (Fig. 1.2) a été générée principalement par l'évènement le plus récent : la collision Inde-Asie.

Cette collision a en grande partie réactivé les sutures préexistantes produites par les précédentes collisions. Son initiation est documentée par des études paléomagnétiques associées à une reconstruction de l'évolution du plancher océanique indien (Patriat et Achache, 1984) qui ont permis de retracer le parcours de l'Inde par rapport à l'Asie depuis sa séparation du super-continent Gondwana il y a ~200 Ma.

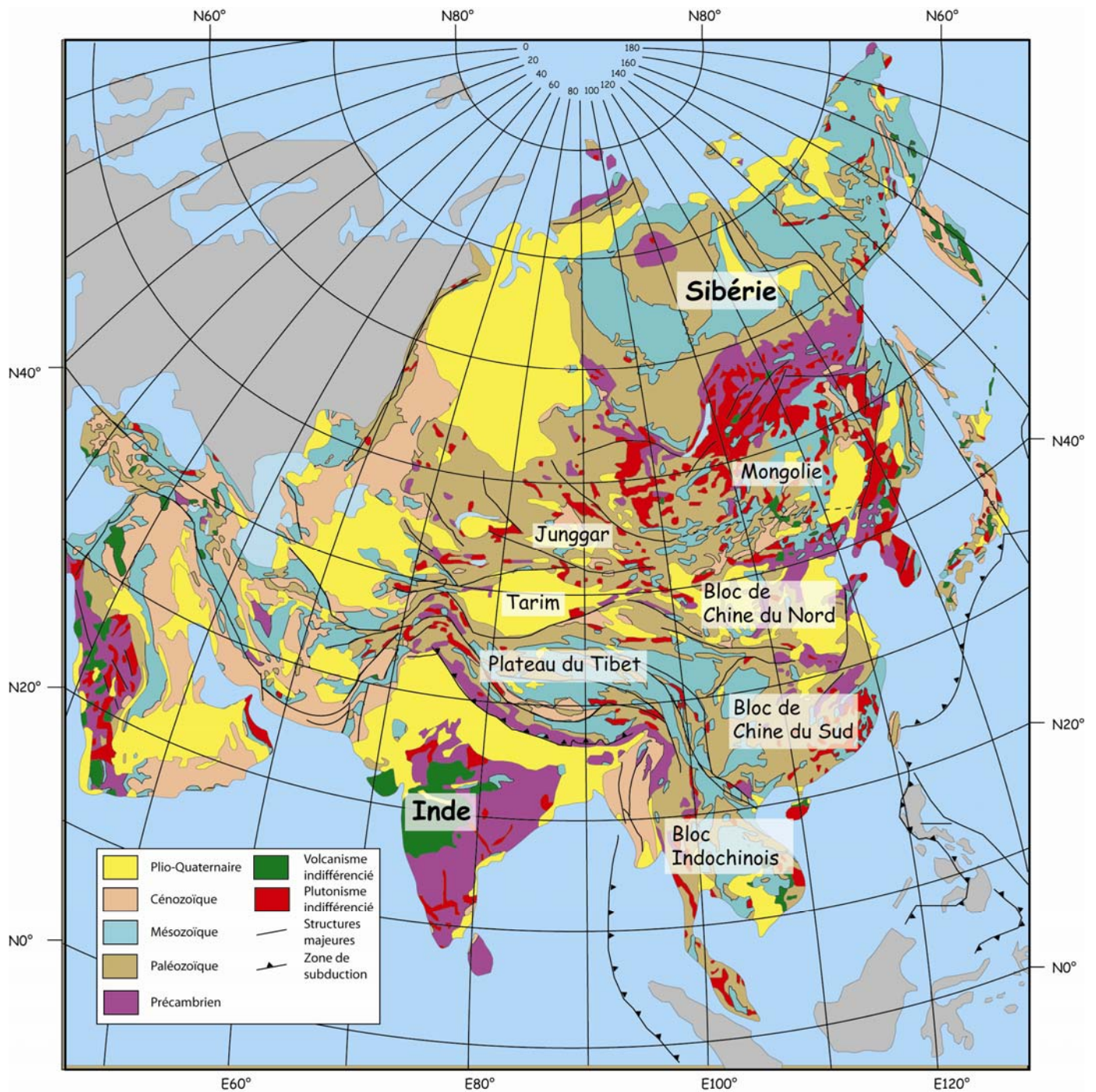


Fig. 1.1 : carte géologique générale de l'Asie.

Les vitesses de convergence entre l'Inde et l'Eurasie ainsi déduites sont de l'ordre de 120 à 140 mm/an avant ~50 Ma puis chutent brutalement entre 50 et 45 Ma pour se stabiliser autour d'une valeur de l'ordre de 50 mm/an vers 35 Ma (Fig. 1.3). La collision aurait donc débuté à c.a 50 Ma. Notons par ailleurs que les taux de convergence actuels obtenus par les études GPS montrent une valeur légèrement inférieure de 36-40 mm/an (voir § 3.1).



Fig. 1.2 : carte topographique de l'Asie du sud et central issue des modèles numérique de Terrain GTOPO30 (NASA)

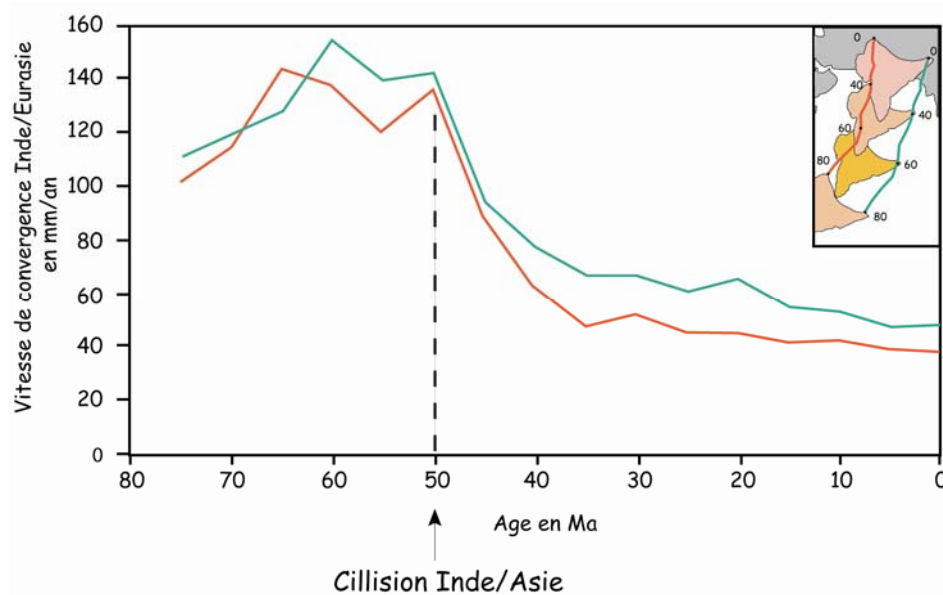


Fig. 1.3 : Evolution de la vitesse de convergence entre l'Inde et l'Asie (tiré de Avouac and DeWever, 2002; d'après Patriat et Achache, 1984)

Analysant l'ensemble des données stratigraphiques publiées sur l'Himalaya en relation avec l'âge de la collision, Rowley (1996) estime que la collision aurait débuté à l'Ypresien supérieur ($\sim <52$ Ma) dans la région du Zaskar-Hazara et serait plus récente à l'est pour un âge Lutétien (>42 Ma) sur la limite Birmane de l'arc himalayen. La collision aurait donc été diachronique et se serait propagée d'ouest en est. Cependant le début de la collision pourrait être antérieure puisque (Yin and Harrison, 2000) à partir d'une revue des données stratigraphiques de l'Himalaya estiment que la collision aurait pu débuter au Crétacé supérieur il y a ~ 70 Ma. Par ailleurs les analyses structurale et biostratigraphique de la zone de Waziristan et de Kurram au NW du Pakistan (Beck et al., 1995) proposent un âge de collision entre 66 et 55.5 Ma qui est en accord avec les données paléontologiques de la flore et de la faune de la région qui nécessitent une continuité terrestre entre l'Inde et l'Asie à c.a 65 Ma (Jaeger et al., 1989).

Dans la vallée de Kaghan (Nanga Parbat, Pakistan), plusieurs études ont mis en évidence des roches du Haut Himalaya métamorphisées dans le faciès des éclogites et caractérisées par des grenats ou clino-pyroxènes à inclusion de coésite (O'Brien et al., 2001; Tonarini, 1993). Puisque le protholithe de ces roches possède une signature continentale (O'Brien et al., 2001; Tonarini, 1993), celles-ci sont donc antérieures au début de la collision. Or en utilisant les méthodes Rb/Sr (Phengite), Sm/Nd (Grenat) et U/Pb (Rutile, Zircon), plusieurs auteurs estiment l'âge d'éclogitisation à 40-50 Ma (Kaneko et al., 2003; O'Brien et al., 2001; Tonarini, 1993) ce qui est en accord avec une initiation de la collision à c.a 55 Ma.

Plus récemment (Aitchison et al., 2002) relie la présence de conglomérats datés du Miocène inférieur au niveau de la suture Yarlung Tsangpo (SE Tibet) au début de la collision qui serait donc beaucoup plus tardive au Miocène.

En résumé, l'âge de la collision Inde-Asie reste sujet à discussion puisque les âges proposés varient entre ~ 70 Ma et le Miocène inférieur (<24 Ma). Cependant de nombreuses études (paléomagnétique, sédimentologique, géochronologique) s'accordent pour placer le début de la collision entre 50 et 55 Ma et c'est donc cet âge que nous adopterons par la suite.

1.2. *Chronologie des déformations en Asie suite à la collision de l'Inde*

1.2.1. **Les Modèles de déformation de l'Asie**

L'accommodation de la convergence entre l'Inde et l'Asie s'est faite de manière diffuse sur l'ensemble du continent asiatique et non pas seulement au niveau de la zone de subduction de l'Inde sous l'Asie (Tapponnier et al., 1986). L'origine des déformations observées en Asie est

donc essentiellement associée à la collision tardive de l'Inde. Cependant, la manière dont la convergence entre les deux continents a été accommodée reste largement controversée. Deux modèles sont communément proposés et expliquent la dualité entre imposants reliefs et grandes structures décrochantes d'échelles lithosphériques (voir paragraphe 1.1).

Le premier considère l'Inde comme un bloc rigide non-déformable qui indente l'Asie plastique déformable (Molnar et Tapponnier, 1975; Tapponnier et Molnar, 1976). L'indentation de l'Inde provoque entre autre l'extrusion vers l'est des blocs indochinois et de Chine du Sud associée à l'ouverture de la mer de Chine du sud (Tapponnier et al., 1982) Ce processus a pu être reproduit de manière analogique par (Peltzer et al., 1982). Ces derniers ont modélisé l'Asie par de la plasticine stratifiée et considéré la limite Est de leur modèle libre tandis qu'à l'Ouest la limite était bloquée. Le modèle d'indentation de l'Inde rigide explique donc bien la présence des grands décrochements asiatiques et l'extrusion vers l'est des blocs indochinois et de Chine du Sud. Mais il est basé sur des hypothèses sur la rhéologie de la lithosphère asiatique nécessairement trop simplificatrices. De plus, il considère que les différents blocs qui composent l'Asie sont rigides générant une déformation localisée au niveau des grands décrochements et ne permettent donc pas d'expliquer la formation des reliefs et des structures qui les composent.

Ainsi par exemple (England et Houseman, 1986; England et Molnar, 1997) proposent une approche différente qui repose sur le postulat qu'à grande échelle la lithosphère se déforme comme un milieu continu et homogène dans l'espace. Par des calculs numériques et en considérant uniquement les failles majeures (>500 km de long) et leurs vitesses de déplacement au cours du quaternaire, (England et Houseman, 1986; England et Molnar, 1997) ont pu interpoler les champs de vitesse et donc de déformation à l'ensemble de l'Asie. Les déformations en Asie s'expliquent donc par deux processus distincts : une extrusion de grands blocs continentaux le long des grandes failles d'échelle lithosphérique et une déformation interne aux blocs, responsable de l'épaississement crustal et de la formation des reliefs.

Si les deux modèles sont relativement bien admis, quelle est la part de chacun dans la construction de l'Asie et quelle est leur chronologie au cours du temps ? Nous verrons dans les paragraphes suivants les éléments qui nous permettent de contraindre ces quelques points.

1.2.2. Bilan sur la quantité de raccourcissement continental

Diverses études ont permis d'établir avec une bonne précision la quantité total de raccourcissement absorbée par la collision Inde-Asie depuis son initiation il y a ~55 Ma.

Patriat et Achache (1984) ont tout d'abord estimé une quantité de raccourcissement de près de ~3000 km. Grâce à des études paléomagnétiques réparties entre le plateau du Tibet et les bassins du Tarim et de la Junngarie, Chen et al. (1993) ont estimé une quantité totale de ~2700 Km. Ils ont également montré que l'accommodation de la convergence s'est faite sur l'ensemble de l'Asie (Fig. 1.4) et s'est répartie entre plusieurs orogènes : l'Himalaya, le Kulun, Tibet ou le Tianshan et l'Altay plus au nord.

Plus récemment à partir d'une synthèse des diverses études paléomagnétiques, tectoniques et de bilan de volume, Johnson et al. (2002) estime un raccourcissement de 1800 à 2100 Km dans la partie ouest, de 2400 Km dans la partie centrale et de 2800 Km dans la partie est de l'Asie. Houseman et England (1993) à partir de modélisations numériques prenant en compte une géométrie variable de l'indentation indienne et plusieurs modèles rhéologiques de la lithosphère ont estimé que l'extrusion latérale vers l'est accommodait une quantité de raccourcissement environ 3 à 4 fois plus importante que celle accommodée par l'épaississement crustal.

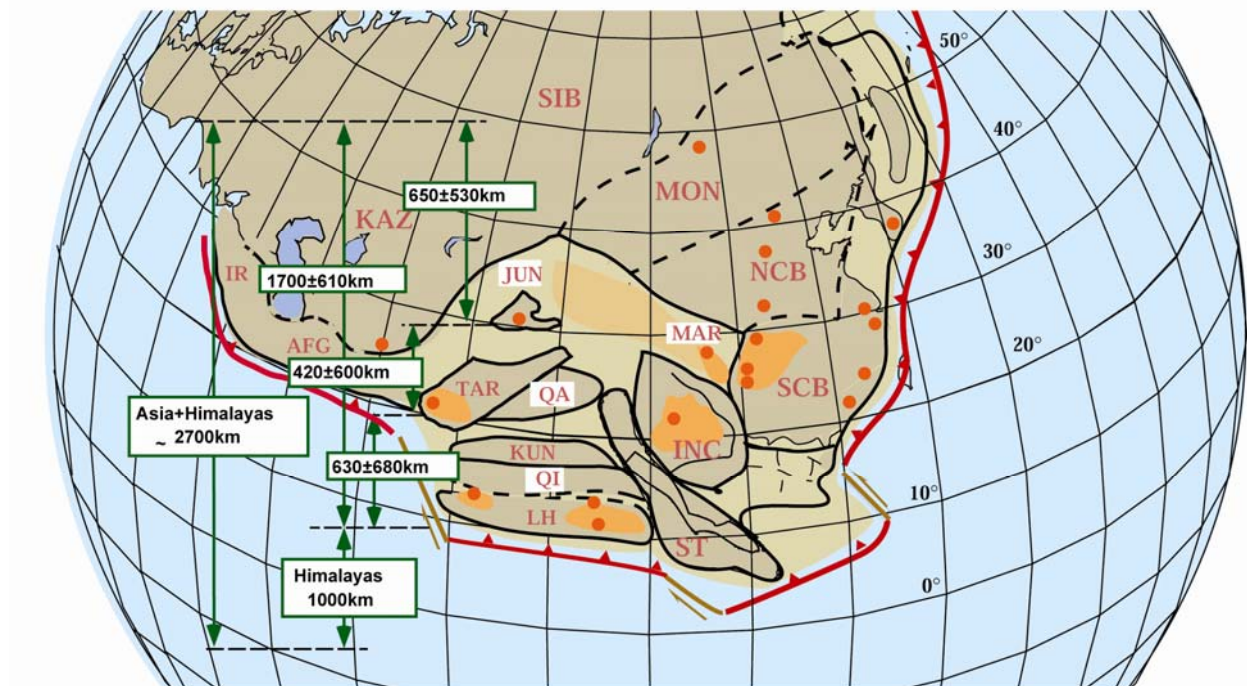


Fig. 1.4 : quantité totale de raccourcissement horizontal générée par la convergence Inde-Asie et répartition de ce raccourcissement à travers l'Asie (d'après Chen et al., 1993)

Mais, si la quantité totale de raccourcissement entre l'Inde et la Sibérie et sa répartition à travers l'Asie sont relativement bien contraintes, la chronologie exacte des déformations sur l'ensemble du continent reste discutées.

1.2.3. Contrainte sur l'âge de surrection de l'Himalaya et du Tibet

A partir de données de forage profond et de cartes d'isopaques, (Métivier et al., 1999) ont déterminé l'évolution des vitesses d'accumulation des sédiments dans les grands bassins d'Asie qu'il soient continentaux (e.g. Tarim, Junggarie, Qaidam) ou marin (e.g. : cônes du Bengal, cône du Gange et de l'Indus). Ces différents bassins recueillent les produits de l'érosion des différentes chaînes de montagne d'Asie. Les vitesses moyennes sur l'ensemble du continent sont inférieures à $0.5 \text{ km}^3/\text{a}$ jusqu'à ~25-30 Ma puis accélèrent de manière exponentielle pour atteindre des vitesses supérieures à $1,5 \text{ km}^3/\text{a}$ au cours du quaternaire (Fig. 1.5). En admettant un couplage direct entre érosion et sédimentation, cette accélération de la vitesse d'accumulation traduirait une accélération de l'érosion en réponse à une surrection. La surrection de l'Himalaya aurait donc débuté à cette période soit près de 25 à 30 Ma après le début de la collision.

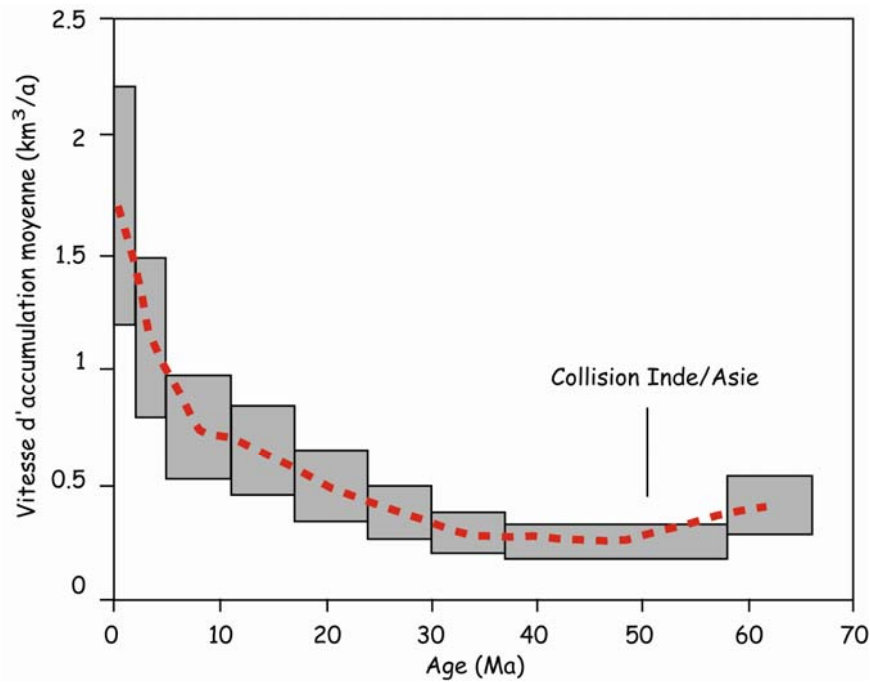


Fig. 1.5 : évolution des vitesses d'accumulation sédimentaire moyennes des grands bassins d'Asie (d'après Métivier, 1999).

A l'image de ce qu'avait par exemple proposé Copeland et al. (1987), (Métivier et al., 1999) expliquent ce retard par la succession de deux processus de déformation : dans les premiers temps de la collision la convergence serait accommodée par une extrusion latérale des grands blocs décrits ci-dessus, puis à partir 20-30 Ma c'est l'épaississement crustal qui dominerait avec la formation de l'Himalaya et du Tibet. Cette modification des processus de déformation pourrait trouver son origine dans un changement climatique global qui aurait eu lieu au Cénozoïque supérieur avec une baisse de la température, une humidité et des perturbations accrues (Molnar et Davis, 1990).

Les données géochronologiques acquises depuis une vingtaine d'années montrent également que la surrection au niveau de l'Himalaya et du Tibet s'est probablement faite au Miocène inférieur. En effet (Copeland et al., 1990; Crawford and Windley, 1990; Guillot et al., 1994) ont réalisé des datations du type Ar/Ar sur biotite, muscovite ou hornblende sur le leucogranite de Manaslu (région de l'Everest, Nepal) et mettent en évidence un refroidissement rapide au Miocène entre ~16 et ~20 Ma. Par ailleurs Copeland et al., (1990) lient ce refroidissement à des mouvements structuraux au niveau du Main Central Thrust (MCT). Plusieurs études géochronologiques montrent par ailleurs que les premiers mouvements cisailants au niveau du MCT se sont produits au Miocène inférieure entre 20 et 24 Ma sur l'ensemble de l'orogène Himalayenne (e.g. Harrison et al., 1995; Hodges et al., 1996; Parrish et Hodges, 1996; Catlos et al., 2002 et 2004).

Par ailleurs, Copeland et al. (1987), à partir de datation Ar/Ar sur biotite et hornblende et des analyses de traces de fission sur apatite, ont déterminé les vitesses de surrection du pluton granitique de Quxu, partie intégrante du batholithe de Gangdese (région de Lhasa, sud Tibet). Ils ont montré une accélération de la surrection au Miocène inférieur avec des vitesses de l'ordre de 4 mm/an entre 20 et 17 Ma.

Les analyses par trace de fission sur zircons et apatite de granite, granodiorite, gneiss et syénite aux abords de la faille de l'Altyn Tagh dans le Kunlun Shan (NE du Plateau du Tibet) montrent une phase de compression majeure Oligo-Miocène précédée par une phase d'extrusion vers l'est du plateau du Tibet (Jolivet et al., 2001).

Par conséquent de nombreuses données convergent dans le même sens et semblent indiquer que l'Himalaya et le plateau du Tibet ont subi une surrection importante au Miocène inférieur. Mais au vu de l'immensité de la zone considérée, les données obtenues sont trop discrétisées et localisées et il est difficile de véritablement conclure. De plus certaines études proposent des hypothèses alternatives. Ainsi à partir de datation Ar/Ar sur des granitoïdes du Kunlun Shan oriental, Mock et al. (1999) montrent que la surrection est probablement antérieure et débuta il y a ~30 Ma soit 10 Ma plus tôt que dans la partie occidentale du Kunlun. A partir d'analyses de traces de fission et magnétostratigraphique associées à des données biostratigraphiques et sédimentologiques de la limite Nord de plateau Tibétain, Yin et al. (2002) montrent que l'épaississement crustal est antérieur à c.a 46 Ma à l'ouest du Kunlun Shan et s'est fait à c.a 49 Ma dans le Qimeng Tagh au nord du bassin Qaidam.

Par ailleurs la topographie actuelle a probablement été atteinte dès 8 Ma malgré une accélération possible de la surrection au Pliocène supérieur comme le montrent les études par trace de Fission de Jolivet et al. (2001) sur le Kunlun Shan aux abords de la faille de l'Altyn

Tagh, ou les bilans sédimentaires réalisés par (Jolivet et al., 2001; Métivier et al., 1998) sur le bassin du Qaidam. La surrection du plateau du Tibet et son épaissement crustal ont donc pu être diachroniques et se faire suivant plusieurs phases.

(Mock et al., 1999; Tapponnier et al., 2001) s'accordent aussi pour dire que la formation du plateau du Tibet n'est pas synchrone sur l'ensemble de sa surface. Néanmoins, ils supposent que celui-ci s'est construit en trois étapes avec la surrection successive vers le Nord d'entités continentales de 300 à 500 km de large (Fig. 1.6). Il y aurait ainsi une propagation de la déformation vers le Nord. Ceci est en accord avec les conclusions de Métivier et al. (1998) qui, à partir de calcul de bilan sédimentaire sur le bassin du Qaidam, montrent une croissance vers le Nord-Ouest du plateau.

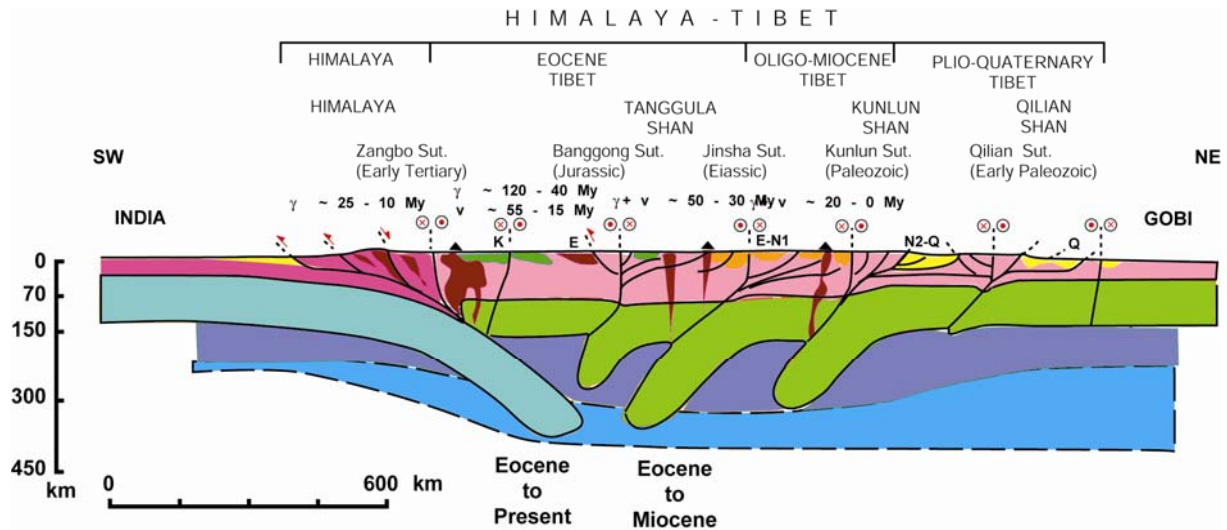


Fig. 1.6 : coupe lithosphérique de l'Himalaya et du Plateau du Tibet montrant les trois phases de construction du plateau suivant le modèle de propagation vers le Nord de la déformation (d'après Tapponnier et al., 2001)

1.2.4. Contraintes temporelles sur les mouvements d'extrusion

L'Asie est constituée par de nombreux blocs séparés par de grandes failles d'échelle lithosphérique (cf § 2.1). Les dimensions de ces accidents et leurs complexités structurales ne permettent pas d'établir dans le détail les cinématiques et les âges d'initiation des mouvements. Cependant quelques données sont disponibles (Fig.1.7).

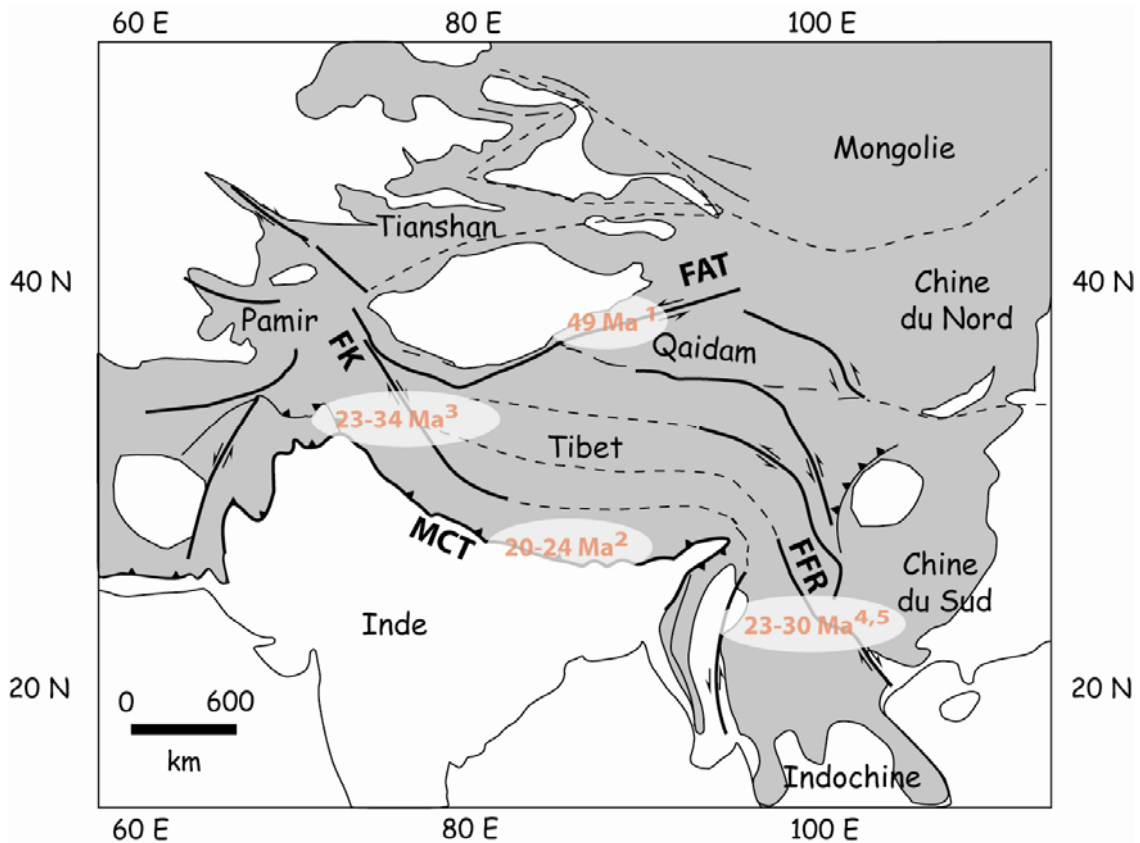


Fig. 1.7 : carte structurale des grands décrochements d'Asie du sud et centrale, et âges supposés des premiers mouvements décrochants dus à la collision Inde-Asie, FAT : faille de l'Altyn Tagh ; FK, faille de Karakorum ; FFR : faille du Fleuve Rouge ; MCT : Main Central Thrust ; ¹ Yin et al. (1998) ; ² Caltos et al. (2002) ; ³ Lacassin et al., (2001) ; ⁴ Tapponnier et al. (1990) ; ⁵ Sharer et al. (1994)

La faille de l'Altyn Tagh longue de 1600 Km de long représente la limite Nord du plateau du Tibet et sépare celui-ci du bassin du Tarim. Elle accommode le mouvement vers le NO NE du plateau du Tibet suivant un mouvement senestre. Toujours active (Peltzer et al., 1989) les premiers mouvements auraient débuté à c.a 49 Ma (Yin et al., 2002).

La Faille du Fleuve Rouge sépare les blocs de Chine du Sud et Indochinois. Elle est longue de près de 1000 km et s'étend depuis le Golf de Tonkin jusqu'au plateau du Tibet. Elle a accommodé plus de 500 km de mouvement relatif entre les blocs Indochinois et de Chine du Sud (Tapponnier et al., 1990). Les datations U-Pb de mylonites et gneiss des complexes métamorphiques de l'Ailao Shan et du Diancang Shan dans la province du Yunnan montrent que les mouvements senestres de la faille ont été actifs au moins entre ~30 et ~23 Ma (e.g Tapponnier et al., 1990; Sharer et al., 1994).

La faille de Karakorum correspond à la limite ouest du Plateau du Tibet et sépare celui-ci du Pamir situé plus à l'est. Elle est longue de près de 1000 km et présente un mouvement dextre provoqué par le poinçonnement de l'Inde au niveau du Kohistan. Les premiers mouvements sont certainement antérieurs à 23 Ma et possiblement antérieurs à 34 Ma (Laccassin et al., 2004) bien que cela reste discuté (Searle et al., 2004).

1.3. Répartition actuelle des déformations

La vitesse actuelle de convergence entre l'Inde et l'Asie est estimée par des mesures GPS à 36-40 mm/an (e.g Zhang et al., 2004 ; Wang et al., 2001). L'accommodation de cette convergence est largement répartie sur l'ensemble du continent asiatique depuis l'Himalaya jusqu'à l'Altaï.

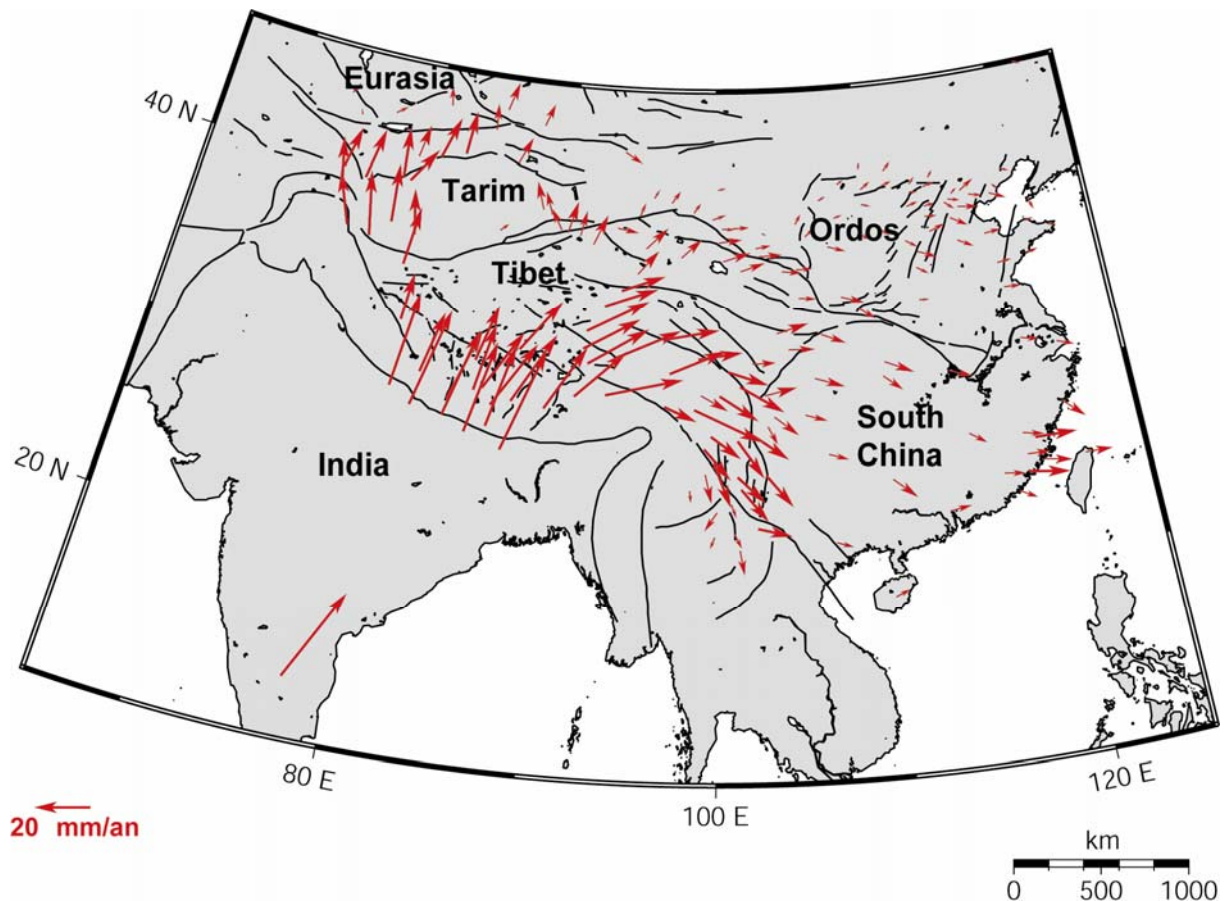


Fig. 1.8 : vitesses GPS de l'Asie du Sud (d'après Wang et al., 2001)

En effet différentes études GPS à l'échelle de l'Asie (e.g Zhang et al., 2004) montrent clairement que la déformation est largement distribuée sur l'ensemble du continent (Fig. 1.8).

Par ailleurs les directions de raccourcissement obtenues à l'est du plateau tibétain confirment l'extrusion des blocs continentaux vers l'est et valident donc le modèle d'indentation.

En considérant les vitesses de déplacement Holocène sur les principaux accidents en Asie centrale (failles de l'Altyn Tagh, faille de Karakorum ...) associées à un modèle de blocs rigides, Avouac et Tapponnier (1992) ont pu déterminer les vitesses de déplacement sur l'ensemble de l'Asie Centrale (Fig. 1.9). Les directions de raccourcissement obtenues sont en bon accord avec celles déduites des études GPS. Par ailleurs les vitesses Holocène ainsi calculées sont très proches des vitesses instantanées obtenues par les études GPS. Par exemple Avouac et Tapponnier (1992) estiment une vitesse de raccourcissement de $\sim 20 \pm 10$ mm/an au niveau de l'Arc himalayen alors que Jouanne et al. (2004) à partir d'une étude GPS sur le Népal obtiennent une vitesse de 19-20 mm/an.

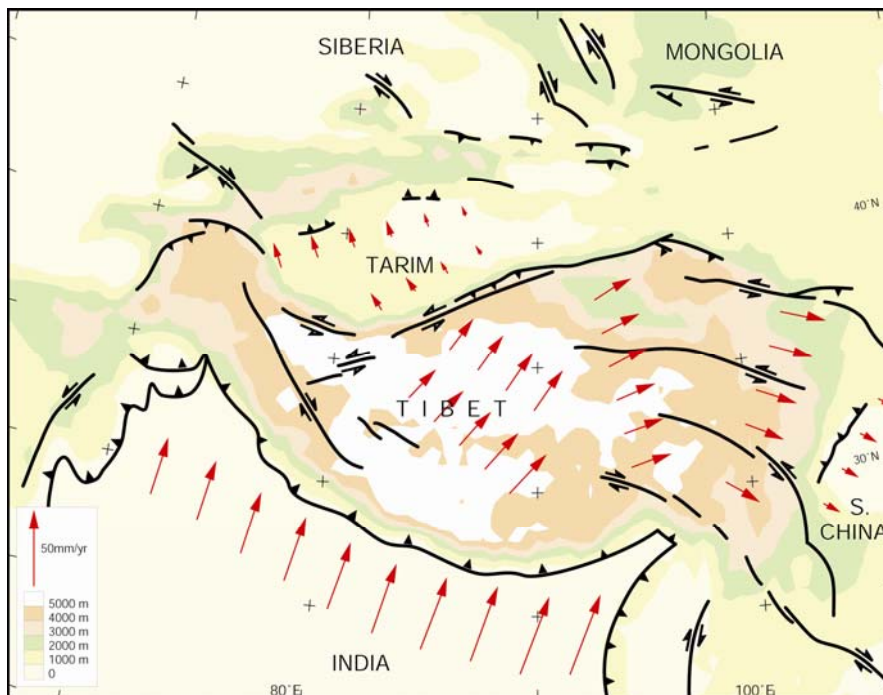


Fig. 1.9 : vitesses de déplacement Holocène calculées à partir d'un modèle de blocs rigides (d'après Avouac et Tapponnier, 1993)

Enfin la sismicité (Fig. 1.10) est aussi largement présente sur la totalité de l'Asie marquant bien les zones d'intense déformation que sont l'Arc himalayen, le Tibet, le Pamir ou en encore le Tianshan plus au Nord. Cette disposition argumente en faveur d'une déformation diffuse et continue car malgré une intensité plus forte les limites de blocs ne sont pas le seul siège de l'activité sismique et celle-ci est largement répartie à l'intérieur même des blocs. Cependant on peut remarquer de vastes zones où les tremblements de Terre sont pratiquement absents comme l'Inde ou le Tarim. Par ailleurs ces zones ne présentent pas de reliefs marquants et n'ont donc pas subi d'épaississement crustal important. L'absence de sismicité

2. Histoire géodynamique du Tianshan

2.1. *Le Tianshan aujourd'hui : topographie, géologie et structures*

2.1.1. La topographie

Le Tianshan est une chaîne orientée globalement Est-Ouest qui s'étend sur près de 2500 km longitudinalement et de 400 à 200 km latitudinalement (Fig. 1.11). La chaîne est plus large à l'ouest et devient de plus en plus étroite vers l'est. Si l'altitude moyenne est de l'ordre de 2500 m, dans sa partie orientale proche du Pamir, certains sommets culminent à plus de 7000 m comme le Pobedy (7 439 m) à la frontière Chine-Kirgystan. Dans sa partie Centrale Chinoise les altitudes sont plus modestes et ne dépassent pas les 5500 m. En résumé plus on se situe à l'ouest plus le Tianshan est large et haut. Avouac et al. (1993) expliquent cette asymétrie longitudinale de la topographie de la chaîne par une déformation plus importante à l'ouest liée à une rotation horaire du Tarim mise en évidence par des mesures GPS (Reigber et al., 2001; voir ci-dessous) et paléomagnétiques (Chen et al. 1991).

Le Tianshan est par ailleurs bordé par deux grands bassins sédimentaires qui sont les bassins du Tarim au sud et de la Junggarie au nord. Ces bassins correspondent à d'anciens cratons précambriens qui ont été accrétés au Paléozoïque (voir § 3.2) et qui ont reçu les sédiments provenant de l'érosion de la chaîne suite à son évolution meso-cénozoïque.

Le Tianshan est également caractérisé par plusieurs bassins intra-montagneux tels les bassins de Bayanbulak ou de Yili (Fig. 1.11), ce qui est relativement inhabituel pour une chaîne de cette importance et traduit probablement une certaine immaturité. Notons également la présence à l'est du bassin de Turfan dont l'altitude moyenne est de ~150 m en dessous du niveau de la mer. À partir des modèles numériques de terrain SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) fournis par la Nasa, nous avons réalisé une série de 6 profils latitudinaux à travers le Tianshan (Fig. 1.12). Il n'existe aucune asymétrie latitudinale particulière de la chaîne. Cependant les bassins du Tarim et de la Junggarie présentent une différence d'altitude moyenne de ~700 m. Celle-ci est peut-être liée à une histoire tectono-climatique différente de part et d'autre de la chaîne. Plus simplement, contrairement au bassin de la Junggarie qui est alimenté essentiellement par le Tianshan, le Tarim est bordé par de nombreuses chaînes très actives (Pamir, Qilian Shan, Kunlun Shan...) qui génèrent un remplissage "baignoire" plus important et donc probablement un niveau de base et une altitude moyenne plus haute. Cette discussion relative au niveau de base des bassins du Tarim et de la Junggarie sera discutée plus en détail lors du chapitre 3.

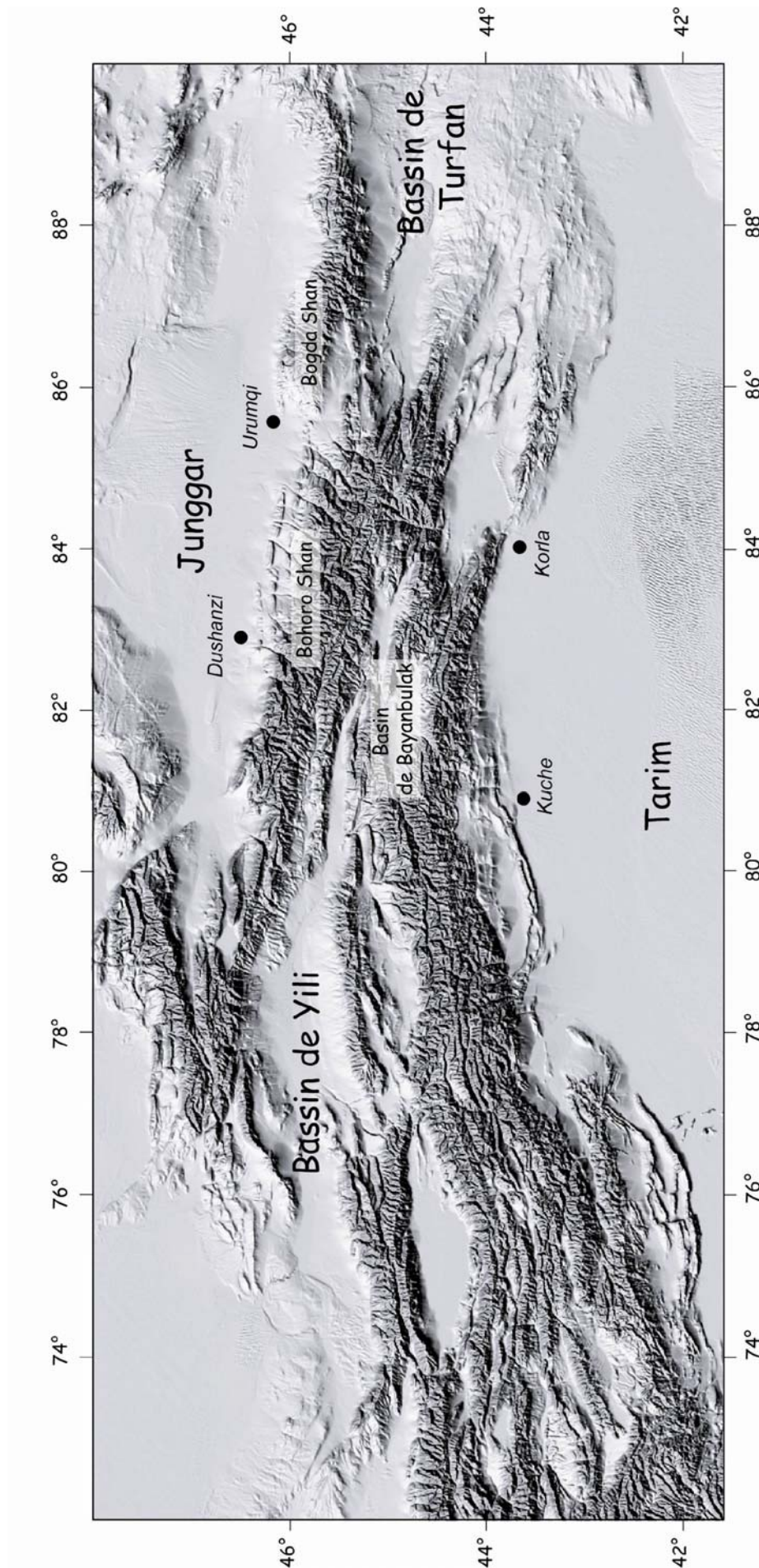


Fig. 1.11 : carte topographique de la chaîne du Tianshan réalisée à partir des modèles numériques de Terrain GTOPO 30 de la NASA

2.1.2. Géologie et structures

La chaîne du Tianshan est essentiellement constituée dans sa partie centrale par des terrains anté-permiens (Fig. 1.13). Il s'agit pour la plupart de roches magmatiques d'arc mais on trouve également de nombreuses roches sédimentaires associées (flyshs, carbonates de plateforme, roches détritiques...) et plusieurs mélanges ophiolitiques répartis à la fois au nord et au sud. Sur les piémonts Nord et Sud du Tianshan on trouve majoritairement une couverture sédimentaire post-permienne de nature essentiellement détritique.

Cette couverture est largement reprise par les primes d'avant chaîne à travers des séries de chevauchements et de plis (voir le Chapitre II pour une description plus détaillée des structures). Ces sédiments issus de l'érosion de la partie centrale se sont déposés dans les deux grands bassins qui bordent le Tianshan avec la Junggarie au Nord et le Tarim au Sud (pour une description stratigraphique plus détaillée des dépôts Junggar et Tarim on se référera au Chapitre II).

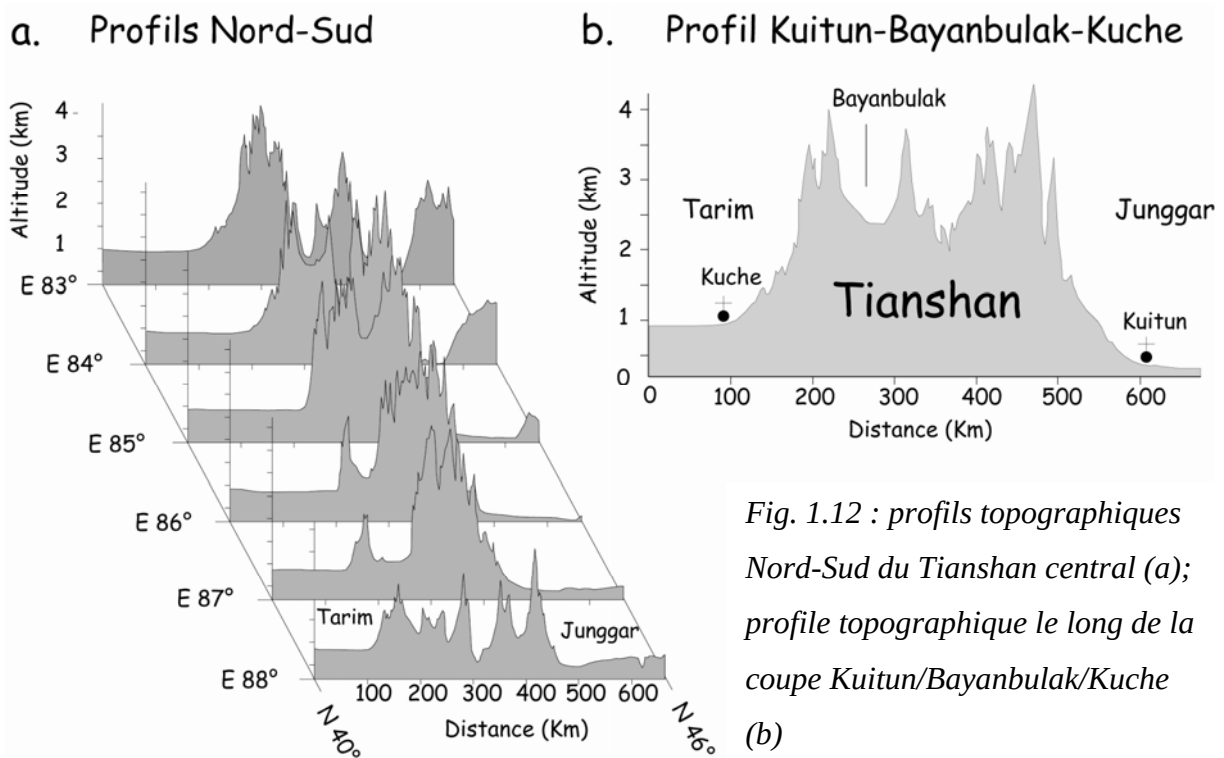


Fig. 1.12 : profils topographiques Nord-Sud du Tianshan central (a); profile topographique le long de la coupe Kuitun/Bayanbulak/Kuche (b)

Ces dernières années, plusieurs études sismologiques (sismique réfraction, tomographie, gravimétrie) ont permis d'imager les structures profondes du Tianshan (Fig. 1.14). Il en ressort deux points majeurs : **(i)** l'épaisseur de la croûte varie entre 46 km pour la Junggarie à 50-60 km en moyenne sous le Tianshan (Wang et al., 2003, Bump et Sheehan, 1998) avec néanmoins des zones plus épaisses jusqu'à 70 km (Vinnik et al., 2004) et **(ii)** seul le bassin du Tarim (et non celui de la Junggarie) subducte sous le Tianshan (Poupinet et al., 2002 ; Zhao et al. 2003) suivant un angle de $\sim 36^\circ$ (Zhao et al., 2003).

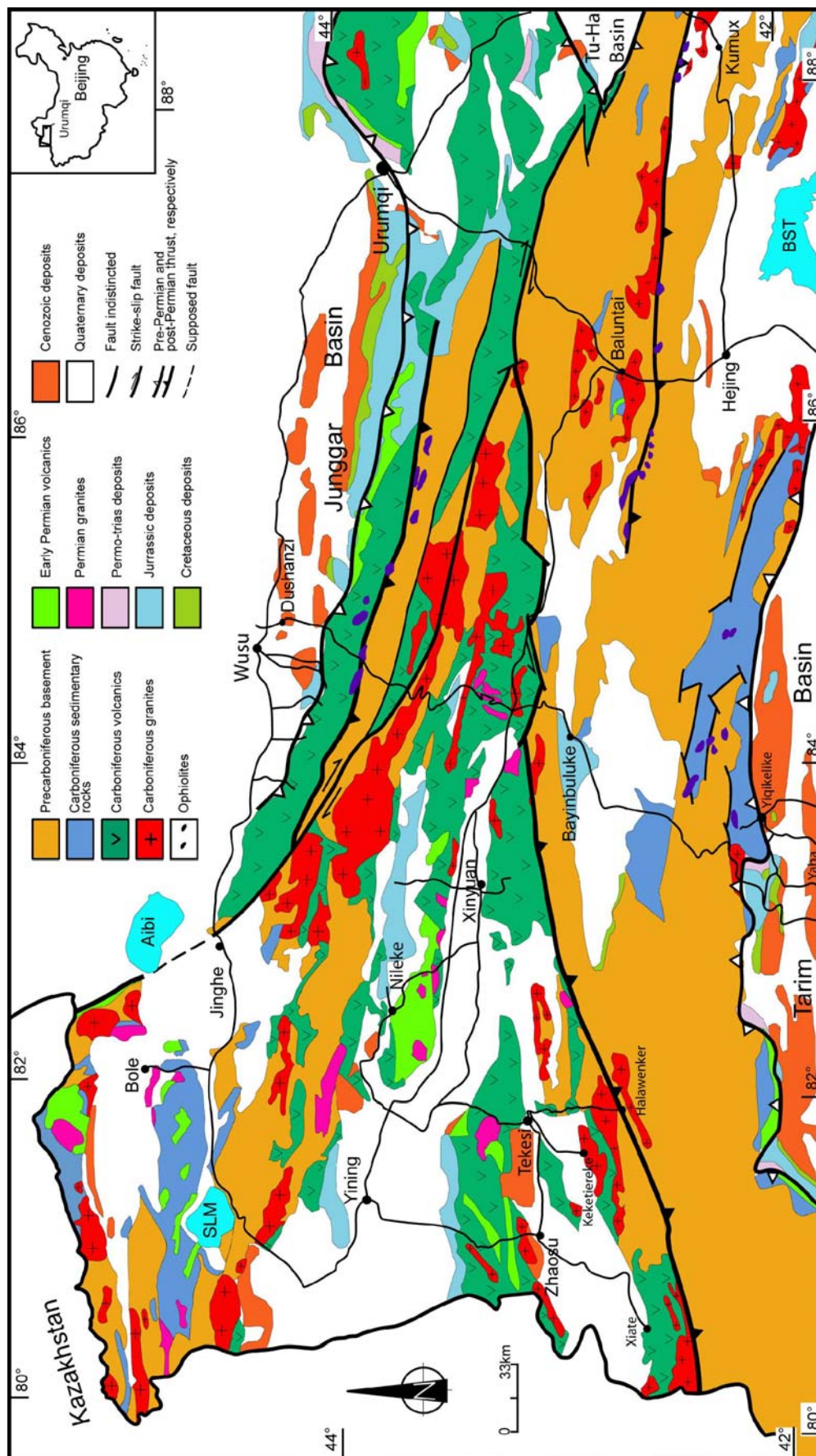


Fig. 1.13 : carte géologique du Tianshan central (d'après Wang Bo)

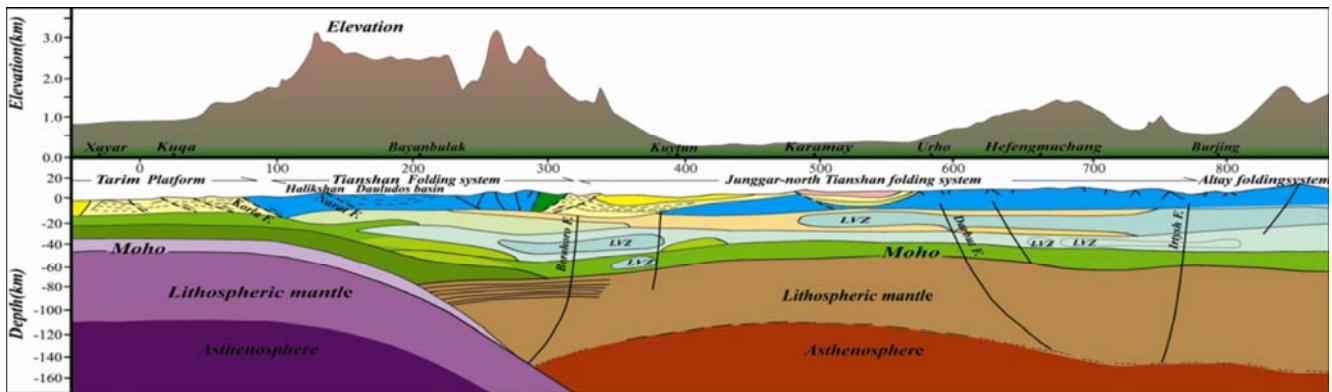


Fig 1.14 : structures lithosphériques du Tianshan d'après Zhao et al. (2003)

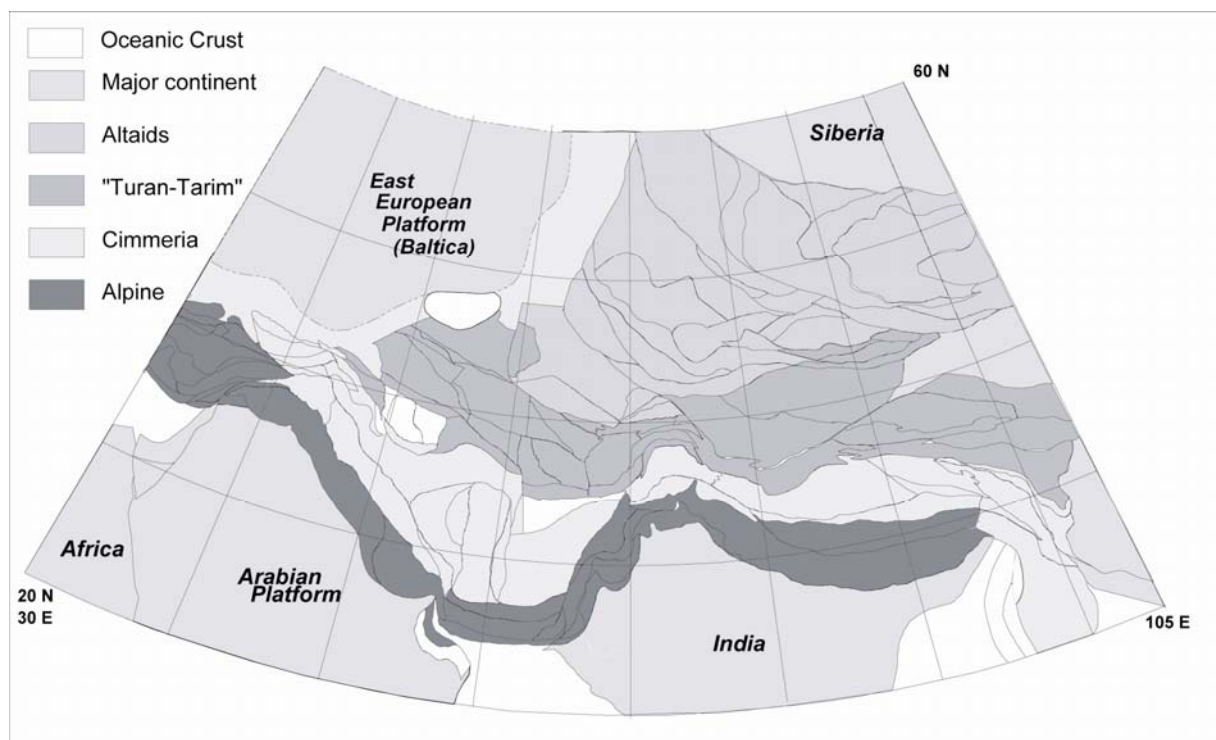


Fig. 1.15 : carte d'Asie centrale montrant les grands ensembles géodynamiques et leur morcellement en de nombreux micro-blocs (d'après Heubeck, 2001)

2.2. Accrétions paléozoïques

La formation initiale de la chaîne du Tian Shan et de l'Asie centrale en général trouve son origine dans une histoire paléozoïque complexe de subduction/collision/accrétion faisant intervenir de nombreux micro-blocs continentaux. Vu la complexité de la région, son étendue et la difficulté d'accès de certaines zones, l'évolution détaillée n'est pas encore totalement

comprise. Néanmoins plusieurs études ont permis d'établir des modèles de formation du Tianshan et permettent de mieux comprendre les modifications paléogéographiques de cette période.

2.2.1. Le modèle des Altaïdes

Pour Sengör et al. (1993) le Tianshan correspond à un des nombreux complexes d'accrétion/subduction qui composent le grand ensemble orogénique des Altaïdes (Fig. 1.14). Celui-ci s'étend depuis la Sibérie et la Mongolie jusqu'à la mer Baltique et comprendrait pas moins d'une vingtaine de complexes tel celui du Tianshan. D'après Sengör et al. (1993) ces derniers proviennent d'un unique arc magmatique et se sont accrétés le long d'une zone de subduction/accrétion géante.

Ils ont ensuite subi d'importants mouvements décrochants compartimentant de manière extrême ce gigantesque arc et expliquant ainsi la complexité des structures aujourd'hui observées. Mais ce modèle reste trop général et n'est pas toujours contraint dans le détail par des observations géologiques ou géochronologiques.

2.2.2. Les modèles de Windley et al. (1990) et Gao et al. (1998)

D'après les études de Windley et al. (1990) et de Jun et al. (1998) la construction du Tianshan s'est faite suite à deux phases de subduction-collision entre le Dévonien et le Carbonifère (Fig. 1.16). La première se déroule à l'Ordo-silurien moyen tandis que la seconde est plus tardive au Dévono-carbonifère.

Si les deux modèles sont très semblables il existe néanmoins quelques différences. En effet Windley et al. (1990) proposent une évolution depuis le Dévonien alors que Gao et al. (1998) présentent une histoire géodynamique depuis le Cambrien. Par ailleurs si au Carbonifère inférieur les deux études s'accordent pour dire qu'il y a une double subduction à vergence opposée, Gao et al. (2001) précise le modèle en ajoutant la présence d'un arc volcanique intermédiaire (le North Tianshan Intermediate Arc : NTIA sur la Fig. 1.16). Pour les mêmes auteurs chaque zone de subduction est associée à la formation d'un arc volcanique.

Mais dans les deux modèles, le Tianshan est déjà totalement accrété et formé dès le Permien inférieur. Il en résulte deux zones de sutures :

- la première au nord (North Tianshan Fault Zone : NTFZ, Fig. 1.13) qui correspond à la fermeture du Paleo-océan Junggar (PJO) et du Paléo-océan Nord-Tianshan (NTO) suivi de la collision des blocs du Tianshan Central (YCTP), NTIA et du Junggar (JP)

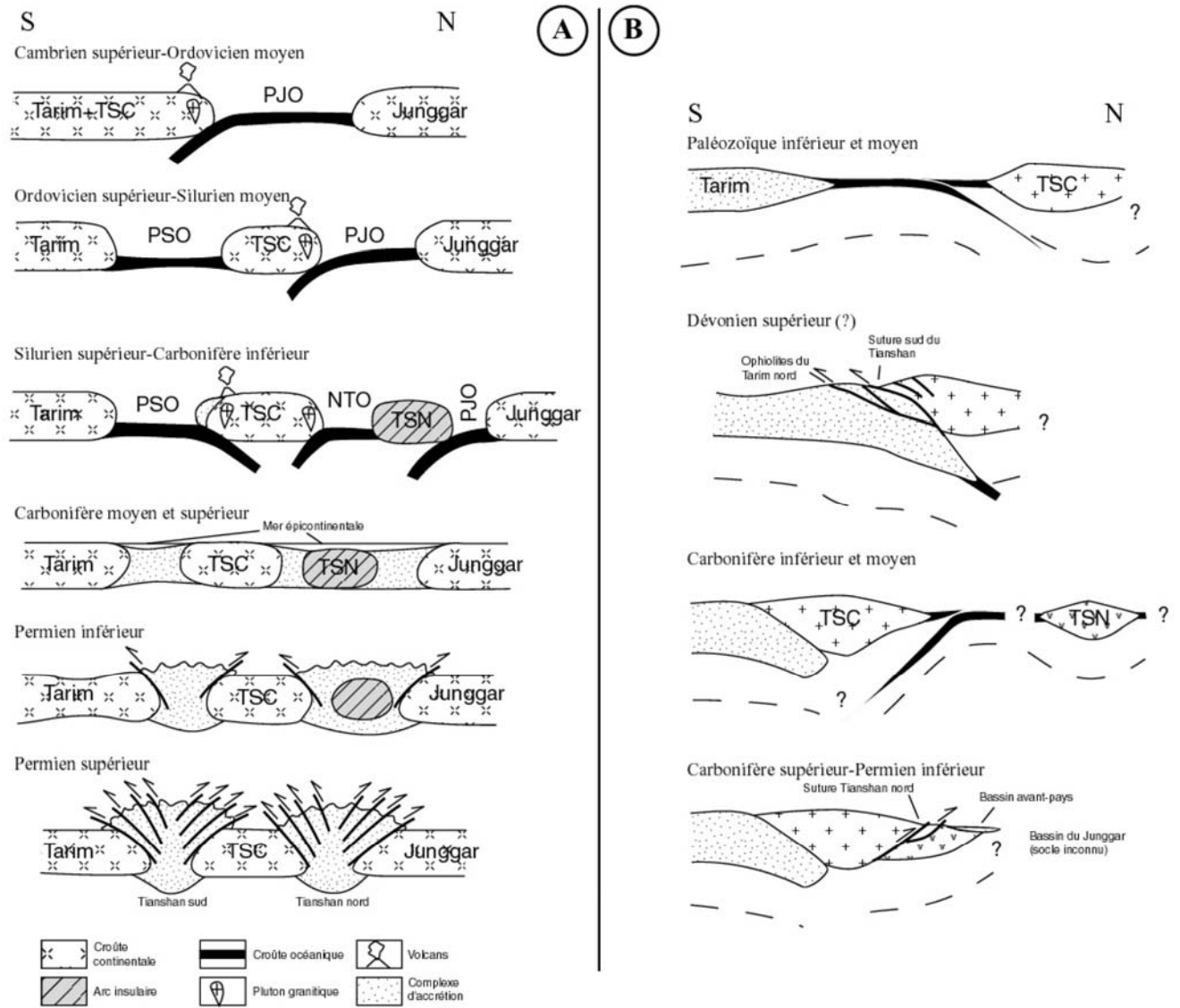


Fig. 1.16 : accretion Paléozoïque du Tianshan suivant les modèles géodynamique (A) de Gao et al. (1998) et (B) de Windley et al. (1990)

- la seconde au sud (South Tianshan Fault Zone : STFZ) qui correspond à la fermeture du Paléo-océan Sud Tianshan (PSO sur la Fig. 1.13) et la collision des blocs YTCP et du Tarim (TP)

Au nord la suture est bien marquée par une série de mélanges ophiolitiques visibles (Fig. X3). Au sud du Tianshan, les mélanges ophiolitiques sont présents dans les régions de Baluntai à l'est et de Yidikelike (Fig. 1.13). Cependant la continuité structurale et spatiale entre ces deux régions est difficile à établir. Ainsi les ophiolites de Yidikelike étant largement associées à une sédimentation carbonifère de type flysh, elles pourraient correspondre à une seconde zone de subduction et de fermeture océanique Carbonifère. Ceci nécessiterait un bloc du Tarim non

plus unique mais séparé en deux entités (D. Cluzel, communication orale) Il est également possible que ces différentes zones de mélange ophiolitique appartiennent à une seule zone de subduction carbonifère compartimentée ensuite par des événements décrochants à l'image du model proposé par Sengör et al. (1993).

2.2.3. Le modèle de Laurent-Charvet (2001)

Laurent- Charvet (2001), se basant sur des études pétrostructurales sur le Tianshan oriental (région de Turfan), met en avant un modèle légèrement différent qui remet en cause en partie l'évolution précédemment proposée (Fig. 1.17). Certes, le Tianshan résulterait aussi de deux principales phases d'accrétion/subduction, l'une au Paléozoïque moyen et l'autre au Ppaléozoïque supérieur. Cependant ces deux phases seraient de même nature avec la subduction d'une croûte océanique vers le Sud d'abord le paléo-océan Tianshan puis celui du Junggar respectivement suivi de la collision les blocs du Tianshan Nord (BTSN) et du Junggar. Chacune des phases de subduction étant associée à un magmatisme d'arc important, la fermeture du Paléo-océan du Tianshan Sud n'aurait pas impliqué de subduction vers le Nord, comme précédemment proposé par Windley et al. (1990) et Gao et al. (1998), mais se serait faite par une simple obduction. Enfin si comme pour les modèles de Windley et al. (1990) et de Gao et al. (1998) l'ensemble des blocs sont accrétés au Permien moyen, la fin de cette période est marquée par une phase décrochante importante qui structure l'ensemble du Tianshan et reprend en cisaillement les anciennes sutures.

2.2.4. Evolution paléogéographique : exemple du modèle de Heubeck (2001)

A partir de données paléontologiques, paléomagnétiques et à l'aide d'un modèle de plaque tectonique rigide (logiciel PALEOMAP) Heubeck (2001) a pu reconstruire l'évolution paléogéographique de l'Asie Centrale depuis le Dévonien moyen jusqu'au Permien supérieur (Fig. 1.18 et 1.19). Au Dévonien moyen le bloc du Tarim correspond à une zone émergée. Il est séparé du bloc de Yili par une croûte océanique subductant vers le Nord. Le bloc de Yili peut être corrélé au Yili-Central-Tianshan-Plate (YCTP) de Windley et al. (1990) ou au Central-Tianshan-Block (CTSB) de Laurent-Charvet (2001). Il est accrété au Tarim dès le Carbonifère inférieur à l'image des modèles précédents. Plus au nord le bloc Junggar correspond à une zone noyée mais de faible profondeur et n'est pas accrété avant le Carbonifère supérieur ce qui est en accord avec les modèles exposés ci-dessus. A l'image de ces derniers Heubeck (2001) suppose également la présence d'un arc volcanique au Nord de l'ensemble accrété Yili-Tarim. Celui-ci est crée par la subduction et la fermeture de l'océan Turkestan que l'on peut rapporter au Paleo Ocean Junggar (PJO) de Windley et al. (1990) et

au Junggar Paleo Ocean de Laurent-Charvet (2001). L'ensemble des blocs Junggar, Yili et Tarim sont totalement regroupés dès de Permien supérieur et correspondent à un grand ensemble émergé.

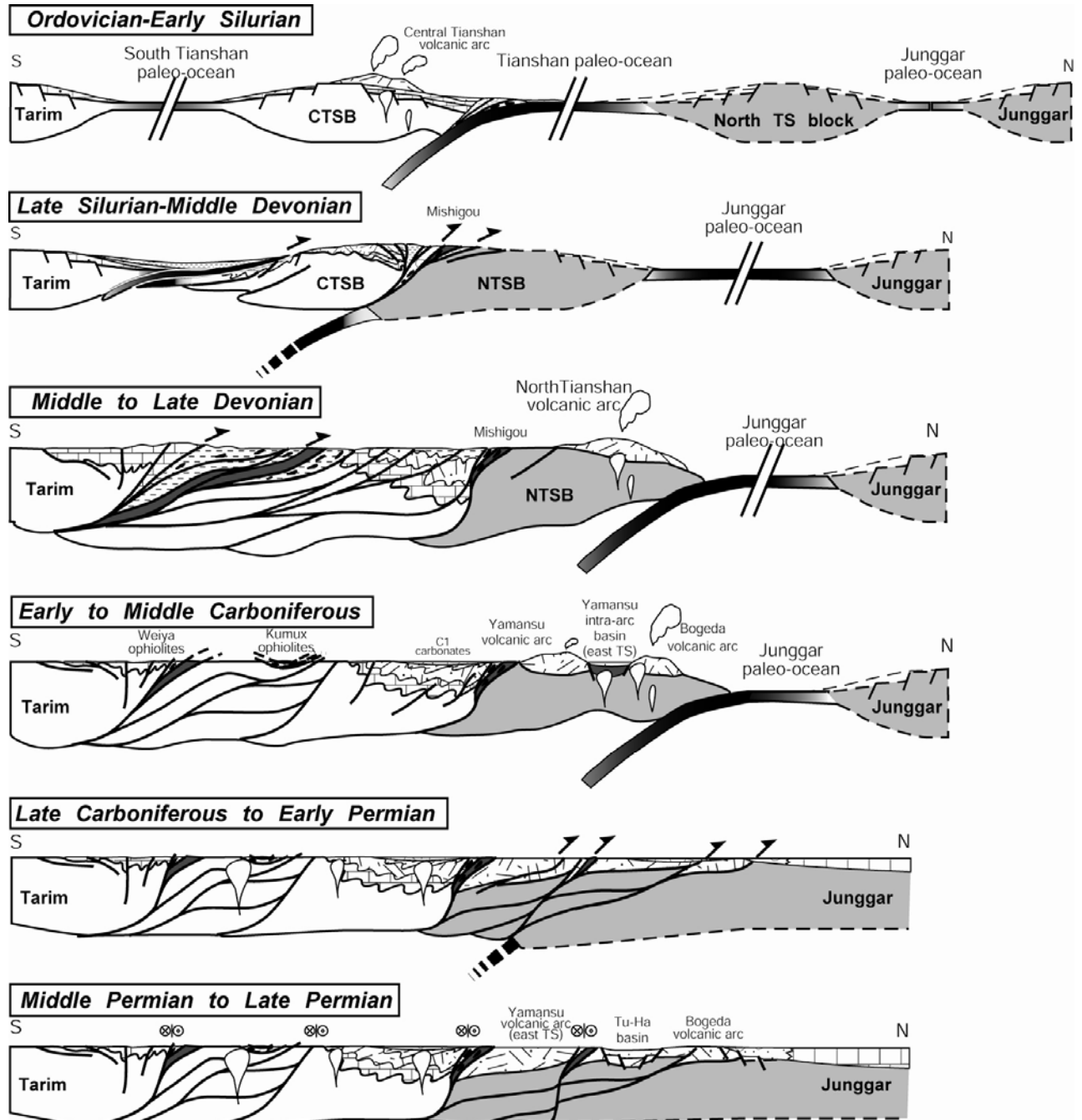


Fig. 1.17 : modèle d'accrétion du Tianshan au cours du Paléozoïque (d'après Laurent-Charvet, 2001)

2.3. Réactivation tertiaire

2.3.1. Introduction

Malgré une formation Paléozoïque très ancienne, l'orogénie du Tianshan présente aujourd'hui une altitude moyenne très élevée de 2500m avec certains sommets qui dépassent les 7000m (voir § 3.2.1) ce qui traduit un soulèvement et une déformation beaucoup plus récents.

Au cours du Mésozoïque le Tianshan a probablement constitué un relief dominant en Asie Centrale (Hendrix et al., 1992) associé à une sédimentation non négligeable dans les bassins Junnggar et Tarim. Cependant, à l'exception de quelques données thermochronologiques qui montrent une possible phase d'exhumation au Mésozoïque supérieur (Dumitru et al., 2001, ANNEXE X) aucune déformation majeure n'est documentée lors de cette période et on explique encore mal l'importance de cette sédimentation.

La topographie actuelle du Tianshan est en fait due à une réactivation de la chaîne suite à la collision entre l'Inde et l'Asie (e.g Tapponnier et Molnar, 1979; Windley et al., 1990). L'Inde remontant vers l'Asie suivant le modèle d'indentation proposé par Tapponnier et Molnar. (1975) la déformation serait transmise depuis le plateau tibétain à travers le Tarim qui se comporterait comme un bloc rigide (Tapponnier et Molnar, 1979). Le comportement rigide du bassin du Tarim a par ailleurs était confirmé par des études paléomagnétiques (Chen et al., 1993) et GPS (Reigber et al., 2001). Le Tianshan a ainsi probablement accommodé près de 300-400 km de raccourcissement généré par la convergence entre l'Inde et l'Asie (Chen et al., 1993). Cependant l'âge exact de cette réactivation cCénozoïque de la chaîne du Tianshan reste mal contraint malgré plusieurs études ces dernières années qui ont tenté de le préciser. Dans les paragraphes suivants nous allons présenter et discuter ces différentes études en fonction des méthodes employées.

2.3.2. Contraintes sédimentologiques

D'après Windley et al. (1990), la présence dans la région d'Urumqui de conglomérats Oligocène en discordance inconformité marquerait le début de la réactivation. Cependant, cette observation est locale et n'est pas observable sur l'ensemble des piémonts Nord et Sud ce qui limite son interprétation en terme de tectonique régionale.

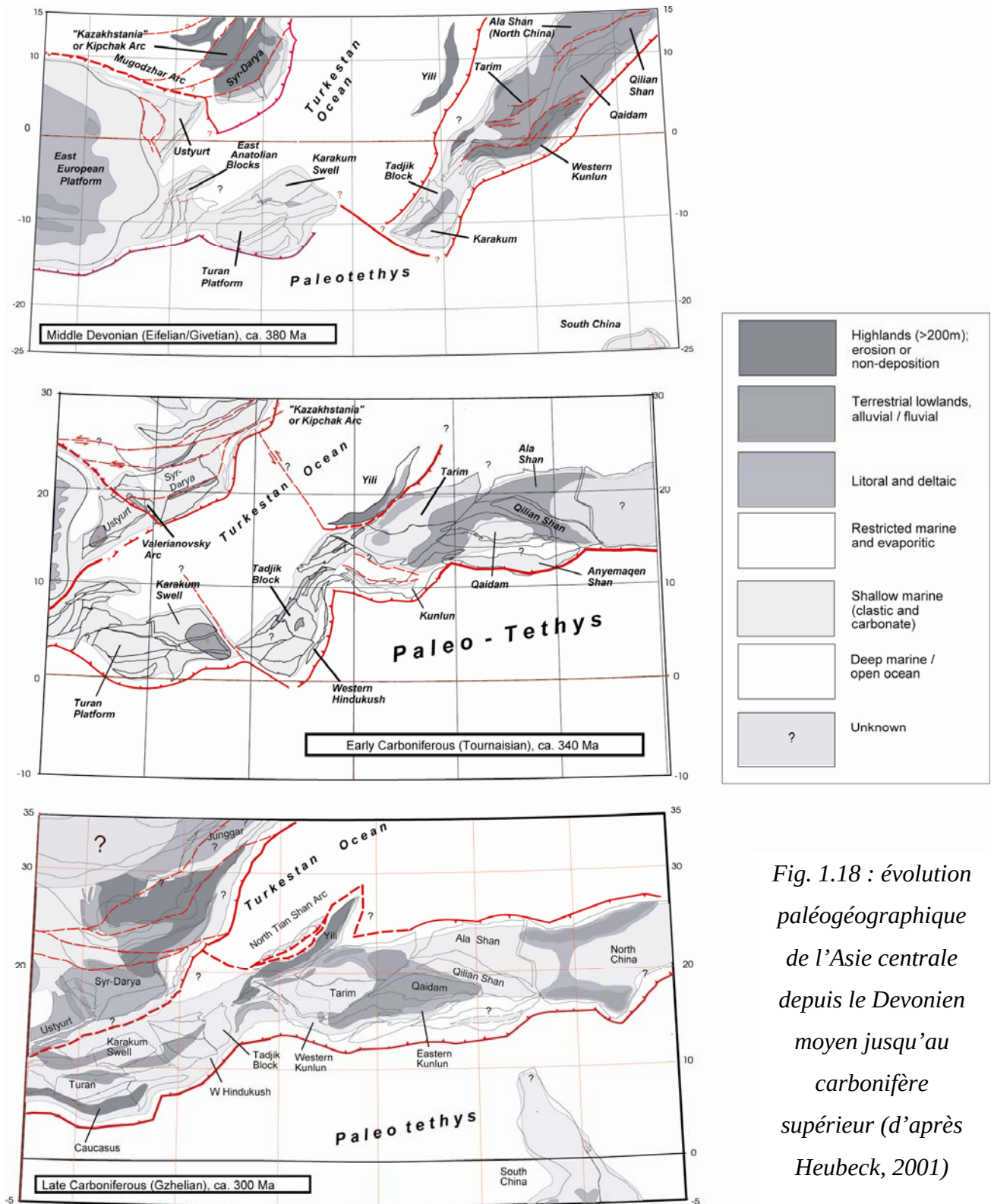


Fig. 1.18 : évolution paléogéographique de l'Asie centrale depuis le Devonien moyen jusqu'au carbonifère supérieur (d'après Heubeck, 2001)

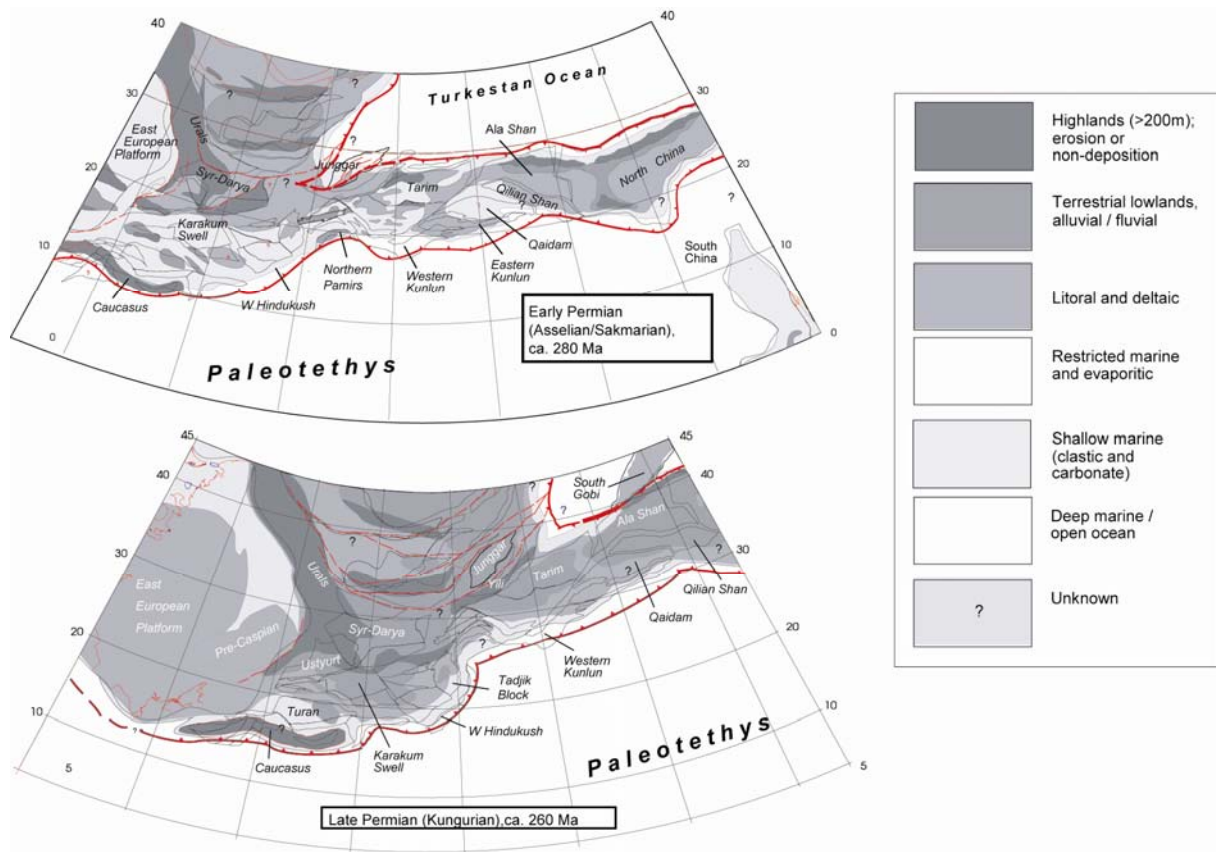


Fig. 1.19 : évolution paléogéographique de l'Asie centrale au cours du Permien (d'après Heubeck, 2001)

De même, dans le bassin Kuche (Tarim, Sud Tianshan) Yin et al. (1998) ont daté par magnétostratigraphie la transition entre une séquence sédimentaire à dominance lacustre et une séquence à dominance fluviale à ca. 21-25 Ma. Ces auteurs estiment ainsi que la déformation dans le bassin de Kuche (Tarim, Sud Tianshan) a débuté à cette période. Mais la résolution de l'échantillonnage magnétostratigraphique est très pauvre avec un échantillon tous les ~50 m de l'épaisseur stratigraphique ce qui est trop peu faible pour assurer avec suffisamment de confiance la corrélation et les âges ainsi proposés. Par ailleurs, Métivier et Gaudemer (1997), se basant sur des données de forage profond, ont montré que les vitesses d'accumulation des sédiments dans les bassins Junggar et Tarim s'accéléraient une première fois à ~17 puis à ~5-6 Ma (Fig. 1.20).

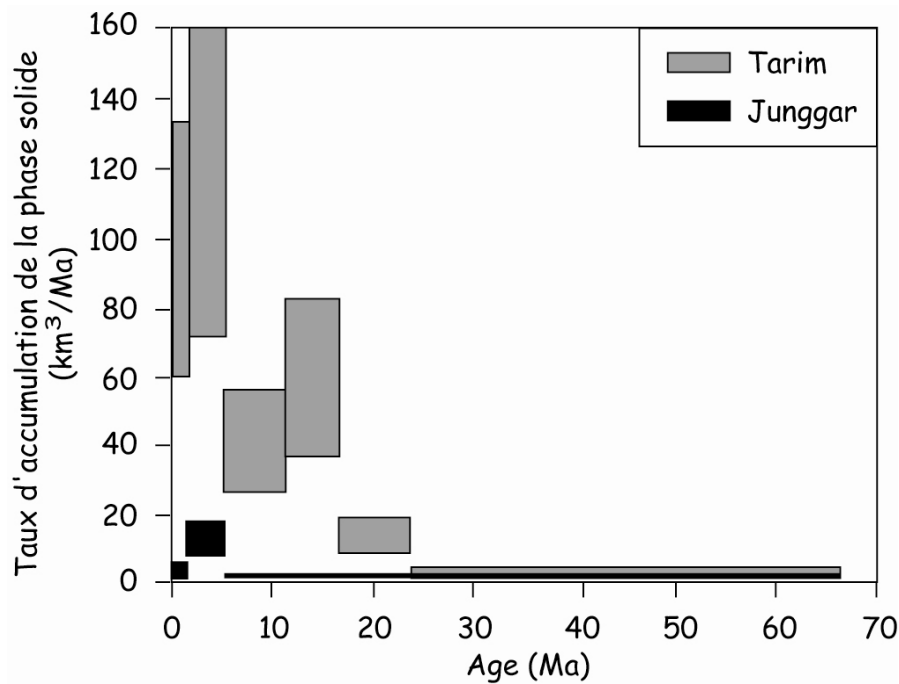


Fig. 1.20 : Evolution des vitesses d'accumulation des sédiments dans les bassins du Tarim et du Junggar (d'après Métivier, 1996)

D'après ces mêmes auteurs cette augmentation des vitesses d'accumulation au Miocène inférieur serait liée à une augmentation de l'érosion sur le Tianshan et traduirait le début de la réactivation due à la collision Inde-Asie. Cependant, les âges considérés dans cette étude sont mal contraints du fait de la nature essentiellement continentale et détritique des sédiments. De plus, les vitesses présentées correspondent à des moyennes sur des intervalles de temps trop grands qui ne donnent pas une bonne précision.

Du Cénozoïque supérieur au Quaternaire la sédimentation dans les bassins Jungar et Tarim est caractérisée par les dépôts d'une unité conglomératique d'une puissance importante (> 500 m) nommée la Xiyu formation (Chen et al., 1994 ; Liu et al., 1996). Ainsi pour Burschfiel et al. (1999) et Fu et al. (2003) leur présence marquerait la phase majeure d'édification du Tianshan. Cependant de larges unités conglomératiques similaires sont également décrites sur les pourtours du Tibet et en Asie Centrale en général. Or d'après Liu et al. (1996) l'origine de ces dépôts pourrait être liée à un changement climatique plutôt qu'à un événement tectonique ce qui expliquerait leur large répartition à travers l'Asie Centrale.

Par conséquent, l'analyse des sédiments Junggar ou Tarim ne permet pas d'établir avec certitude l'âge de réactivation tertiaire du Tianshan. Ceci est principalement dû à l'absence de contrôle sur les âges de dépôts du fait de la nature essentiellement continentale des sédiments au cours du Cénozoïque. Par ailleurs malgré la présence de quelques fossiles qui permettent localement d'établir de bonnes contraintes, à l'échelle des bassins les âges sont souvent déterminés par corrélation de faciès, ce qui est dangereux et problématique en milieu

continental où il existe souvent d'importantes variations latérales d'épaisseurs et de faciès. De plus, ces derniers, bien que similaires, ne sont pas forcément synchrones.

2.3.3. Contraintes thermochronologiques

Hendrix et al. (1994) ont daté par analyse des traces de fissions des apatites in situ d'origine détritique provenant de sédiments Mésozoïque prélevés le long de la coupe Manas située sur le piémont Nord du Tianshan (Fig. 1.21). Leurs conclusions indiquent que la surrection du Tianshan central a débuté à ~24 Ma et que la chaîne a subi 4 à 5 km de soulèvement au cours du Cénozoïque. En effet les échantillons M1 et M2 prélevés dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur montrent des âges anciens respectivement de ~175 Ma et de ~80 Ma. En revanche, les échantillons stratigraphiquement plus profonds (M3 à M5) présentent des âges similaires et beaucoup plus jeunes de ~24 Ma. Ces derniers ont subi un enfouissement suffisant pour permettre une remise à zéro de l'âge puis une exhumation à ~24 Ma qui d'après Hendrix et al. (1994) est liée à la réactivation du Tianshan.

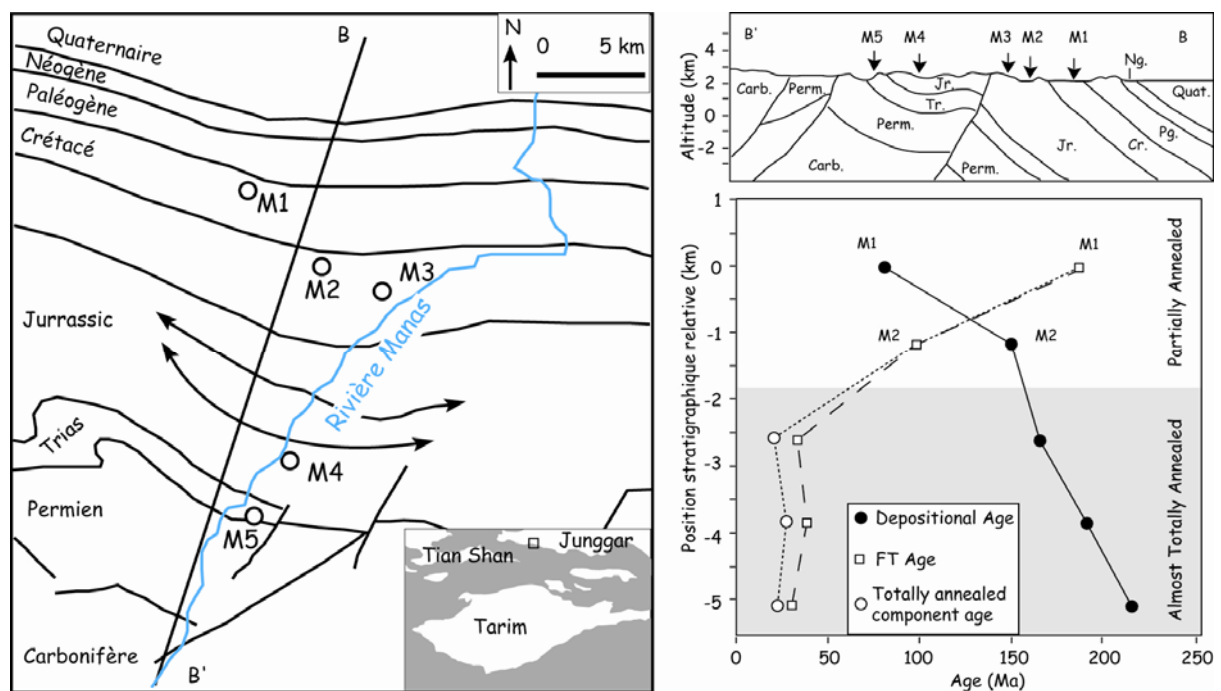


Fig. 1.21 Localisation des échantillons prélevés le long de la coupe Manas et âges traces de fission en fonction de la position stratigraphique (d'après Hendrix et al. 1994).

Dumitru et al. (2001) ont également analysé par traces de fission des apatites détritiques et magmatiques prélevées en divers points le long du transect Dushanzi-Kuche. Les âges obtenus sont souvent très anciens et sont liés à deux phases de surrection paleo-mésozoïque

(Fig. 1.22). Les modélisations des évolutions thermochronologiques, qui sont basées sur les longueurs de traces, montrent clairement une phase de surrection au Cénozoïque sans pouvoir établir la date exacte. Cependant plusieurs échantillons provenant de cinq zones présentent des âges principaux cénozoïques notamment au niveau de du colla passe de Yuximelegai et de Haxilegen au contact de la NTSFZ. Ainsi, à l'image des conclusions de Hendrix et al. (1994) sur le piémont Nord, Dumitru et al. (2001) pensent que, associées au raccourcissement et à l'exhumation, les structures internes de la chaîne ont été réactivées à ~25 Ma. Cependant, du fait d'une histoire paléo-mMésozoïque complexe, la plupart des échantillons présentent des âges anciens. Trop peu de données documentent l'histoire cénozoïque qui n'est souvent mise en évidence que par les modélisations des longueurs de trace trop peu précises. Même s'il est incontestable que le Tianshan en certaines zones a subi une déformation à ~24-25 Ma, il reste pour l'instant difficile d'affirmer qu'elle a concerné l'ensemble de la chaîne. De plus ces études montrent que le Tianshan a subi seulement ~5 km de soulèvement au cours du Cénozoïque ce qui paraît très faible au vu de la topographie actuelle et de l'intensité de la déformation observée (voir § 3.5).

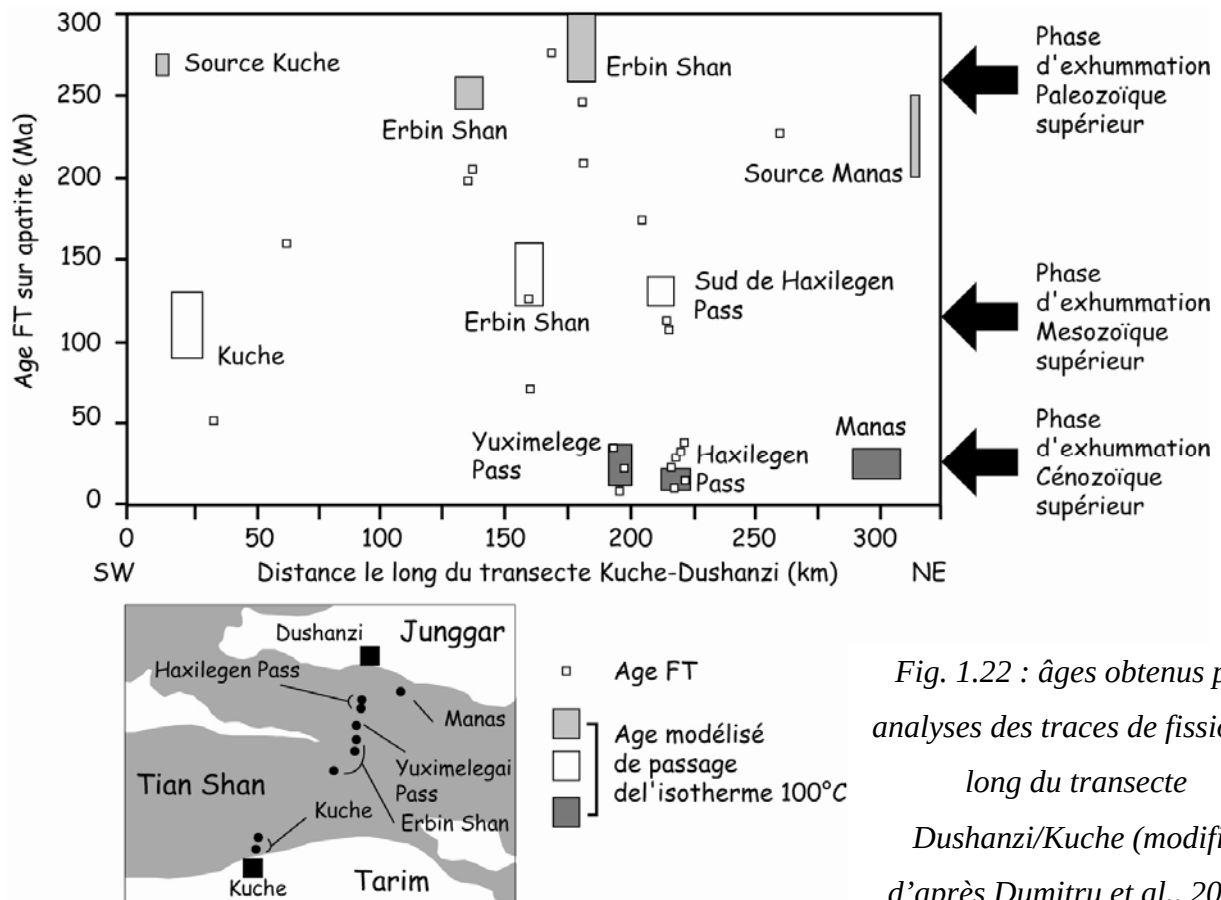


Fig. 1.22 : âges obtenus par analyses des traces de fission le long du transect Dushanzi/Kuche (modifié d'après Dumitru et al., 2001)

Par ailleurs, Bullen et al. (2001, 2003) ont réalisé des datations U-Th/He et traces de fission sur des apatites détritiques et magmatiques (granite ordovicien) en provenance du bassin de Chu situé au Nord-ouest du Tianshan près de Bishkek au Kirgizstan. Associant ces analyses thermochronologiques à une étude magnétostratigraphique des sédiments du bassin, ces auteurs montrent une accélération de la vitesse d'exhumation à ~11 Ma couplée à une accélération de la vitesse de sédimentation à la même période (Fig. 1.23). Bullen et al. (2001, 2003) concluent ainsi que la phase cénozoïque de soulèvement du Tianshan Kirgiz a débuté à ~11 Ma.

Par conséquent, malgré plusieurs études, les données géochronologiques de basse température (trace de fission, U-Th/He) ne permettent pas de bien contraindre l'âge de réactivation cénozoïque de la chaîne. Ceci est principalement dû au faible nombre de données qui documentent directement l'histoire Cénozoïque et non l'histoire complexe Paléo-mésozoïque.

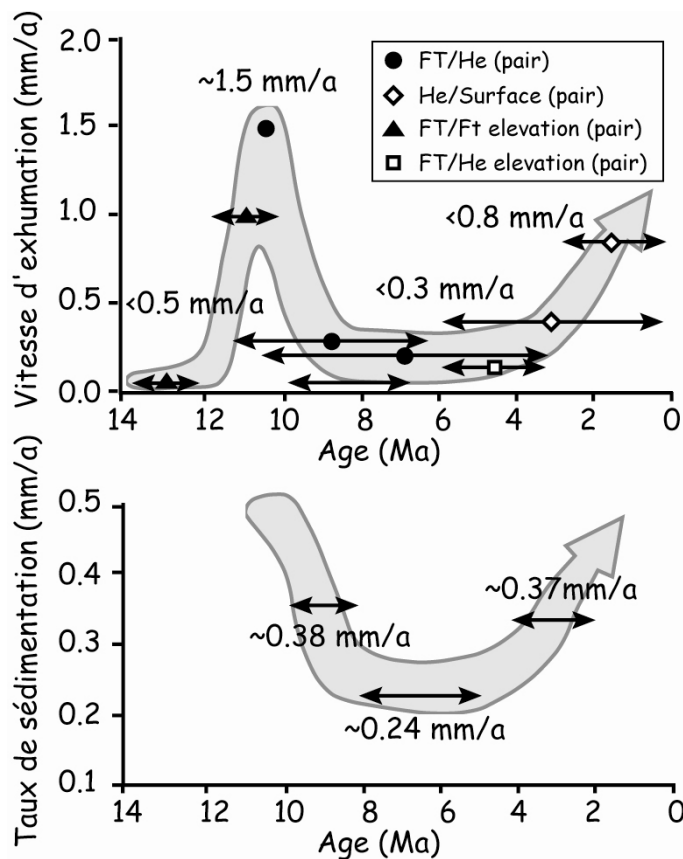


Fig. 1.23 : vitesses d'exhumation et de sédimentation du bassin de Chu (Kirgizstan) déduites d'études U-Th/He, trace de fission et magnétostratigraphique (d'après Bullen et al., 2001)

2.3.4. Contraintes tectoniques

Les estimations de l'âge de réactivation du Tianshan d'ordre tectoniques sont basées sur une extrapolation des taux de déformations actuelles à l'ensemble du raccourcissement

observé sur le Tianshan (pour une description détaillée des taux de déformation actuels on se référera au § suivant). Ainsi Avouac et al. (1993) en établissant les vitesses actuelles à partir de l'analyse d'escarpements de faille et en calculant la quantité totale de raccourcissement à partir de coupes équilibrées, estiment le début de la réactivation à 15 Ma. Abdrakhmatov et al. (1996) quant à eux proposent un âge de 10 Ma en extrapolant les vitesses instantanées déduites des mesures GPS à l'ouest du Tianshan à l'ensemble du raccourcissement total supposé de ~200 Km.

Mais si les vitesses actuelles et la quantité totale de raccourcissement nous paraissent bien établies, il nous paraît dangereux d'étendre ces vitesses à l'ensemble de la période. En effet, au jour d'aujourd'hui il existe très peu de données relatant des vitesses de déformation pour des périodes plus anciennes que l'Holocène et le Quaternaire. La supposition de taux de déformation constant depuis 10-15 Ma n'est donc pas argumentée par des observations directes. Par ailleurs, du fait de sa position très distale par rapport au front de la collision Inde-Asie, il est possible que l'orogène Tianshan ait subi les contrecoups des déformations plus méridionales (Tibet, Pamir, Qaidam ...) présentant ainsi des taux de déformations variables au cours de son évolution.

2.4. *Déformations actuelles et récentes du Tianshan*

A partir d'une étude associant analyse d'images satellite et géologie de terrain, Tapponnier et Molnar (1979) sont les premiers à s'intéresser et à quantifier la déformation active en Asie Centrale. Ils montrent ainsi qu'aujourd'hui le Tianshan est le siège d'une déformation en compression suivant une direction Nord-Sud générant principalement une tectonique en faille inverse associée à de nombreux décrochements. Ils mettent également en évidence une déformation intrachaîne importante et sont par ailleurs les premiers à associer la déformation active du Tianshan à la collision Inde Asie. Depuis, de nombreux autres études (sismique, GPS, néotectonique...) ont permis de quantifier les taux de déformation et de préciser le champ de déformation de la chaîne (voir ci-dessous).

2.4.1. La sismicité

Malgré une civilisation ancestrale liée à la route de la soie, la sismicité historique du Tianshan est peu documentée et il est difficile d'obtenir des informations antérieures à la fin du 19^e siècle. Sur le piémont Nord du Tianshan central le seul tremblement de terre majeur recensé est celui de Manas ($M \approx 8.3$) qui s'est produit le 3 décembre 1906 (Molnar et Deng, 1984, Avouac et al., 1993 ; Wang et al., 2004). Les traces en surface de ce séisme sont aujourd'hui

bien conservées (e.g Avouac et al., 1993) Dans la région comprise entre Dushanzi et Urumqi, il existe peu d'évidences montrant l'occurrence d'autres séismes importants ($M > 6$) ayant affecté la surface au cours du siècle dernier (e.g Avouac et al., 1993). Pourtant la morphologie et le climat sont favorables à la conservation des escarpements créés par les tremblements de terre. Au sud du Tianshan la région du Luntai a subi un tremblement de terre d'une magnitude de ~ 7.2 en 1949 (e.g Molnar et Deng, 1984, Wang et al., 2004) et plusieurs événements de magnitude > 7 sont recensés le long du Tianshan dans les années quarante à cinquante (voir Table 2 de Molnar et Deng, 1984). Plus récemment en 1992 la région de Sussamyr (Kyrgistan) a subi un événement d'une magnitude de 7.4 (Ghose et al., 1997). Les littératures chinoise et russe relatent également plusieurs séismes de magnitude supérieure à 8 au cours du 19^{ème} siècle principalement à l'ouest de la chaîne (e.g Brown et al., 1998). Les études paléosismologiques et les tranchées réalisées sur le piémont Nord du Tianshan (région de Dushanzi) montrent l'existence d'au moins 6 événements majeurs depuis 18.000 ans avec une récurrence de 3000 à 4000 ans (Deng et al., 1996).

La sismicité instrumentale est également relativement mal contrainte car le réseau de géophones est pauvre au regard de l'étendue de la zone puisque seulement 5 stations permanentes appartenant aux différents réseaux internationaux sont disposées dans la région (Global Sismological Network : <http://earthquake.usgs.gov/scitech/gsn.html> ; Geofon : <http://www.gfz-potsdam.de/geofon/> ; Geoscope : <http://geosp6.ipgp.jussieu.fr/>). Le catalogue de sismicité IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) présente ~ 18200 séismes ($M > 3$; $N38^\circ < \text{Latitude} < N48^\circ$, $E70^\circ < \text{Longitude} < E92^\circ$) répertoriés en Asie Centrale depuis 1965 (<http://www.iris.edu/quakes/quakes.htm>) ce qui montre que la région est intensément déformée. Cependant ces événements sont le plus souvent mal localisés géographiquement et en profondeur. On remarque néanmoins l'égale répartition de la sismicité sur les deux flancs du Tianshan (Fig. 1.24 et 1.25) ce qui montre que les deux piémonts sont activement déformés. Ceci est également vrai pour le cœur du Tianshan et la haute chaîne où la sismicité est largement présente (voir aussi ANNEXE IV). La sismicité semble cependant plus importante dans la partie sud-ouest proche du Pamir là où les vitesses de raccourcissement sont les plus fortes (voir ci-dessous).

L'analyse de la répartition en profondeur des événements ne met en évidence aucune structure particulière (Fig. 1.26). La sismicité ne semble donc pas confirmer l'existence d'une zone de subduction comme le laissent entendre les études sismologiques faites sur la région (e.g Zhao et al., 2003, voir § 2.2.2).

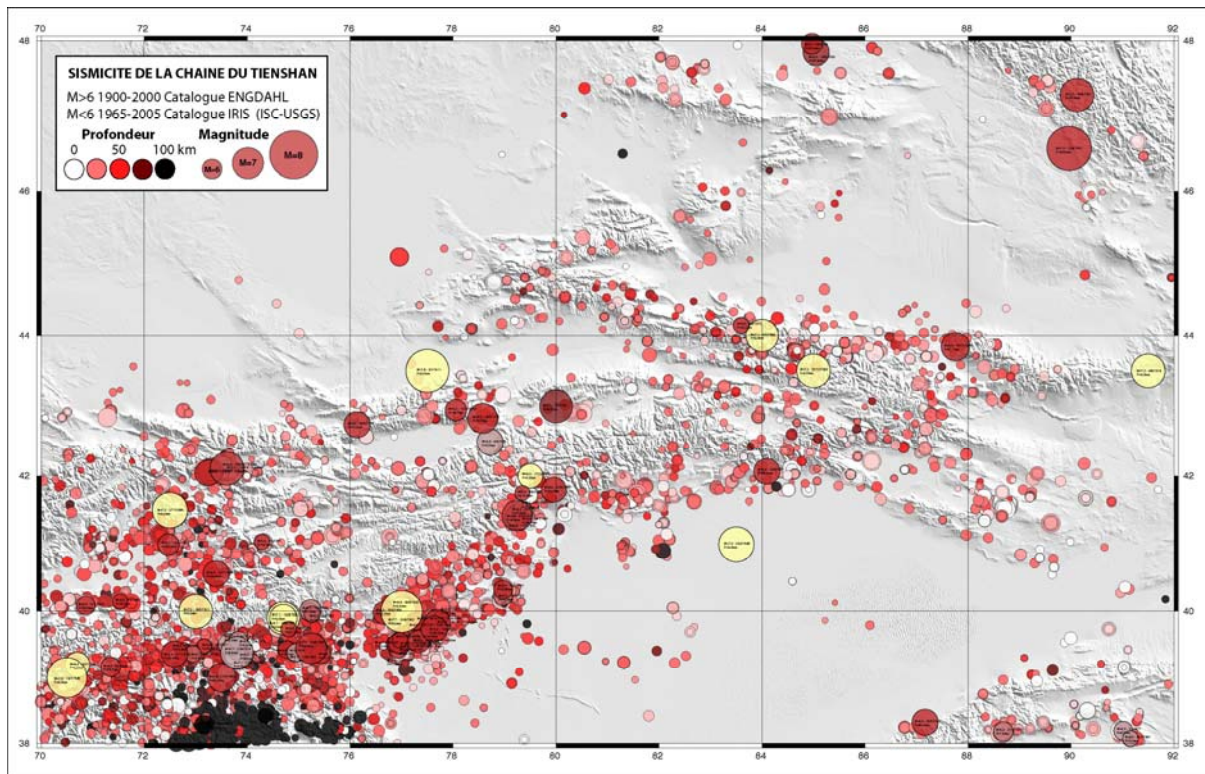


Fig. 1.24 : carte Carte de la sismicité instrumentale du Tianshan (d'après Dominguez et al. en préparation)

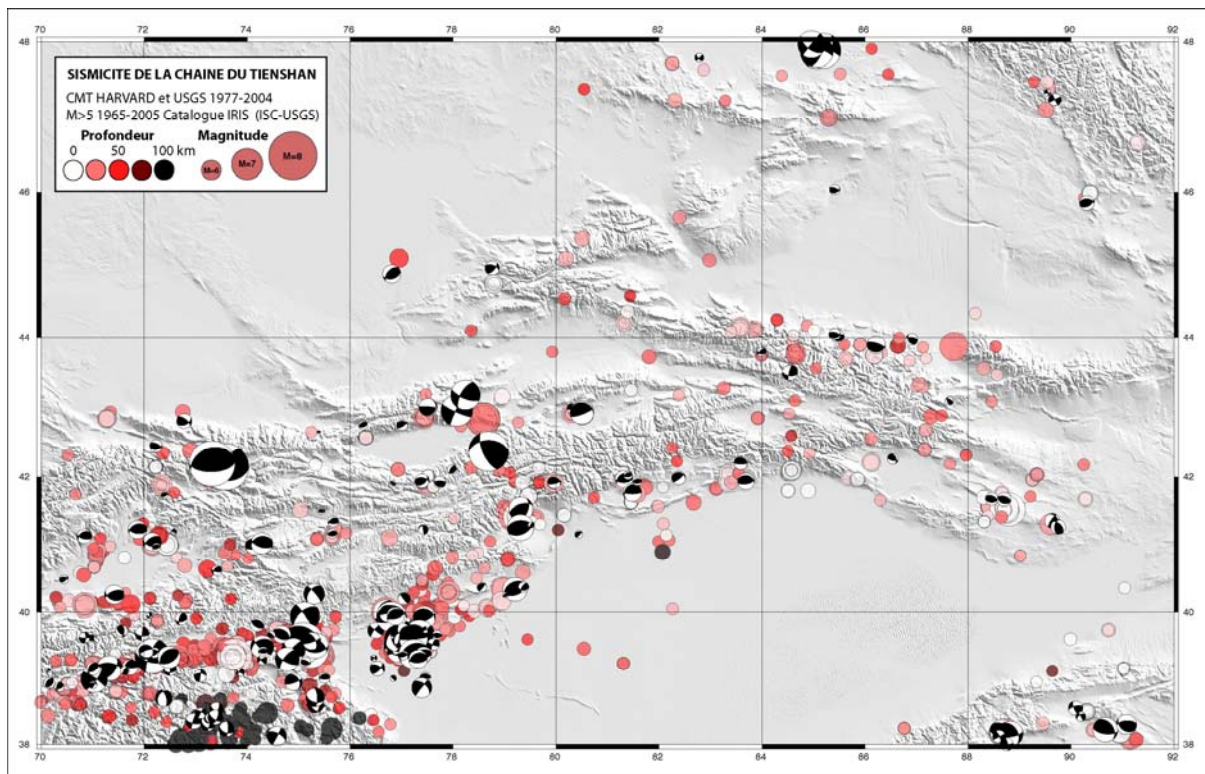


Fig 1.25 : carte Carte de la sismicité et mécanisme au foyer des principaux événements (d'après Dominguez et al. en préparation)

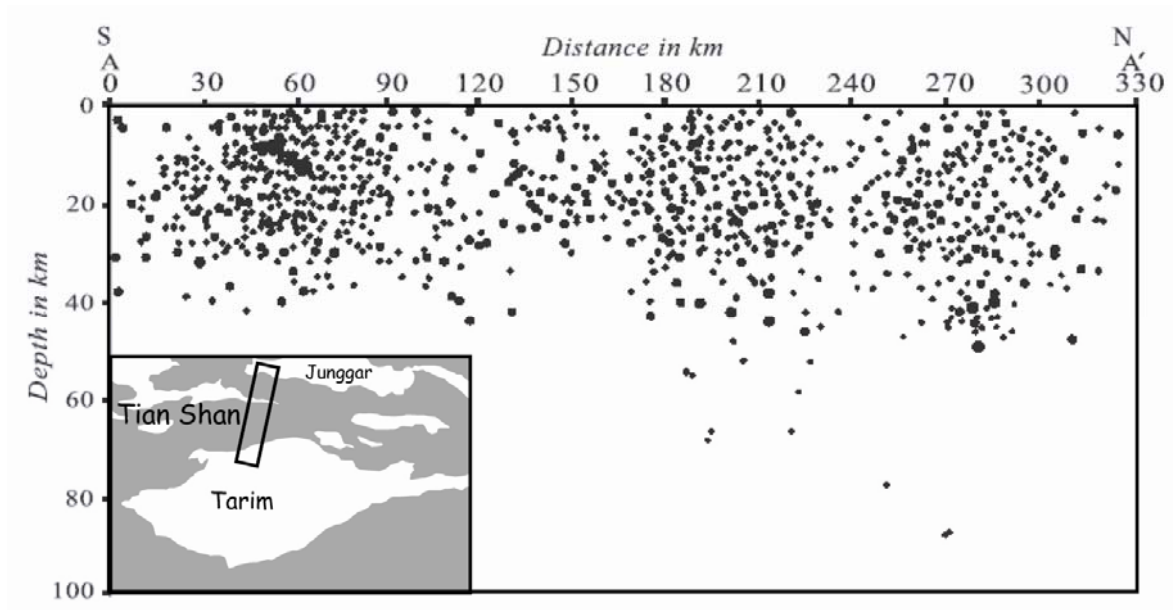


Fig. 1.26 : coupe sismique à travers le Tianshan central (modifié d'après Zhao et al., 2003)

Les mécanismes au foyer déterminés sur la région (Fig. 1.25, source <http://www.seismology.harvard.edu/>; voir aussi Nelson et al., 1987) montrent la prédominance d'une tectonique en compression suivant une direction de compression Nord-Sud, avec principalement des séismes en faille inverse notamment au niveau des piémonts. Néanmoins, il faut noter la présence de plusieurs événements décrochants à l'intérieur de la chaîne à proximité des grandes sutures lithosphériques issues de l'accrétion paléozoïque du Tianshan (voir § 2.3). Aujourd'hui ces structures fonctionnent donc probablement en système décrochant et elles ont peut-être toujours fonctionné ainsi depuis le Permien puisque Laurent-Charvet et al. (2001) montrent qu'à cette époque le Tianshan a subi un important régime décrochant. Les directions de compression déterminées à l'aide de ces mécanismes sont par ailleurs largement en accord avec les directions de raccourcissement obtenues par les mesures GPS (voir ci-dessous).

2.4.2. Les données GPS

Depuis les dix dernières années plusieurs campagnes de mesures GPS ont été réalisées sur le Tianshan à partir d'un réseau de ~90 stations, installé par une équipe du GeoForschungsZentrum de Potsdam (Berlin) en collaboration avec plusieurs instituts locaux (programme CATS : http://www.gfz-potsdam.de/pb1/pg1/neha/index_NEHA.html). Les stations sont réparties sur l'ensemble de la chaîne avec cependant une plus grande densité sur le Tianshan sud-ouest et sa partie Kyrghyz.

Les vitesses de raccourcissement calculées en considérant la Sibérie stable sont de $\sim 20\text{-}23$ mm/an à l'ouest (Fig. 1.27), où le Tianshan est le plus large, et atteignent des valeurs de ~ 6 mm/an plus à l'est au niveau du Tianshan central (Abdrakhmatov et al., 1996; Reigber et al., 2001). Ces valeurs sont remarquablement proches de celles obtenues par Molnar et Deng (1984) qui, à partir de calculs de moments sismiques sur les séismes majeurs ($M > 7$) du dernier siècle, estimaient des vitesses de ~ 19 à 6 mm/an le long du Tianshan.

S'il existe une décroissance des vitesses vers l'est, les directions de raccourcissement sont globalement les mêmes suivant un axe Nord-Sud et sont en accord avec celles obtenues par la détermination des mécanismes au foyer (voir ci-dessus, e.g Nelson et al., 1987).

Il faut noter également un gradient de vitesse important à travers la chaîne puisque les vitesses augmentent progressivement vers le sud. Si la présence de vitesses plus importantes au sud est liée à l'hypothèse d'une Sibérie stable, d'après Abdrakhmatov et al. (1996) la décroissance progressive vers le nord des vitesses GPS montre néanmoins que la chaîne est déformée de manière homogène latitudinalement à l'image de la sismicité (voir ci-dessus).

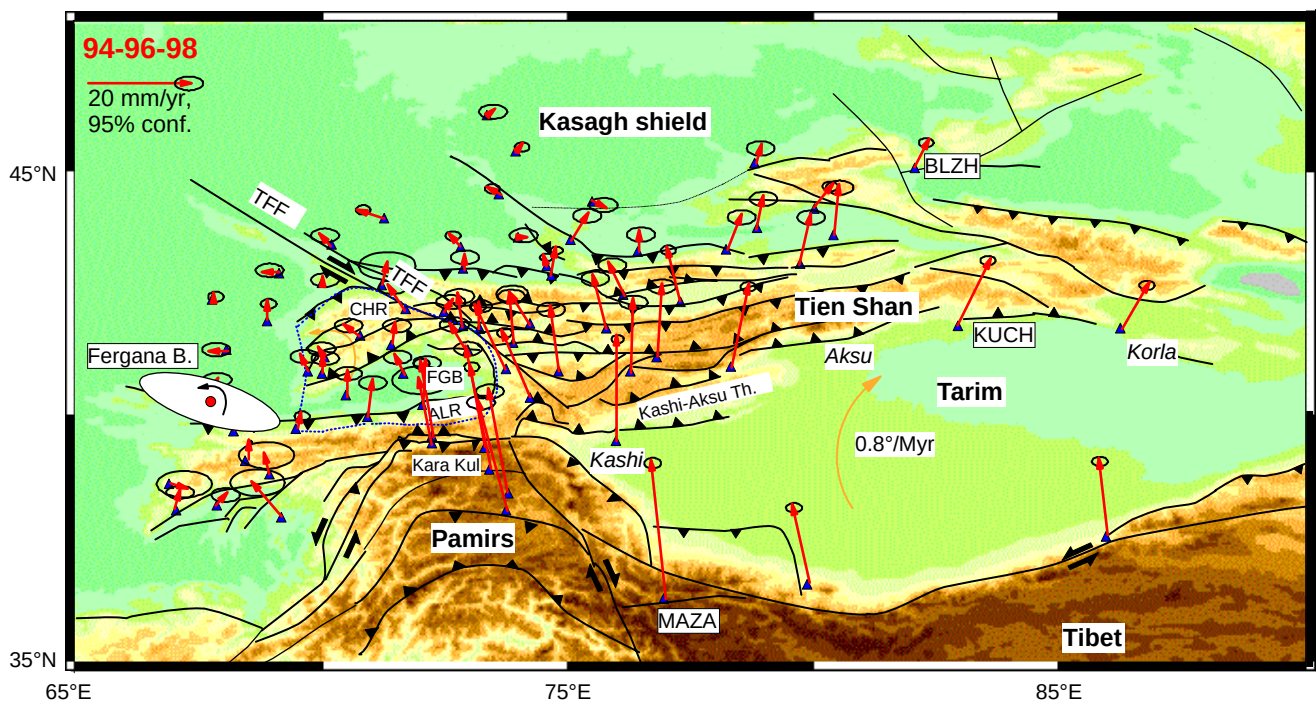


Fig. 1.27 : carte des vitesses de raccourcissement déduites des études GPS du réseau CATS (Reigber et al., 2001)

Par ailleurs Reigber et al. (2001) montrent également que le bassin du Tarim se comporte comme un bloc rigide et subit une rotation horaire de $\sim 0.8^\circ/\text{Ma}$ et confirment ainsi le modèle

initialement proposé par Avouac et al.(1993) et les vitesses de rotation déduites des données paléomagnétiques (Chen et al., 1993).

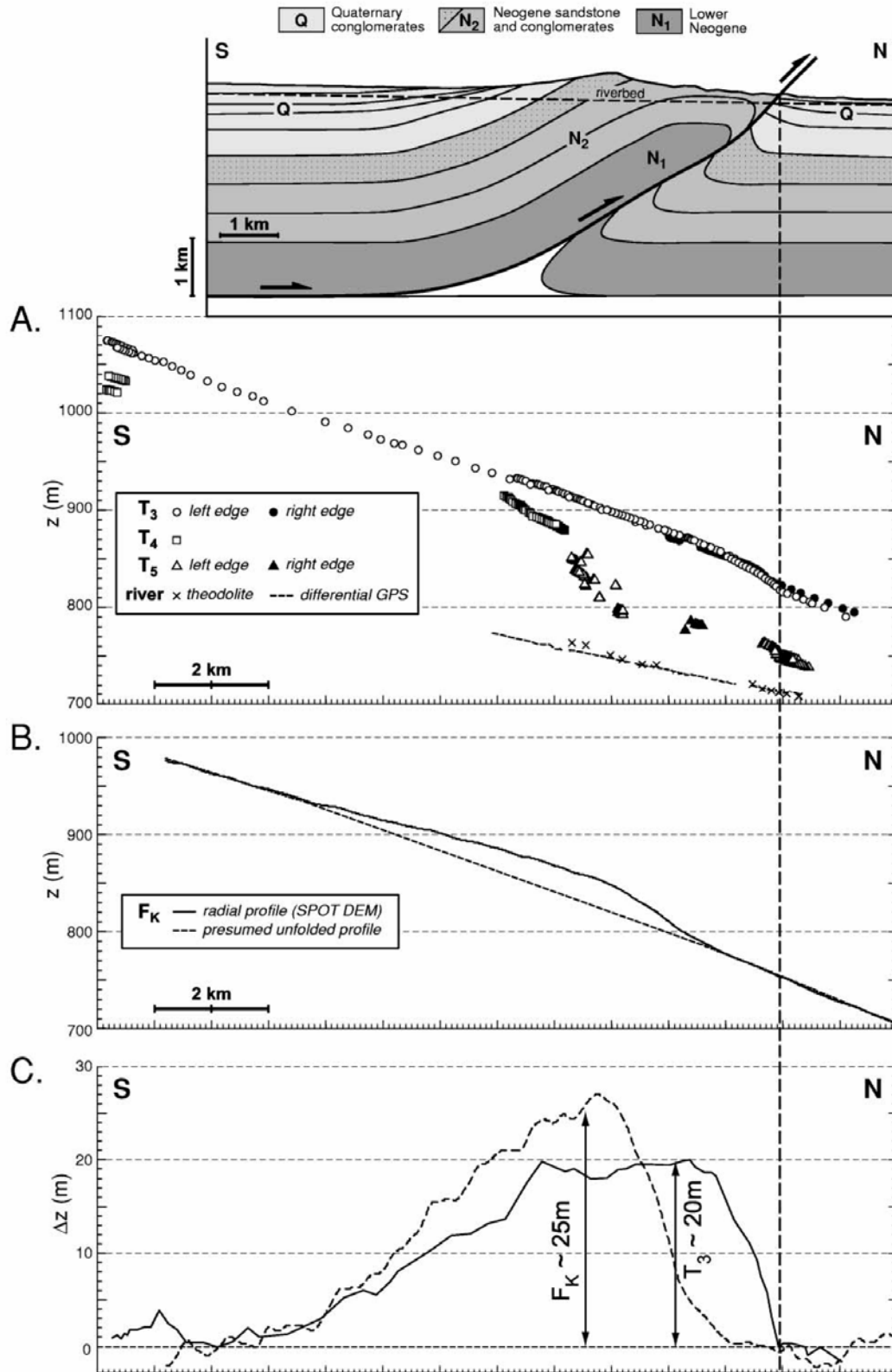


Fig. 1.28 : profils longitudinaux bruts (A) et “rectifiés” (C) des terrasses le long de l’anticlinal de Dushanzi (d’après Poisson et Avouac, 2004).

2.4.3. La déformation récente

Les taux de déformation récents ont principalement été déterminés sur les piémonts Nord et Sud du Tianshan où la morphologie (nombreuses terrasses alluviales) et les structures (nombreux plis de rampe et chevauchements) sont propices aux quantifications. Pour une description plus détaillée des structures des piémonts on se référera au Chapitre 3.

Le piémont Nord

Entre Dushanzi et Urumqi Avouac et al. (1993) ont réalisé des analyses d'escarpements de failles chevauchantes affectant des surfaces de cônes alluviaux. L'âge supposé de ces cônes étant de 10 ± 2 Ka (âge de la dernière glaciation), en mesurant au théodolite le rejet vertical Avouac et al. (1993) ont pu déterminer les vitesses de raccourcissement. Ensuite, se basant sur des modèles de géométrie des failles en profondeur, ils en déduisent une vitesse Holocène de raccourcissement moyenne de $\sim 3 \pm 1.5$ mm/an sur l'ensemble du piémont Nord.

Se basant sur une coupe équilibrée du pli de Dushanzi et l'observation de "growth strata" Molnar et al. (1994) estiment que la déformation du pli aurait commencé vers 1 Ma. L'amplitude totale du plissement étant d'après eux de 2 km, ils en déduisent une vitesse de croissance verticale du pli de 2 mm/an.

Burchfiel et al. (1999) ont également réalisé plusieurs coupes équilibrées des chevauchements et anticlinaux de rampe qui composent le piémont Nord du Tianshan. A partir de ces coupes et en supposant une activation des chevauchements à ~ 2.5 ou 1.0 Ma Burchfiel et al. (1999) estiment qu'entre Dushanzi et Hutubi les vitesses de raccourcissement varient de 0.8 mm/an à 2.5 mm/an (activation à 2.5 Ma) ou de 2.5 mm/an à 6.2 mm/an (activation à 1 Ma).

Mais, que ce soit pour l'étude de Molnar et al. (1994) ou celle de Burchfiel et al. (1999), il n'existe jusqu'à aujourd'hui aucune contrainte fiable sur l'âge d'activation des plis qui composent le piémont Nord. En effet, les sédiments qui composent les "growth strata" observés sont mal datés car pauvres en fossiles et les âges inférés le sont par de simples corrélations de faciès.

La géomorphologie quantitative semble plus à même de déterminer avec précision les taux de déformations. Molnar et al. (1994) ont étudié et décrit de nombreuses terrasses alluviales déformées par la croissance des plis qui constituent le piémont Nord du Tianshan. Mais leurs analyses sont limitées par l'absence de données sur les âges de ces terrasses. Plus récemment Poisson (2002) (voir aussi Poisson et Avouac, 2004) a également étudié ces mêmes terrasses en mesurant au théodolite leurs déformations et en datant par la méthode OSL sur des loess leurs âges d'abandon. On peut connaître la quantité de déformation des terrasses en corrigeant

les profils mesurés de celles-ci à partir d'un profil théorique antédéformation (Fig. 1.28). En rapportant la déformation maximale aux âges des terrasses obtenus par la méthode OSL, on peut calculer les vitesses de déformation verticale. Ensuite, en faisant des hypothèses sur la géométrie du plis en profondeur, on peut en déduire les vitesses de raccourcissement.

Ainsi en étudiant les pli de Dushanzi et de l'Hutubi He, Poisson (2002) estime différentes vitesses de raccourcissement :

- depuis 85 ka : 1.0 mm/an sur l'anticlinal de Dushanzi et 3.0 mm/a sur l'anticlinal de Tugulu
- depuis 7.3 Ka : de 1.6 mm/an sur l'anticlinal de Dushanzi et 5.2 mm/an sur l'anticlinal de Tugulu

A partir de ces calculs Poisson (2002) montre également une variation des taux de déformation au cours du temps avec une accélération lors des derniers 7.3 Ka.

Le piémont Sud

Les études sur le piémont Sud sont beaucoup plus rares. Burchfiel et al. (1999) estiment de la même manière que sur le piémont Nord des vitesses de raccourcissement minimales de 4.1 à 8.4 mm/an et des vitesses maximales de 10.3 à 21 mm/an. Mais encore une fois les âges d'activation des plis sont mal contraints ce qui laisse beaucoup d'incertitudes sur les taux obtenus.

Brown et al. (1998) ont mesuré les rejets verticaux de cônes alluviaux affectés par des failles chevauchantes à ~200 km à l'est de Kuche. Datant par ailleurs ces cônes en utilisant la méthode des cosmogéniques (^{10}Be), ils en déduisent une vitesse moyenne de ~2 mm/a.

3. Problématiques et méthodes d'applications

3.1. Problématique

Si, depuis l'Eocène le moteur de l'ensemble des déformations en Asie est bien connu et correspond à la convergence Inde/Asie et la collision entre ces deux continents il y a ~55 Ma, la chronologie exacte de ces déformations reste mal contrainte. Au vu de l'immensité et de la complexité structurale et géologique de la zone considérée cela paraît légitime. Certes, depuis l'avènement de la tectonique des plaques, certains modèles permettent de mieux comprendre comment la collision de l'Inde a pu intensément modifier le continent asiatique. Mais la répartition dans le temps et l'espace de la déformation est mal déterminée. Or un meilleur

calage spatio-temporel permettrait notamment de mieux appréhender les mécanismes de déformation crustale. Par ailleurs, la connaissance des périodes de surrections des différentes chaînes de montagne d'Asie permettrait probablement de mieux contraindre la migration des espèces animales et végétales et leurs évolutions suite à la collision Inde-Asie.

De plus au regard des données paléoenvironnementales par ailleurs obtenues, il permettrait également de mieux comprendre l'interaction entre phénomènes tectoniques et climatiques. En effet, l'Asie de part sa topographie élevée et ses climats si disparates (ex : humidité sud-est asiatique vs désert du Tarim) qui sont réglés par une circulation atmosphériques et des processus climatiques diversifiés et très marqués (mousson sud-est asiatique, Westerlies ...), représente un champ expérimental remarquable pour la compréhension des interactions entre tectonique et climat. Dans cette optique il convient également d'établir des bilans à l'échelle des chaînes de montagne qui intègrent les vitesses de déformation, les taux d'érosion et les flux sédimentaires associés.

C'est pourquoi dans ce mémoire nous nous sommes intéressés à une des orogènes majeures d'Asie à savoir la chaîne du Tianshan. Nous aborderons ainsi trois problématiques majeures à savoir :

- **Problématique I** : préciser (1) l'âge de la réactivation de la chaîne du Tianshan liée à la collision Inde Asie et (2) son histoire tectonique depuis le Néogène
- **Problématique II** : préciser les taux de déformations des piémonts Nord et Sud au cours du Pliocène afin de discuter leur évolution dans le temps et l'espace
- **Problématique III** : quantifier l'évolution des flux sédimentaires et des taux d'érosion afin de proposer un modèle dynamique de la chaîne conciliant vitesse de déformation, taux d'érosion et réponse sédimentaire associée

3.2. *Justification du choix de la zone d'étude*

L'intérêt de la chaîne du Tianshan réside dans plusieurs points :

1. Elle représente une des chaînes de montagne créée par la collision Inde-Asie les plus septentrionales du continent (l'Atlaï étant situé plus au Nord mais présentant des reliefs moindres). Or, nous avons vu précédemment que l'âge de sa formation et son histoire tectonique suite à la collision Inde-Asie reste encore mal déterminée. Préciser l'âge de réactivation de la chaîne permettra donc d'apporter une bonne contrainte spatiale sur l'ensemble des déformations en Asie et d'avoir une image plus large qui n'est pas limitée à l'association Himalaya-Tibet. Cela permettra également de tester à l'échelle de l'Asie le

modèle proposé par Tapponnier et al. (2001) qui suppose une propagation vers le Nord de la déformation au niveau du plateau du Tibet (voir § 1.2.4).

2. Actuellement le Tianshan accommode près de 40% de la convergence entre l'Inde et l'Asie puisque les vitesses de raccourcissement maximales à l'ouest de la chaîne sont de l'ordre de ~20 mm/a (voir § 2.5) égales à celles observées au niveau de l'Himalaya pourtant situé au front de la collision. Ainsi, le Tianshan présente les vitesses de déformation intra-continente les plus fortes au monde comme en témoigne l'intense sismicité. Cette chaîne de montagne, malgré sa distance au front de la collision, a donc joué un rôle primordial dans l'accommodation de la convergence entre l'Inde et l'Asie. Cependant, si les vitesses actuelles ou récentes (Holocène) sont relativement bien connues à plus long terme elles restent très hypothétiques. De plus, le style de déformation et les vitesses importantes font des piémonts Nord et Sud du Tianshan un laboratoire naturel remarquable pour la compréhension des mécanismes de déformation intracontinentale où la quantification des taux de déformation dans l'espace et dans le temps est primordiale

3. Elle correspond à une zone climatique clé puisqu'elle représente une barrière orographique majeure séparant une zone au sud sous influence de la mousson asiatique et une zone au Nord sous influence des Westerlies (courant atmosphérique E-W) et du climat sibérien. La surrection de cette chaîne a donc probablement eu des conséquences sur l'évolution climatique locale (Asie Centrale) voir régionale (Asie dans son ensemble). Par ailleurs, du fait de sa position très éloignée par rapport aux océans il paraît intéressant d'essayer de contraindre l'évolution paléoclimatique et environnemental de la région afin de déterminer dans quelle mesure les changements climatiques observés au sud de l'arc Himalayen ou dans les mers avoisinantes (mer d'Arabie, mer de Chine du Sud, golf du Bengal et de l'Indus) ont affecté une zone intracontinentale si reculée.

4. La chaîne du Tianshan est bordée par deux grands bassins intracontinentaux que sont les bassins du Tarim au Sud et du Junggar au Nord. Les sédiments qui les composent sont issus de l'érosion de la chaîne du Tianshan depuis le Mésozoïque (voir Chapitre 2). Contrairement à d'autres grands bassins d'Asie tels le bassin du Gange qui reçoit les produits de l'érosion de l'Himalaya, les bassins du Tarim et surtout de la Junggarie ont strictement évolué en bassin fermé au cours du Tertiaire. Ces objets sont donc propices au calcul de bilan de masse et flux et volume sédimentaire entre matériel érodé provenant de la chaîne et matériel déposé dans les bassins.

5. La chaîne du Tianshan présente une remarquable symétrie Nord-Sud aussi bien en termes de structures qu'en termes de sédimentation. Une étude détaillée de la sédimentation

sur les deux bassins permettrait donc de dire si les deux flancs ont évolué de manière synchrone et couplée ou de manière disparate.

3.3. Méthodes

3.3.1. Problématique I : Détermination de l'âge de la réactivation du Tianshan

Au vu des études précédentes il nous apparaît difficile de contraindre le début de la réactivation par des méthodes tectoniques car les vitesses et taux de déformations tertiaire sont encore mal connus. De même, le Tianshan présente une histoire complexe depuis le Paléozoïque avec un héritage structural important à partir duquel il est peu évident d'obtenir le signal cénozoïque sur la base d'études thermochronologiques de basse température.

L'approche stratigraphique et sédimentologique nous paraît plus à même de déterminer l'âge de surrection du Tianshan car les sédiments déposés dans les deux bassins Junggar et Tarim représentent un enregistrement contemporain, détaillé et surtout continu des processus tectono-climatiques qui se sont déroulés sur le Tianshan au cours du Tertiaire. Certes, plusieurs auteurs ont déjà privilégié cette approche (voir § 2.4) mais les séries sédimentaires étudiées étant strictement continentales, les âges supposés sont peu fiables. En l'absence de volcanisme dans la région au cours du Tertiaire, seule la méthode de la magnétostratigraphie permet d'établir avec confiance les âges sédimentaires.

Par ailleurs, en parallèle de la magnétostratigraphie, l'étude des propriétés magnétiques des sédiments (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique, nature de la minéralogie magnétique, concentration des minéraux magnétiques...) nous permettra de discuter l'évolution des conditions hydrodynamiques de la sédimentation qui sont probablement liées aux processus tectonique et/ou climatique du Tianshan.

3.3.2. Problématique II: Quantification des taux de déformation Pliocène

Les vitesses de déformation actuelles sont bien déterminées notamment par les différentes études GPS (e.g Reigber et al., 2001). La géomorphologie quantitative a permis également de bien documenter les vitesses récentes Holocène (e.g Avouac et al., 1993; Poisson, 2002; Reigber et al., 2001). A plus long terme, seules les analyses structurales permettent d'obtenir les taux de déformation. Mais, du fait de l'absence de contraintes fortes sur les âges des formations sédimentaires considérées, les études ayant adopté cette approche (e.g Molnar et al., 1994 ; Burchfiel et al., 1999) sont discutables.

Afin de mieux préciser les vitesses de déformation et en particulier les vitesses de raccourcissement des piémonts Nord et Sud du Tianshan au cours du Pliocène, nous

réaliserons une étude alliant (1) une analyse des piedmonts grâce à des modèles structuraux issus des mesures et observations de terrain et des études de profils sismiques et (2) une étude magnétostratigraphique des sédiments qui nous permettra de bien caller temporellement les formations sédimentaires.

3.3.3. Problématique III : quantification et évolution des flux sédimentaire et détermination des taux d'érosion

Afin de mieux comprendre le couplage entre processus tectonique et climatique il convient également de quantifier les taux d'érosion et de déterminer leur évolution au cours du temps. C'est pourquoi on se propose de dater par la méthode thermochronologique de basse température U-Th/He des grains détritiques d'apatite et de zircon le long des différentes coupes magnétostratigraphiques. Par ailleurs, à partir des vitesses de sédimentation et des âges obtenus par la magnétostratigraphie, associés à des modèles structuraux de la Junggarie et du bassin de Kuche (Nord Tarim), on quantifiera les flux sédimentaires en sortie de chaîne.

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications tectonique



Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

1. Le champ magnétique dans les sédiments

1.1. Avant propos

L'ensemble des descriptions présentées ci-dessous est principalement issu de quatre sources à savoir : « Paléomagnétisme et Magnétisme des Roches » de M. Westphal (1986), « Paleomagnetism : Magnetic domain to Geologic Terranes » de R.F. Butler (1992), « Environmental Magnetism : Principles and Applications of Enviromagnetics » de M.E. Evans et F. Heller (2003) et « Plate tectonics : how it works ? » de A. Cox et R.B. Hart (1986), auxquelles nous avons associé de nombreuses autres sources disponibles sur internet. Les données historiques présentées ne sont pas exhaustives et on trouvera dans ces références plus de détails. De même les notions physique relatives au magnétisme des roches et au champ magnétique terrestre sont souvent très complexes, mais nous souhaitons présenter ici uniquement les éléments principaux qui permettent de mieux appréhender le magnétisme de roches et la méthode de la magnétostratigraphie.

1.2. Quelques définitions physiques sur le champ magnétique

A l'image des champs de gravité et électrique, le champ magnétique est un champ de force qui affecte tous les points de l'espace. Cependant il n'est créé que par des particules chargées en mouvement (ex : courant électrique, mouvement orbital des électrons autour d'un atome...) et seules des particules chargées en mouvement sont soumises à son action. Par convention le champ magnétique est noté **H** (ou **B**) et s'exprime en **A/m** (U.S.I). On distingue également le moment magnétique noté **M** qui s'exprime en **A.m²**. **M** est créé par un dipôle magnétique ou une spire conductrice d'un courant. L'aimantation (ou Magnetization en anglais) notée **J** s'exprime en tesla **T** (U.S.I) et correspond à la somme des moments magnétiques par unité de volume :

$$J = \frac{\sum M_i}{\text{volume}}$$

Ainsi, tout corps exposé à un champ magnétique **H**, développe une aimantation induite notée **J_i** telle que :

$$J_i = \chi \cdot H$$

χ est la susceptibilité magnétique massique et exprime la capacité du matériel à s'aimanter. χ s'exprime en m³/kg et correspond à un tenseur d'ordre deux (voir ANNEXE I pour plus de précisions) car **J_i** et **H** sont des vecteurs.

1.3. Nature et Origine du champ magnétique terrestre

1.3.1. Un peu d'histoire

Les effets du champ magnétique terrestre sont depuis longtemps connus puisque la première boussole (cuillère de Wang Chen-to) existe en Chine dès le premier siècle avant JC. De même les propriétés attractives de certains minéraux comme la magnétite sont déjà observées dans la Grèce antique. Mais ce n'est qu'en 1600 que William Gilbert (docteur de la reine Elisabeth II) attribue pour la première fois ces effets à la planète Terre dans son traité «Magnus magnes ipse est globus terrestris» (la Terre est un grand aimant) où il montre que le champ magnétique terrestre est analogue à celui d'une sphère de magnétite.

1.3.2. Nature du champ magnétique terrestre

A la surface de la Terre le champ magnétique terrestre se définit par deux éléments principaux la déclinaison **D** et l'inclinaison **I** (Fig. 2.1). Au cours des 16, 17 et 18^{ème} siècles de nombreux scientifiques européens, tels Mercator, Haley ou Wilcke, ont tenté de préciser l'orientation du

champ magnétique à la surface de la Terre publiant ainsi de nombreuses cartes qui montraient les variations d'inclinaison et/ou de déclinaison. Aujourd'hui grâce aux satellites on est capable d'établir des cartes de déclinaison et d'inclinaison plus détaillées et précises qui confirment ces observations. Mais, déjà en 1838 à partir des premières mesures réalisées, Gauss démontre mathématiquement par un développement en harmonique sphérique que le champ magnétique terrestre est au premier ordre un dipôle axial géocentré. Suivant ce modèle de dipôle axial centré $\mathbf{D=0}$ en tout point de la terre alors que l'inclinaison $\mathbf{I}$ s'exprime en fonction de la latitude λ (Fig. 2.2) tel que:

$$\tan I = 2 \tan \lambda$$

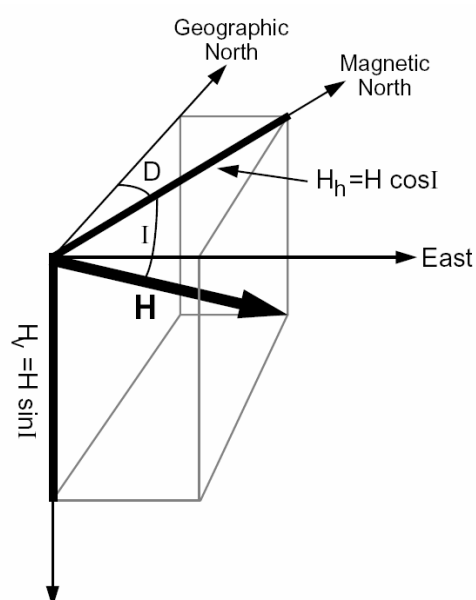


Fig. 2.1: schéma illustrant les principales composantes du champ magnétique terrestre $\mathbf{H}$ avec $\mathbf{D}$ la déclinaison et $\mathbf{I}$ l'inclinaison (d'après Butler, 1992)

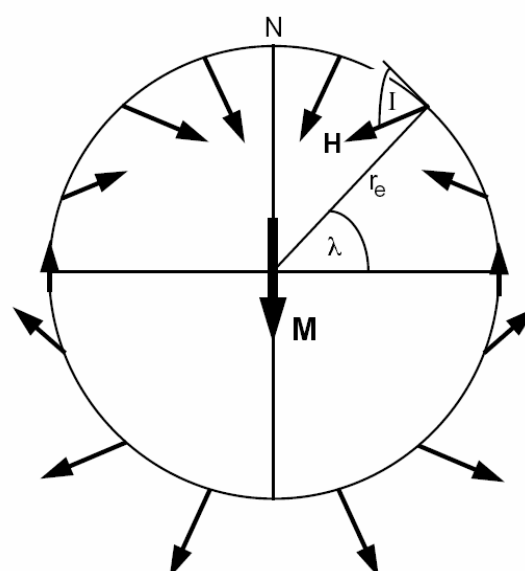


Fig. 2.2: schéma illustrant le modèle de dipôle axial géocentré et la relation entre $\mathbf{I}$ et la latitude λ (d'après Bulter, 1992)

1.3.3. Source et origine du champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre est largement étudié depuis plusieurs siècles, mais si sa nature et ses effets à la surface de la Terre sont bien connus, son origine est plus énigmatique et reste aujourd'hui toujours largement débattue. Le modèle le plus communément admis par la

communauté scientifique est le modèle électro-mécanique de la Dynamo auto-excitée (Fig. 2.3). Celui-ci permet d'expliquer le caractère perpétuel du champ magnétique terrestre mais il demande **(i)** un mouvement continu et rapide et **(ii)** un champ magnétique primordial qui en quelque sorte lance le dispositif. L'analogie au système terrestre n'est pas triviale. Les roches de la croûte et du manteau ne sont pas suffisamment conductrices et ne présentent pas de mouvements suffisamment rapides pour expliquer l'intensité et l'importance du champ magnétique terrestre. En revanche le Fer liquide du noyau externe est beaucoup plus conducteur. De plus il est animé de mouvements de convections supposés colloïdaux relativement rapides. C'est donc probablement le noyau externe qui est la source du champ magnétique terrestre du fait de mouvements colloïdaux de convections qui génèrent un champ à l'image de simples solénoïdes. De récentes modélisations numériques (Glatzmaier et Roberts, 1995) basées sur ce modèle de dynamo auto-excitée et d'équations très complexes de magnetohydrodynamique (voir aussi <http://www.es.ucsc.edu/~glatz/geodynamo.html>) ont pu reproduire de façon remarquable le champ magnétique terrestre.

1.4. *Enregistrement du champ: aimantation rémanente des minéraux*

1.4.1. Les premières observations

Ce n'est qu'au 19^{ème} siècle que l'on s'aperçoit que certains minéraux ont la propriété d'avoir une aimantation rémanente, c'est-à-dire la capacité à enregistrer la direction du champ magnétique à un instant donné. Ainsi, en 1853 Meloni constate que certaines laves du Vésuve sont aimantées et perdent leur aimantation après chauffage. Ces observations sont confirmées par les physiciens Brunhes et David de l'observatoire du Puy de Dôme qui au début du 20^{ème} siècle observent des terres cuites aimantées à proximité de laves.

1.4.2. Le moment magnétique atomique

Les processus physiques qui expliquent les propriétés d'aimantation rémanente sont complexes et font appel à des notions de physique quantique.

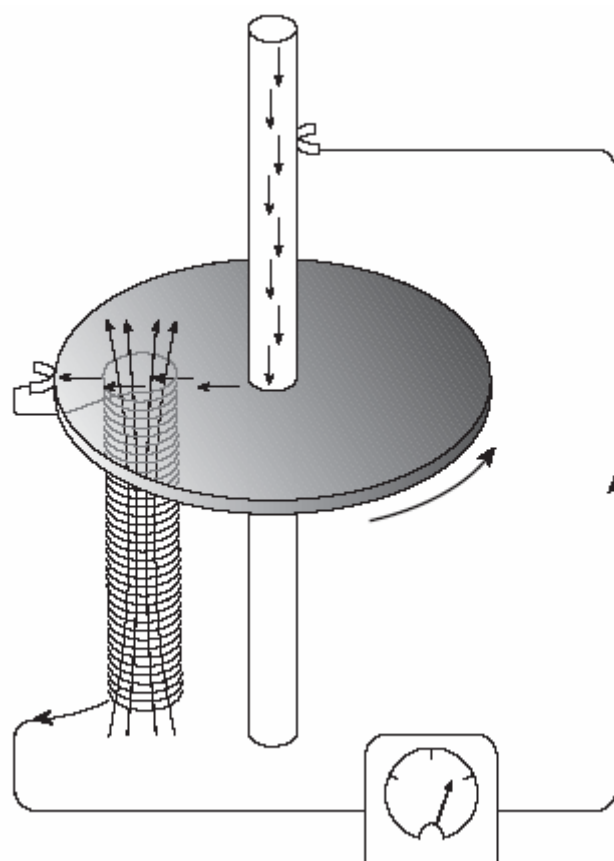


Fig. 2.3: modèle électromécanique de la Dynamo auto-exité (tiré de Butler, 1992). Il consiste en un disque conducteur, en constante rotation autour d'un axe et connecté à un solénoïde . L'application d'un champ magnétique initial va créer un courant électrique dans le disque en rotation qui lui-même va créer un champ induit dans le solénoïde, champ induit qui à son tour va créer un courant dans le disque et ainsi de suite.

Chaque atome dispose d'un certain nombre d'électrons qui sont répartis sur i couches électroniques, avec $i=1,2,3\dots n$ et $2n^2$ électrons par couche (la répartition des électrons sur ces différentes couches n'est pas aléatoire et respecte la règle de Klechkowsky – voir Fig. 2.4). Les électrons sont animés de deux types de mouvements :

- une rotation propre à l'image d'une toupie qui crée un moment magnétique nommé Spin
- une rotation autour de l'atome suivant des orbitales qui créé également un moment magnétique

Il existe 5 types d'orbitales avec au maximum deux électrons dits appariés par orbitale. On nomme *moment magnétique atomique* la résultante global pour un atome de l'ensemble des moments magnétiques créés par les mouvements électroniques de cet atome. En général lorsque l'atome est entouré par des électrons répartis dans les couches électroniques de manière appariée, le moment magnétique atomique est nul (ex: les terre rare). En revanche les atomes présentant des couches où les électrons sont non appariés possèdent souvent un moment magnétique atomique fort.

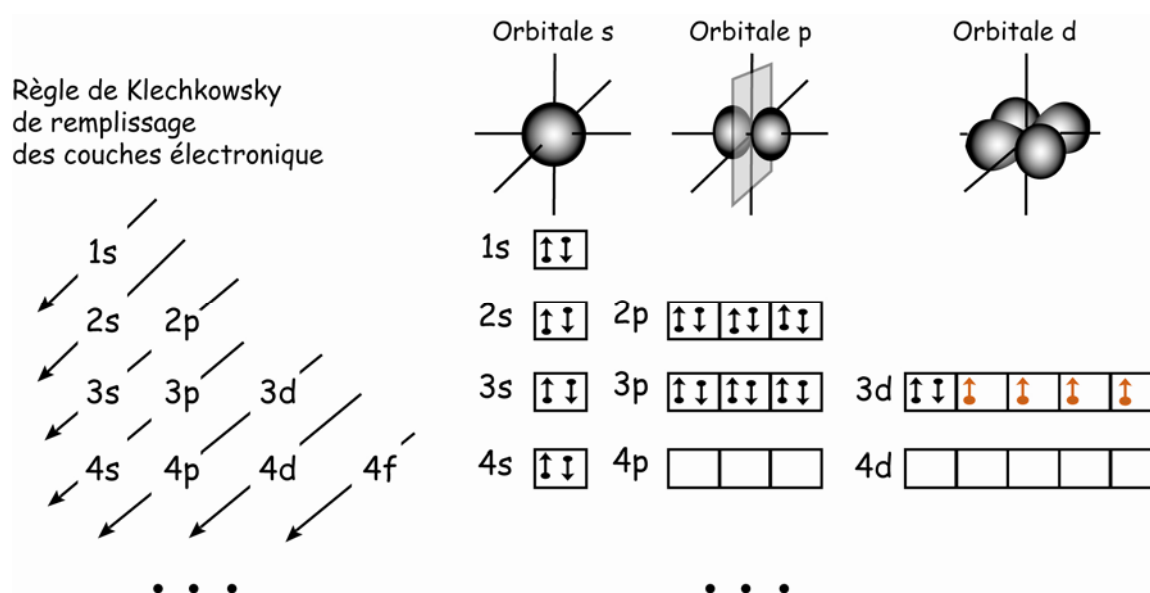


Fig.2.4 : règle de remplissage des couches électronique de Klechkowsky et exemple de la structure électronique du Fer ($Fe : [Ar] 4s^2 3d^6$)

Ainsi le Fer composé de 26 électrons présente sur sa couche $n=3$ quatre électrons non appariés (en rouge sur la Fig. 2.3) et possède donc un moment magnétique atomique fort. Ce qui explique notamment les propriétés magnétiques des oxy-hydroxydes de fer depuis longtemps observées. Par ailleurs dans certains minéraux, l'organisation du réseau cristallin est telle que des orbitales électroniques de différents atomes se recoupent. Il en résulte des moments magnétiques atomiques fortement couplés.

1.4.3. La notion de domaine magnétique

A l'échelle du réseau cristallin l'aimantation n'est pas toujours uniforme et se subdivise suivant des *domaines magnétiques*. Chaque domaine présente une aimantation totale qui lui est propre, résultante de la somme des moments atomiques. Suivant l'organisation des domaines magnétiques on distinguera plusieurs types de grains :

- grains monodomaines (MD) dont la taille est suffisamment petite pour n'être constituée que d'un seul domaine magnétique
- grains pluridomaines (PD) constitué par plusieurs domaines magnétiques
- grains pseudo-monodomaines (PMD) qui sont constitué par un faible nombre de domaines magnétique et dont le comportement est proche des MD.

1.4.4. Propriétés magnétiques des minéraux

Les propriétés magnétiques vont donc dépendre de deux principaux paramètres **(i)** la nature des éléments chimiques qui imposent le nombre d'électrons et la structuration des couches électroniques et **(ii)** l'organisation du réseau cristallin.

Ainsi, en présence d'un champ magnétique appliqué H , on distingue plusieurs types de comportement magnétique des minéraux :

- Le *diamagnétisme* (Fig. 2.4-a). En présence d'un champ H les minéraux diamagnétiques présentent une aimantation de faible intensité dont l'orientation est parallèle à H mais de direction opposée. Dans ce cas la susceptibilité χ est toujours négative et faible ($\sim 10^{-5}$ S.I). Il s'agit de la plupart des matériaux existant ne présentant pas de moment magnétique atomique important. Les minéraux diamagnétiques les plus communs sont la calcite et le quartz.

- Le *paramagnétisme* (Fig. 2.4-b). En présence d'un champ H les minéraux paramagnétiques présentent une aimantation de même orientation et de même direction que celles du champ H . Mais ces minéraux perdent toute aimantation lorsque H est absent. La susceptibilité χ est toujours positive mais reste faible ($\sim 10^{-4}$ à 10^{-5}). Ces minéraux présentent des moments magnétiques atomiques qui s'orientent suivant le champ appliqué H , mais qui sont orientés aléatoirement en l'absence de celui-ci. Les minéraux paramagnétiques typiques sont les phyllosilicates de type micas.

- Le *ferromagnétisme* (Fig. 2.4-c) sensu lato. En présence d'un champ H les minéraux ferromagnétiques possèdent une aimantation de forte intensité qui s'oriente parallèlement et suivant la même direction que le champ H . Contrairement au comportement décrit précédemment, les minéraux ferromagnétiques ont la propriété de conserver une aimantation, dite *aimantation rémanente*, en l'absence d'un champ appliqué. De plus la susceptibilité est toujours positive (en champ faible, < 500 mT) et en général forte ($\sim 10^{-3}$ S.I). Les minéraux ferromagnétiques sont caractérisés par des moments magnétiques atomiques forts, le plus souvent liés à la présence de fer (oxy-hydroxyde de fer) et d'éléments de transition (Ni, Co...), et à des réseaux cristallins qui impliquent de nombreux recouvrements orbitaux et donc des interactions atomiques nombreuses avec des couplages forts par exemple entre les différentes couches atomiques.

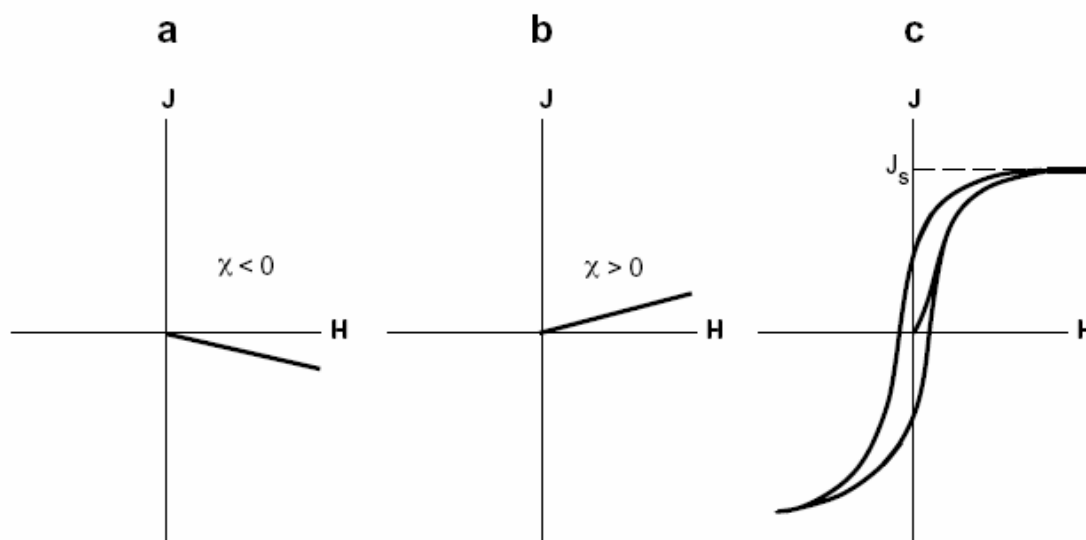


Fig 2.4 : Aimantation J en fonction du champ magnétique H appliqué pour des minéraux (a) diamagnétiques (b) paramagnétiques et (c) ferromagnétiques (tiré de Bulter, 1992)

Ces phénomènes de couplage atomique vont dépendre de la nature des éléments et du réseau cristallin. Ainsi, suivant la nature du couplage on distinguera trois “sous classes” de ferromagnétisme (Fig. 2.5) à savoir : **(i)** le ferromagnétisme sensu stricto **(ii)** le ferrimagnétisme et **(iii)** l'antiferromagnétisme. Par ailleurs, les solides ferromagnétique et ferrimagnétique (ex : magnétite) sont le plus souvent constitués par un assemblage de grains (MD ou PMD). Or l'aimantation totale de ces assemblages est saturée en présence d'un champ fort et la susceptibilité devient nulle (Fig. 2-4 c) alors que les solides antiferromagnétique (ex : hématite, goethite) présentent une susceptibilité toujours positive et sont difficilement saturés.

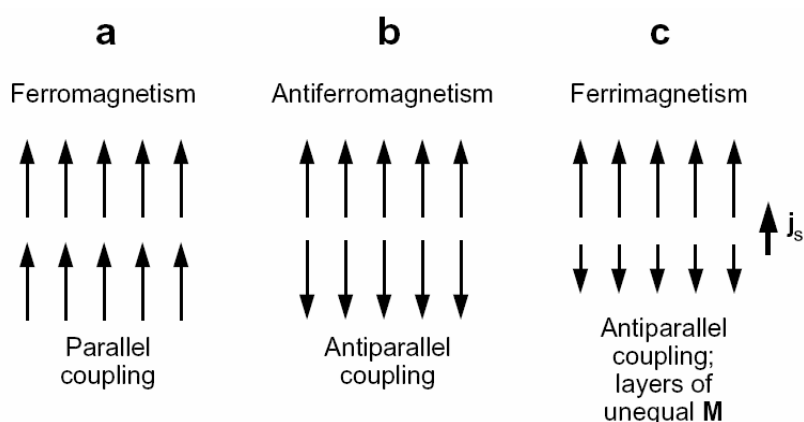


Fig. 2.5 : schéma illustrant les différents types de comportement ferromagnétique et les couplages atomiques associés (d'après Butler, 1992)

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

Les minéraux ferromagnétiques (sensu lato) les plus communs sont les Titano-Magnétite de type spinel – solution solide ilvospinel (Fe_2TiO_4)/Magnétite (Fe_3O_4)- ou TitanoHématite – solution solide Ilménite (FeTiO_3)/Hématite(Fe_2O_3).

1.4.5. Acquisition de l'aimantation rémanente : exemple de l'aimantation rémanente détritique (ARD)

Une roche détritique sédimentaire est constituée par différentes particules parmi lesquelles des particules magnétiques (ex : grain d'hématite ou de magnétite). Lors de la phase de sédimentation, dans le cas d'un milieu de dépôt aquatique, ces particules sont principalement soumises à deux types de forces : les forces hydrodynamiques et les forces magnétiques (Fig. 2.6). De manière moindre l'orientation des grains est également soumise à des forces mécaniques sur le fond et à des interactions entre les grains eux-mêmes. Si le milieu de dépôt est suffisamment calme (lac, haut fond marin...) les forces hydrodynamiques sont négligeables et lors de la chute dans la colonne d'eau les particules magnétiques vont s'orienter suivant la direction du champ magnétique ambiant, à l'image d'une boussole. Cependant les particules doivent être suffisamment fines (<0.5 mm en moyenne) pour que les forces magnétiques soient efficaces afin de permettre l'orientation suivant la direction du champ magnétique. L'ARD est un processus qui aura tendance à moyenner l'orientation et la direction du champ sur une période qui dépendra notamment des vitesses de sédimentation et de compactions des roches détritiques sédimentaires. Mais l'ARD est également un processus qui permet d'enregistrer l'intensité du champ magnétique au moment du dépôt.

Cependant les roches sédimentaires détritiques sont parfois réaimentées c'est-à-dire qu'elles perdent leur aimantation rémanente originelle au profit d'une aimantation rémanente postérieure. Ce phénomène est largement dépendant de la nature des grains magnétiques. En effet les grains MD présentent le plus souvent une coercitivité forte c'est-à-dire qu'ils sont difficilement réaimantables, alors que des grains PD présentent une coercitivité plus faible.

1.5. Variation du champ magnétique terrestre au cours du temps

1.5.1. Variations séculaires

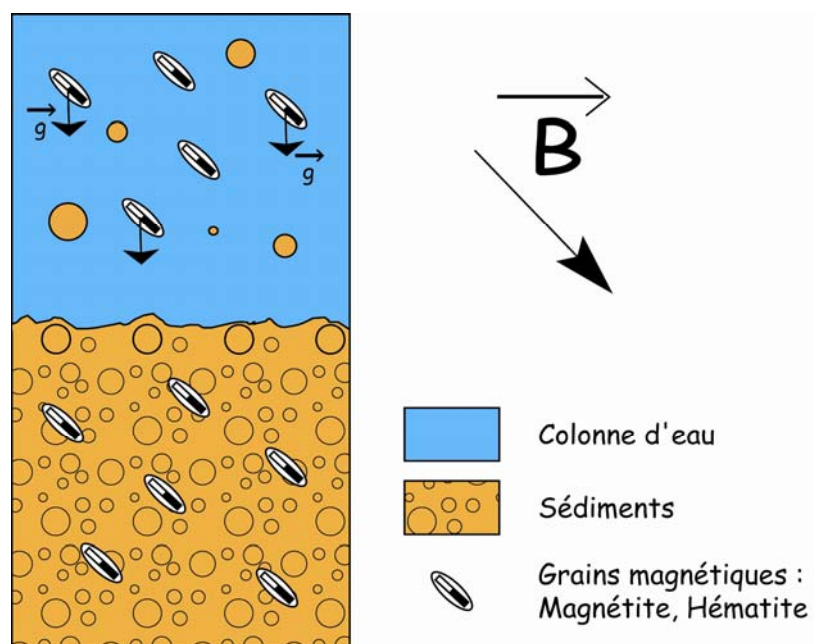
En 1634 Gellibrand, sur la base de ses propres mesures et de mesures plus anciennes de quelques dizaines d'années, observe que la déclinaison change avec le temps même s'il attribue ces variations à des erreurs analytiques. Depuis le 17^{ème} siècle il existe des mesures fiables pour certaines grandes villes telles Paris ou Londres qui montrent bien des variations de déclinaison du champ magnétique terrestre. De plus, de nombreux observatoires

magnétiques enregistrent l'orientation du champ magnétique terrestre de manière continue à l'image de l'observatoire de Paris construit en 1878 (<http://obsmag.ipgp.jussieu.fr/>). L'ensemble de ces observations montre que la déclinaison et l'inclinaison ont varié au cours des derniers 300 ans (voir par exemple les variations pour la France sur le site suivant : <http://beaufix.ipgp.jussieu.fr/~gilder/VF/>). A plus long terme on retrouve aussi ces variations puisque l'étude de laves ou de sédiments Holocène montre des oscillations de D et I dont les périodicités varient entre 1 et 10000 ans. C'est ce qu'on appelle *les variations séculaire* du champ magnétique terrestre.

1.5.2. Inversions du champ magnétique

Au début du 20^{ème} siècle Brunhes et David observent des laves et des terres cuites dont l'inclinaison est opposée au champ actuel. En étudiant des laves Plioquaternaire du Japon Matuyama en 1929 est le premier à montrer l'existence de deux polarités du champ magnétique terrestre. Il distingue la polarité normale, conforme au champ actuel avec le Nord Magnétique proche du Nord géographique, et la polarité inverse où le Nord magnétique est proche du Sud géographique.

Fig. 2.6 : principe de l'ARD. Lors de la chute dans la colonne d'eau pendant la phase de sédimentation, les particules magnétiques s'orientent suivant le champ magnétique terrestre ambiant B (ou H). Cette orientation est conservée dans le sédiment lors de la phase de compaction/diagenèse



On appelle ainsi champ magnétique inverse un champ dont la direction est la même que celle d'un champ normal mais dont le sens est opposé. Le champ magnétique terrestre, qui au premier ordre est un dipôle axial centré, présente donc des inversions de polarité. Bien que

contesté jusque dans les années 50 ce phénomène est aujourd'hui bien admis. En revanche, l'origine des inversions magnétiques reste largement débattue. Il semble qu'elles soient dues à des modifications et des inversions des mouvements convectifs du noyau externe. Ces modifications seraient liées à un couplage magnétique très fort au niveau de l'ensemble du noyau entre la graine solide et le noyau externe liquide (Glatzmaier et Roberts, 1995).

1.5.3. L'échelle géomagnétique de référence

La détermination des périodes d'inversions en fonction du temps a été réalisée principalement à partir de trois approches qui sont :

- Mesure de l'aimantation thermorémanente (ATR) de roches volcaniques datées par ailleurs par géochronologie isotopique (ex : K-Ar). Cette méthode a permis d'établir une échelle fiable pour le Plio-Pléistocène et les 5 derniers millions d'années.
- Mesure de l'ARD de sédiments sur des coupes de référence ou à partir de forage dans des sédiments marins profonds dont l'âge est déterminé par des contraintes biostratigraphiques. Cette approche a permis de mieux contraindre l'échelle détaillée pour le Miocène.
- Mesure des anomalies magnétiques des planchers océaniques (Fig. 2.7). Cette approche permet d'établir une échelle de référence sur une période beaucoup plus longue puisque l'âge du plancher océanique peut s'étendre jusqu'à ~200 Ma. Mais pour déterminer l'âge de ce dernier on utilise sa vitesse d'extension connaissant par ailleurs sa distance à la ride océanique. La vitesse est déterminée à partir des connaissances établies grâce aux deux approches citées précédemment et elle est supposée constante au cours du temps. Cependant, l'échelle ainsi obtenue a été largement revue et précisée par des études complémentaires sur des sédiments provenant de forage ou de coupes à terre avec de très bonnes contraintes biostratigraphiques. L'échelle de référence est aujourd'hui relativement bien établie depuis l'actuel jusqu'au Dévonien et plus particulièrement pour le Tertiaire (voir Berggren et al., 1996) qui nous intéressera plus particulièrement par la suite. Pendant l'ère Tertiaire la durée des inversions ainsi obtenue varie entre 10^4 et 10^6 en moyenne. Cependant il existe des périodes beaucoup plus longues (plusieurs dizaines de millions d'années) lors desquelles la polarité du champ magnétique terrestre reste stable notamment lors du crétacé avec la présence d'un superchron de polarité normal. De plus, les inversions sont aléatoires puisque l'analyse fréquentielle de l'échelle de référence ne montre aucune périodicité particulière.

1.6. La magnétostratigraphie

1.6.1. Principe

La magnétostratigraphie consiste à corréler la succession des inversions magnétiques mesurées en fonction de la profondeur sur colonne sédimentaire donnée, avec l'échelle de référence, où la succession des inversions est connue en fonction de l'âge. Ceci permet de donner un âge "pseudo" absolu à la série sédimentaire et d'établir également les vitesses de sédimentation.

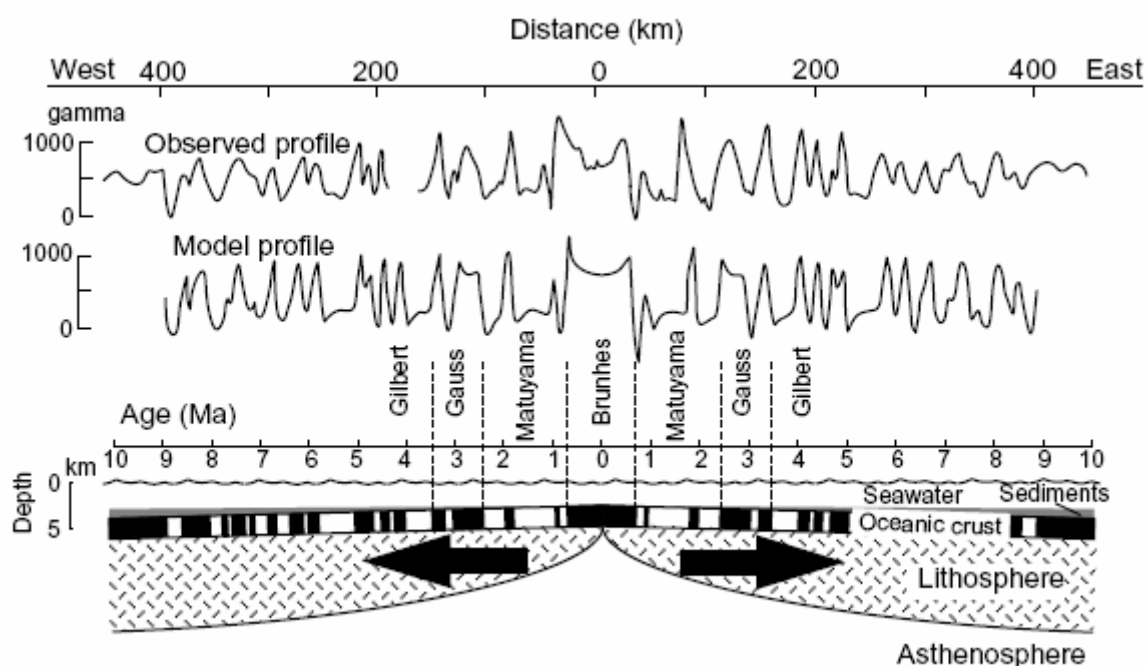


Fig. 2.7 : schéma illustrant la méthode de détermination des polarités magnétiques par la mesure des anomalies magnétiques des fonds océaniques (tiré de Cox, 1986). Au moment de leur formation au niveau de la ride océanique, les laves enregistrent la direction du champ magnétique terrestre par ATR et sont ensuite expulsées latéralement. En supposant que l'aimantation globale de la colonne sédimentaire est nulle, l'anomalie magnétique mesurée à la surface est directement liée à l'aimantation des laves et donc à leur polarité.

Cependant la corrélation est basée sur deux hypothèses principales à savoir :

- La série sédimentaire est continue (pas de faille ou de lacune sédimentaires) sur une période suffisamment longue (au moins plusieurs millions d'années) afin d'identifier suffisamment de changements de polarité pour permettre une corrélation robuste.
- Le champ magnétique est un dipôle axiale centré et les inversions sont un phénomène global qui affecte l'ensemble de la planète

La magnétostratigraphie permet de dater de manière pseudo absolue des séries sédimentaires mal contrainte par des méthodes biostratigraphiques ou isotopiques classiques. En effet, considérons un empilement strictement sédimentaire d'une épaisseur donnée, pauvre en fossiles et repères stratigraphiques fiables. En l'absence de roches magmatiques intercalées (ex coulées de lave) il est très difficile de dater ces sédiments par les méthodes isotopiques. Cependant il est possible de mesurer l'ARD et d'établir une colonne donnant la succession des polarités enregistrées par les sédiments lors de leur dépôt. Par ailleurs, l'ARD étant un processus long, les variations d'inclinaison et de déclinaison observées correspondent bien à des changements de polarité et non à de possibles variations séculaires.

1.6.2. Incertitudes sur les âges

Les incertitudes sur les âges obtenus à partir d'une étude magnétostratigraphique ont deux origines, à savoir : (i) l'incertitude liée à la corrélation choisie qui reste souvent subjective et (ii) l'incertitude propre sur les âges de l'échelle de référence.

En effet, la corrélation reste un exercice subjectif ou aucun paramètre ne permet de réellement quantifier la justesse d'une corrélation proposée. La qualité des colonnes magnétostratigraphiques dépend notamment de la qualité d'affleurements, de la densité d'échantillonnage et de la qualité de l'enregistrement magnétique des sédiments. Ainsi sur certaines études il existe souvent plusieurs corrélations proposées. Une étude magnétostratigraphique doit donc être contrainte par des données indépendantes. Par exemple, la présence de fossiles ou de pollens bien datés en certains points d'une coupe magnétostratigraphique, permet de contraindre l'âge au niveau de ces points et ainsi de restreindre les possibilités en terme de corrélation. En milieu continental les fossiles de rongeurs et plus particulièrement les dents sont souvent caractéristiques et relativement précis en termes d'âges.

Mais, il existe également des incertitudes propres à l'échelle de référence. En effet, les âges déterminés pour la plus part sont issus de l'analyse des planchers océaniques. Certaines datations isotopiques permettent de bien contraindre les âges mais elles restent discrétisées. La plupart des âges d'inversion magnétique sont ainsi basés sur des extrapolations à partir de

l'hypothèse de vitesses d'expansion constantes entre les points datés isotopiquement. Or, à partir d'une étude basée sur des lois de probabilité Agrinier et al. (1999) montrent qu'il existe des incertitudes sur les âges des inversions magnétiques en particulier pour le Cénozoïque. Si l'étude de Agrinier et al. (1999) ne permet pas de quantifier cette incertitude Cande et Kent (1992, 1995) estiment que la précision sur les âges de référence est de ~ 10000 ans.

1.6.3. Echantillonnage

L'échantillonnage magnétostratigraphique consiste à prélever dans des sédiments détritiques des carottes orientées de dimensions standard (diamètre 2cm, hauteur 2cm) à intervalles réguliers. Afin de permettre une continuité de l'enregistrement magnétique qui est nécessaire pour une bonne corrélation et donc datation, la magnétostratigraphie demande la continuité des sédiments (absence de faille et de lacune sédimentaire). La qualité d'affleurement doit être également bonne afin de permettre un échantillonnage magnétostratigraphique relativement fréquent. En effet, en Asie et plus particulièrement en Asie centrale les taux de sédimentation (pour un milieu de dépôt continental fluvio-lacustre) sont compris entre 0.2 et 0.8 mm/a (Appel et al., 1991 ; Durani et al., 1997 ; Parès et al., 2003, Gilder et al., 2001 ; Chen et al. 2001). Ce qui représente, si on considère un pas d'échantillonnage de 4 m, au minimum 40000 ans. Or, sur les derniers 25 Ma, la durée moyenne des intervalles est de ~ 200000 ans (calculée d'après Berggren et al., 1996) et seuls 5 chrons présentent une durée inférieure à 40000 ans.. Pour un pas d'échantillonnage de ~ 4 m, la probabilité de ne pas échantillonner une polarité est donc relativement faible, ce qui permet d'avoir une meilleure confiance sur les corrélations proposées.

Par ailleurs, les sédiments doivent être également suffisamment consolidés et frais afin de faciliter et de permettre le prélèvement des échantillons. Leur lithologie doit également être favorable à un signal magnétique relativement fort et stable. Ainsi les grès fins de couleur rouge (riches en minéraux ferromagnétiques) sont les roches les plus adaptées pour réaliser une étude magnétostratigraphique en milieu continental.

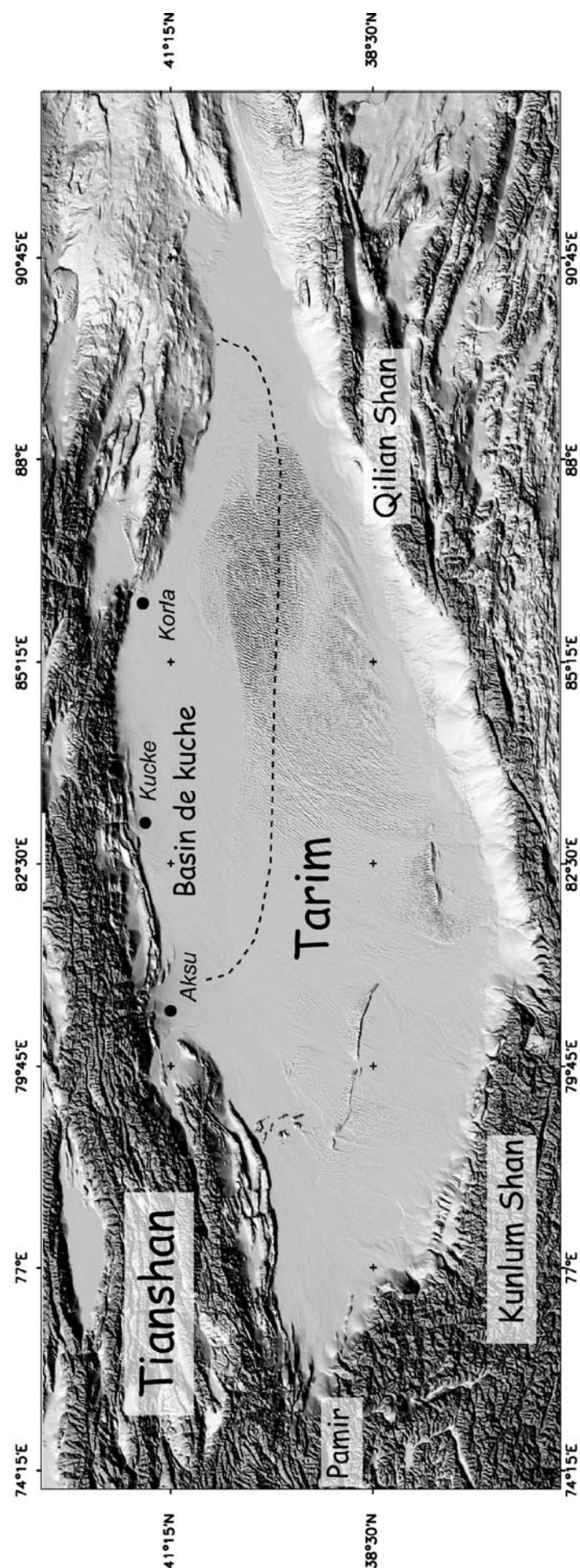


Fig. 2.8 : carte topographique du bassin du Tarim (MNT GTOPO30, Nasa) et limite approximative (ligne pointillée) du bassin Kuche

2. Stratigraphie des bassins Junggar et Kuche

2.1. Généralités

La chaîne du Tianshan est bordée par deux grands bassins intracontinentaux que sont le Tarim au Sud et le Junggar au Nord. Ces deux bassins présentent aujourd'hui un environnement extrêmement aride en leur cœur. Ainsi le désert du Taklamakan qui correspond au Tarim est parfois nommé par les populations locales Uygur : « désert de la mort ». Le Tarim s'étend sur ~560000 km².

De forme lenticulaire (Fig. 2.8), il est limité au Sud par le plateau du Tibet et le Kunlun Shan, à l'Ouest par la chaîne du Pamir, à l'Est par le Qilian Shan et le bassin du Qaidam et donc au Nord par le Tianshan. Le bassin du Junggar est plus réduit puisque sa surface est de ~130000 km². Il présente une forme triangulaire (Fig. 2.9) et est limité au Nord-est par la Chaîne de l'Altay, au Nord-ouest par le Dzungarskiy Alatau et donc au Sud par le Tianshan. La stratigraphie de ces deux bassins est relativement bien connue, d'une part car il existe de nombreux forages pétroliers et d'autre part, car les formations sédimentaires sont largement reprises par les prismes d'avant pays des différentes orogènes qui les entourent et sont donc à l'affleurement au niveau des piémonts.

Le Tarim est constitué probablement par un socle précambrien sur lequel les sédiments se sont déposés depuis le Sinien (~800 Ma, e.g Métivier, 1996). Si, au Paléozoïque le bassin est essentiellement dominé par une sédimentation marine, au Mésozoïque et au Tertiaire c'est une sédimentation principalement continentale qui prend le relais (voir ci-dessous) puisque la dernière occurrence marine remonte au Paléocène/Eocène dans la région de Kashgar à l'ouest du Tarim (e.g Métivier, 1996).

Le bassin du Junggar est quant à lui constitué par un socle d'âge paléozoïque inférieur et un remplissage post-carbonifère essentiellement continental puisque les derniers sédiments marins connus datent du Permien inférieur (e.g Carroll et al., 1995).

Les paragraphes suivants seront consacrés à une description plus détaillée de la stratigraphie du Junggar et du bassin de Kuche. En effet le Tarim étant subdivisé en une série de bassins qui présentent chacun une stratigraphie différente, nous ne présenterons que sa partie septentrionale, c'est à dire le bassin de Kuche (ou Kuqa) pour lequel l'histoire sédimentaire est liée uniquement à l'évolution tectono-climatique du Tianshan Central. Par ailleurs, l'accrétion originelle du Tianshan étant finie au Permien (voir Chapitre I), on se limitera également à la sédimentation post-Permienne et plus particulièrement à la sédimentation

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

cénozoïque. En effet, l'essentiel du remplissage sédimentaire des bassins Junggar et Kuche est d'âge tertiaire (voir Fig. 1.20, Chapitre I et Métivier et Gaudemer, 1999) ce qui montre l'importance de la déformation liée à la collision Inde-Asie dans la construction Tianshan au regard de sa longue histoire Paleo-Mésozoïque. De plus, l'ensemble des formations sédimentaires citées et décrites ci-dessous provient de la littérature chinoise et des rapports du Bureau de Géologie et des Ressources Minière de la Province Autonome du Xinjiang. Notons cependant que les âges inférés sont souvent peu fiables du fait de la rareté des fossiles et du caractère souvent endémique des espèces (e.g. Carroll et al., 1995). Par la suite, ces âges seront en partie précisés à partir de nos études magnétostratigraphiques.

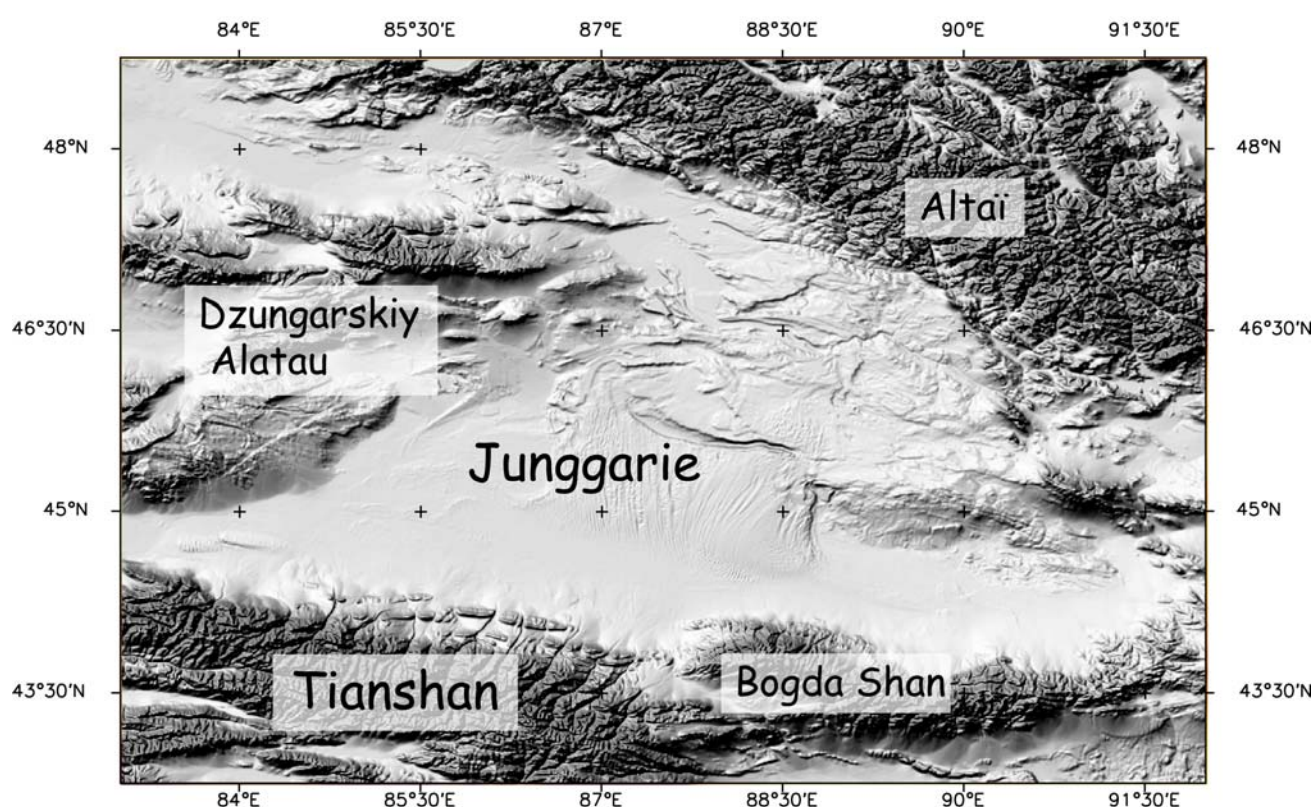


Fig. 2.9 : carte topographique du bassin de la Junggarie (MNT GTOPO30, NASA)

2.2. Le bassin de Kuche

Le bassin de Kuche s'étend depuis la ville d'Aksu à l'Ouest jusqu'à celle de Korla à l'Est pour une largeur de ~200 km et une longueur de ~620 km soit une surface de près de 120000 km² (Fig. 2.8).

2.2.1. La sédimentation du Permien au Crétacé

Dans la région de Kuche, le Permien inférieur (formation de Xiao Tienkankile - P1X) est de nature volcanique alors que plus à l'ouest du Tarim il est caractérisé essentiellement par une sédimentation marine de type plateforme (Carroll et al., 1995). De nature majoritairement détritique (grés, conglomérats) le Permien supérieur du bassin de Kuche (formation de Biyouke-Baoguzi - P3By) repose sur une surface érosive (Carroll et al., 1995). en inconformité sur le Permien inférieur marquant ainsi peut-être la phase tectonique permienne décrite par ailleurs (voir Chapitre I et Laurent-Charvet et al., 2001). A partir des galets imbriqués et des stratifications entrecroisées Carroll et al. (1995) ont déterminé les paléocourants mesurés de ces séries et indiquent une direction de transport latitudinale en provenance du Nord.

Le Trias est marqué à sa base par un puissant niveau conglomératique et est composé quant à lui de 4 unités qui sont respectivement depuis la base au sommet les formations suivantes (Fig. 2.10) : (I) Ehuobulake (T1e), (II) Kelamayi (T2k), (III) Huangshanjie (T3h), (IV) Talique (T3t). Pour l'essentiel ces formations sont détritiques et constituées d'intercalations de bancs gréseux, silteux et argileux avec cependant l'occurrence de niveaux carbonatés au Trias supérieur - on trouvera dans l'article de Hendrix et al. (1992) une description plus détaillée de la stratigraphie du Trias du bassin Nord du Tarim.

Le Jurassique repose de manière conforme sur le Trias et est composé par 6 formations (Fig. 2.10) : Ahe (J1a), Yanqxia (J2k), Kezilenuer (J2k), Qiakemake (J2q), Qigu (J3q) et Kalazha (J3k). De nouveau l'essentiel de la sédimentation est constitué par des intercalations détritiques avec cependant une large présence de niveaux de charbon notamment dans les formations de Kelizenuer et de Yanqxia (e.g. Hendrix et al., 1992). Notons aussi la présence dans la formation de Qiakemake de roches sources d'huile et de gaz largement exploitées dans la région.

Egalement marqué à sa base par une unité conglomératique (Photo a., Fig. 2.11), le Crétacé repose en discordance sur le Jurassique et est divisé en quatre unités qui sont depuis la base au sommet les formations de Yageliemu (K1y), de Shushanhe (K1s), Baxigai (K1b) et

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

Bashijiqlike (K1bs). Encore une fois le Crétacé est essentiellement constitué d'intercalations détritiques avec quelques occurrences de niveau gypseux (formation de Kumugeliemu). Par ailleurs les rares fossiles sont strictement terrestres.

2.2.2. La sédimentation cénozoïque

La littérature chinoise distingue 6 formations au cours du Cénozoïque (Fig. 2.13) :

Paleogène

- Kumugeliemu (E1-2km) : argile, silte gypseux, silte argileux de couleur rouge avec intercalation de conglomérats et grès grossiers rougeâtres
- Suweiyi (E2-1s) : alternance de grès brun-rouge et d'argilite intercalés avec des niveaux conglomératiques

Néogène

- Jidike (Nj) : alternance d'argilo-siltites et grès fins à moyens de couleur grisâtre à verdâtres et violet à rouge associée à des argilites carbonatées et des microconglomérats
- Kangcun (N1k) : siltite verte à grise et argilite carbonatées
- Kuqa (N2k) : intercalations de grès gris à verdâtre, de conglomérats fins à moyens, d'argilite brune à grise et de siltes argileux bruns à gris

Quaternaire

- Xiyu : bancs épais (métrique à décamétrique) de conglomérats gris à gris foncé avec de fines lentilles silto-gréseuses.

2.3. *Le bassin du Junggar*

2.3.1. La sédimentation du Permien au Crétacé

Le Permien inférieur est constitué par la puissante formation de la Tashi-kula (~1000m) qui représente une séquence régressive et correspond à la dernière occurrence marine du bassin Sud-Junggar (voir Fig. 11 de Carroll et al., 1995). Le Permien supérieur est strictement continental et subdivisé en 6 formations constituées essentiellement d'alternance fluvio-lacustres. Dans la région du Bogdashaan les indicateurs de paléocourants (galets imbriqués, stratifications entrecroisées...) montrent une direction Sud-est/Nord-ouest alors que plus à l'ouest la direction semble être longitudinale (Carroll et al., 1995).

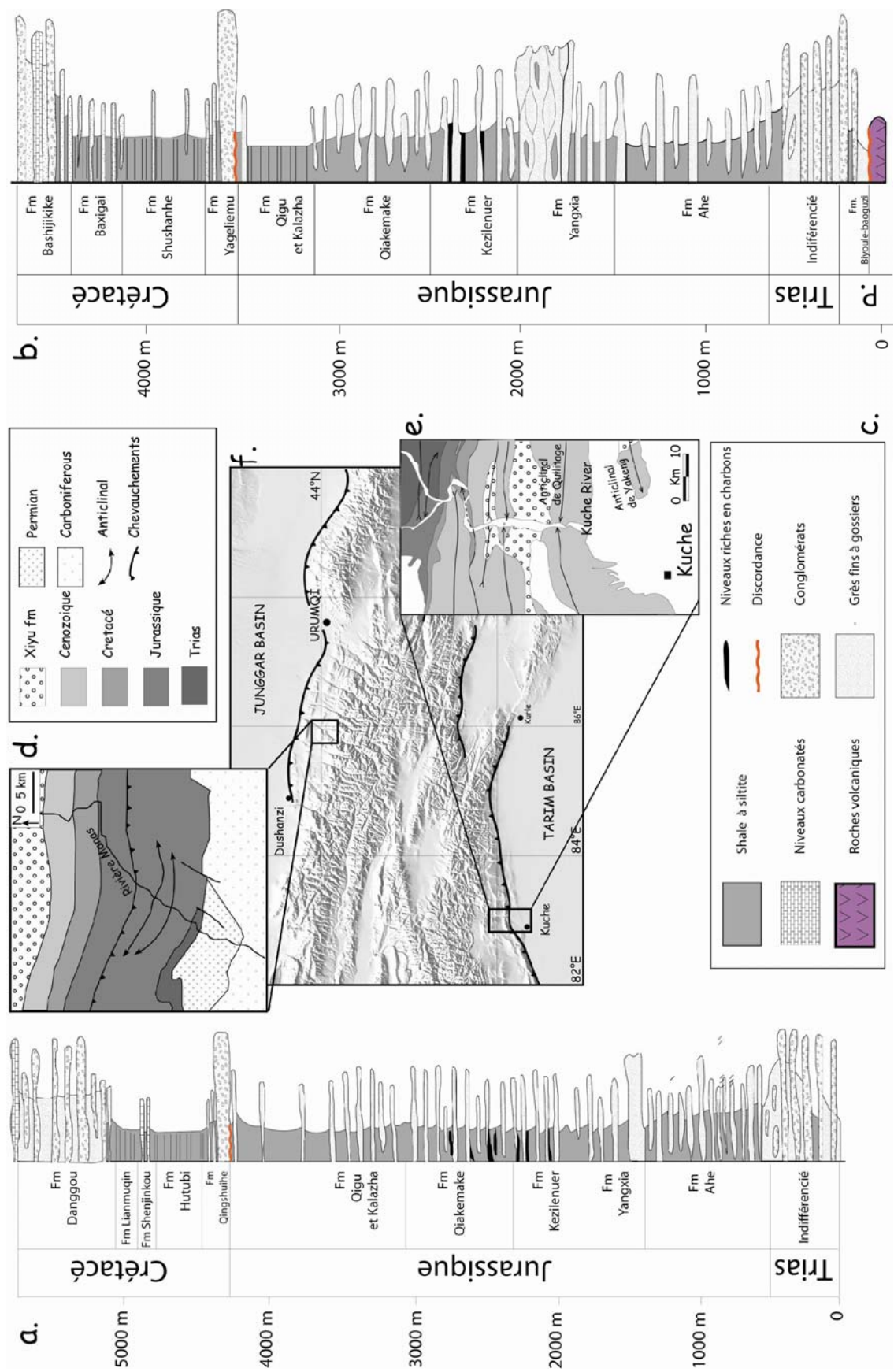


Fig. 2.10 : Logs stratigraphiques (d'après Hendrix et al., 1992) simplifiés des formations Mésozoïque le long des coupes Kuche (a.) et Manas (b) et légende associée (c) ; carte géologique le long des rivières de Manas (d), et de Kuche (e) ; carte topographique du Tianshan montrant la localisation des coupes Kuche et Manas (f)

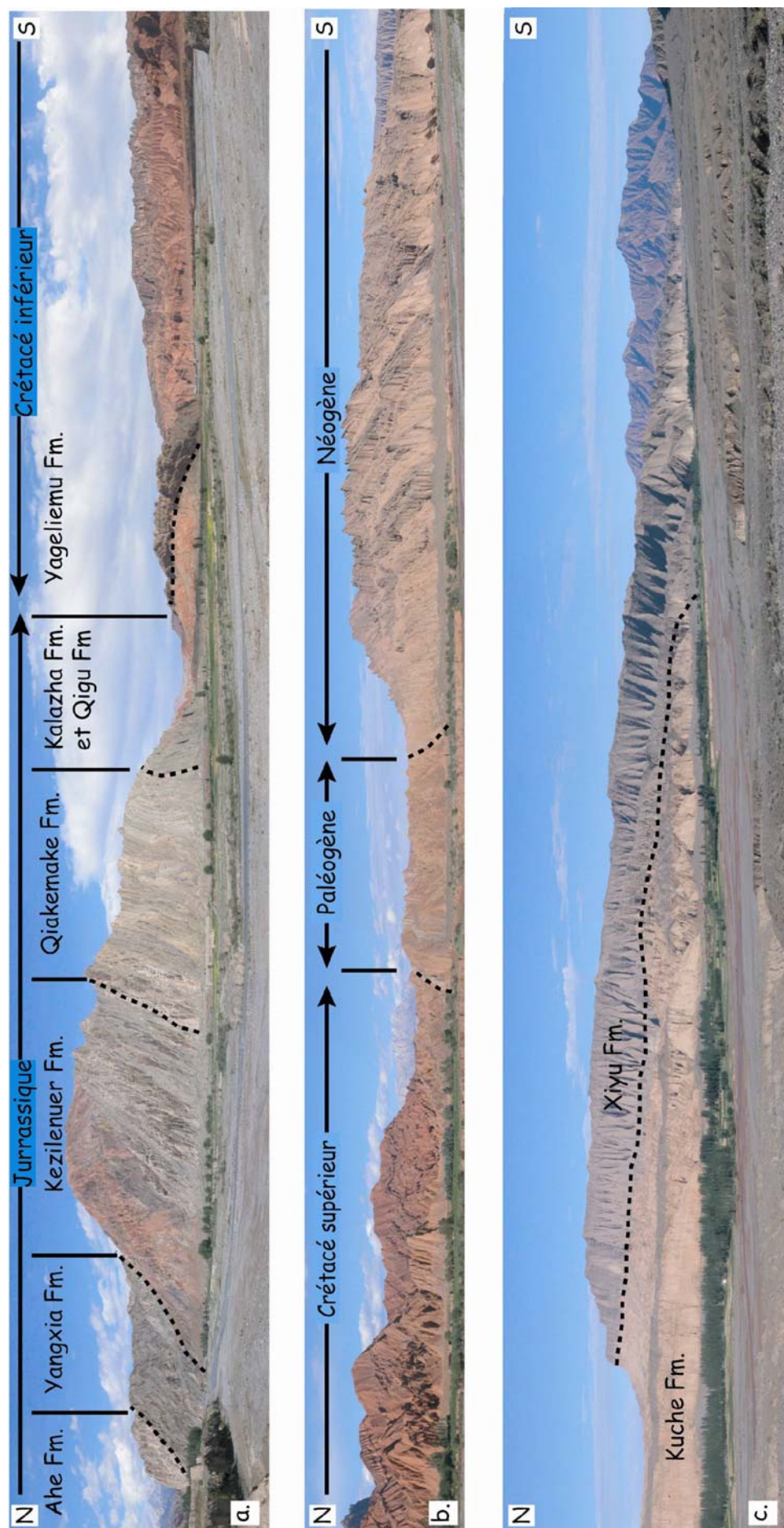


Fig. 2.11 : photographies panoramiques prises le long de la coupe de la Kuche montrant les principales unités stratigraphiques du bassin de Kuche avec la limite Jurassique/Crétacé inférieur(a), la limite Crétacé/Tertiaire (b) et la limite entre le Néogène (Kuche Fm.) et le pléistocène(c) (Xiyu Fm.)

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

Le Trias est quant à lui subdivisé en quatre formations qui sont essentiellement constituées d'argilite, siltés, grés et conglomérats (Fig. 2.10) dont les structures (anastomosé, stratification entrecroisées) indiquent un milieu essentiellement fluvatile (Hendrix et al., 1992).

Le Jurassique du bassin sud Junggar présente une stratigraphie très semblable à celle du bassin de Kuche (Hendrix et al., 1992) et est constitué par les même 6 formations déjà décrites ci-dessus (Fig. 2.10 et 2.12): Ahe (J1a), Yanqxia (J2k), Kezilenuer (J2k), Qiakemake (J2q), Qigu (J3q) et Kalazha (J3k).

Le Crétacé est constitué depuis la base au sommet des formations suivantes : Qingshuihe, Hutubi, Shenjinkou, Lianmuqin et Danggou. La formation de Qingshuihe est semblable à celle de Yageliemu présente dans le bassin de Kuche avec des intercalations de grés (grossiers à moyen), de siltés et de schistes (Hendrix et al., 1992).

Les autres formations en revanche sont marquées par une sédimentation en milieu lacustre puisqu'on trouve essentiellement des siltés argileux et carbonaté ainsi que des schistes dans lesquels il faut noter la présence d'ostracodes et de bivalves (Hendrix et al., 1992). Contrairement au Permien, au Mésozoïque les directions de paléocourant sont globalement orientées du Sud vers le Nord.

2.3.2. La sédimentation cénozoïque

Le long du piémont Nord Junggar le Cénozoïque est également subdivisé en 6 formations (Fig 2.13) qui sont :

Paléogène

- Ziliqianzi : argiles silteuses intercalées avec des grés rouges et conglomérat
- Anjihai He : alternance d'argilites, de siltites et de grés fins de couleur verdâtre

Néogène

- Shawan : alternance d'argilites, siltites et grés fins à moyens bruns à rouges avec des niveaux conglomératique grisâtres
- Taxi He : intercalations d'argilite et de siltites bruns rouges avec des grés fins à moyens verdâtres
- Dushanzi : intercalation de niveaux d'argilite et siltite brunes parfois carbonatées, de grés moyens à grossiers et microconglomérats bruns à jaunes avec des niveaux conglomératiques gris

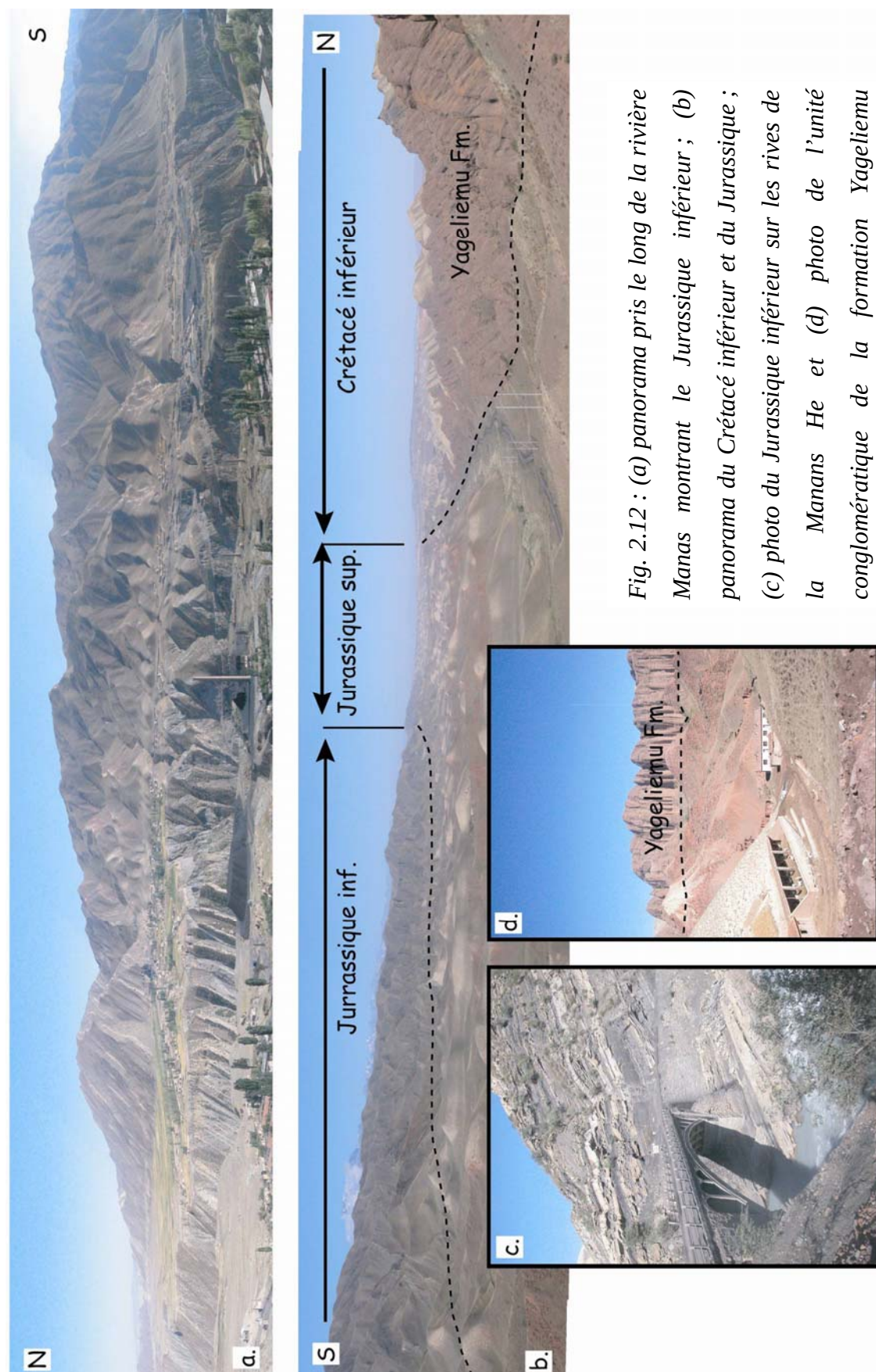


Fig. 2.12 : (a) panorama pris le long de la rivière Manas montrant le Jurassique inférieur ; (b) panorama du Crétacé inférieur et du Jurassique ; (c) photo du Jurassique inférieur sur les rives de la Manas He et (d) photo de l'unité conglomératique de la formation Yageliemu

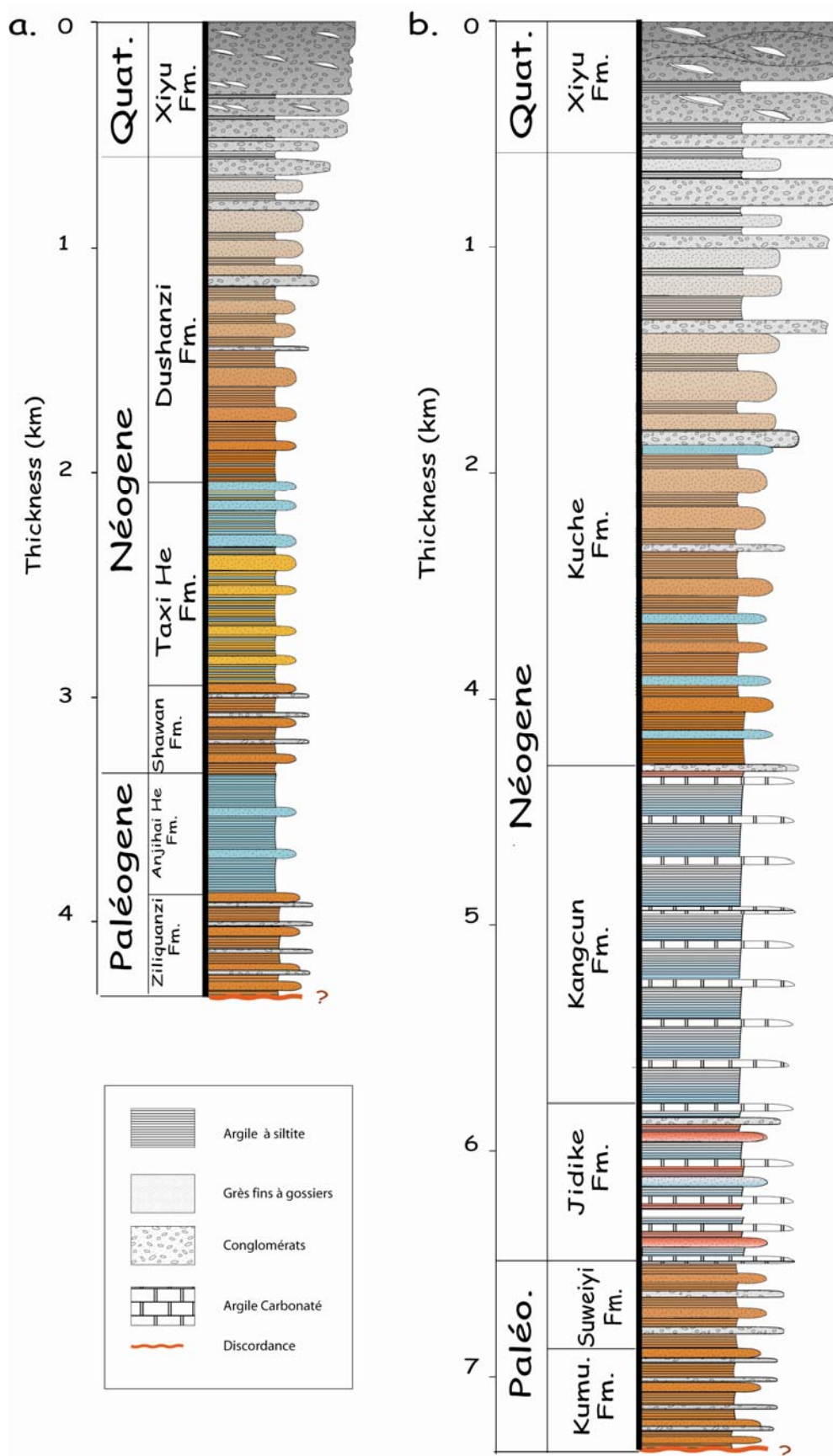


Fig. 2.13 : logs stratigraphiques schématisés des sédiments cénozoïques des bassins Junggar (a) et Kuche (b) d'après B.G.M.R.X.U

Quaternaire

- Xiyu : bancs épais (métrique à décamétrique) de conglomérats gris à gris foncé avec de fines lentilles silto-gréseuses.

3. Stratégie de l'échantillonnage magnétostratigraphique

Les bassins Kuche et Junggar présentent une sédimentation strictement continentale depuis le Permien supérieur avec très souvent de faibles contrôles biostratigraphiques sur les âges. La magnétostratigraphie serait donc très utile sur l'ensemble de la période. Cependant puisqu'on s'intéresse ici uniquement à l'histoire du Tianshan depuis sa réactivation lors de la collision Inde-Asie, on s'est limité aux sédiments tertiaires et plus particulièrement aux formations sédimentaires supposées postérieures à ~24 Ma, les études précédentes montrant un possible début de la réactivation à cet âge (Hendrix et al., 1994, Dumitru et al., 2001, voir Chapitre I, § 2.4).

Par ailleurs, le Tianshan est un orogène remarquablement symétrique de part ses structures et sa topographie. Cependant aucune donnée ne permet pour l'instant de discuter l'évolution relative des deux flancs de la chaîne. Ainsi la surrection s'est-elle faite de manière synchrone sur les deux flancs, les piémonts se sont-ils mis en place en même temps avec les mêmes vitesses de déformation ? Par conséquent il nous paraissait également important de réaliser des études magnétostratigraphiques à la fois sur le piémont Nord et le bassin de la Junggarie et sur le piémont Sud et le bassin de Kuche.

De plus, nous avons vu précédemment que l'absence de contraintes fiables sur les âges sédimentaires est un obstacle important à la détermination des taux de déformations présentes le long des piémonts du Tianshan (Chapitre I). Le choix des coupes doit donc s'accompagner d'un intérêt tectonique. En résumé, le choix des coupes magnétostratigraphiques le long des deux flancs du Tianshan s'est donc fait à partir des critères suivants :

- Formations sédimentaires supposées postérieures à 24 Ma
- Intérêts tectoniques
- Qualité et continuité des affleurements afin de respecter les critères d'échantillonnage

Nous avons ainsi réalisé trois coupes magnétostratigraphiques avec au Nord les coupes de la Kuitun He et de la Jingou He, et au Sud la coupe de Yaha. Nous présenterons par la suite ces trois études sous forme d'articles.

Article 1

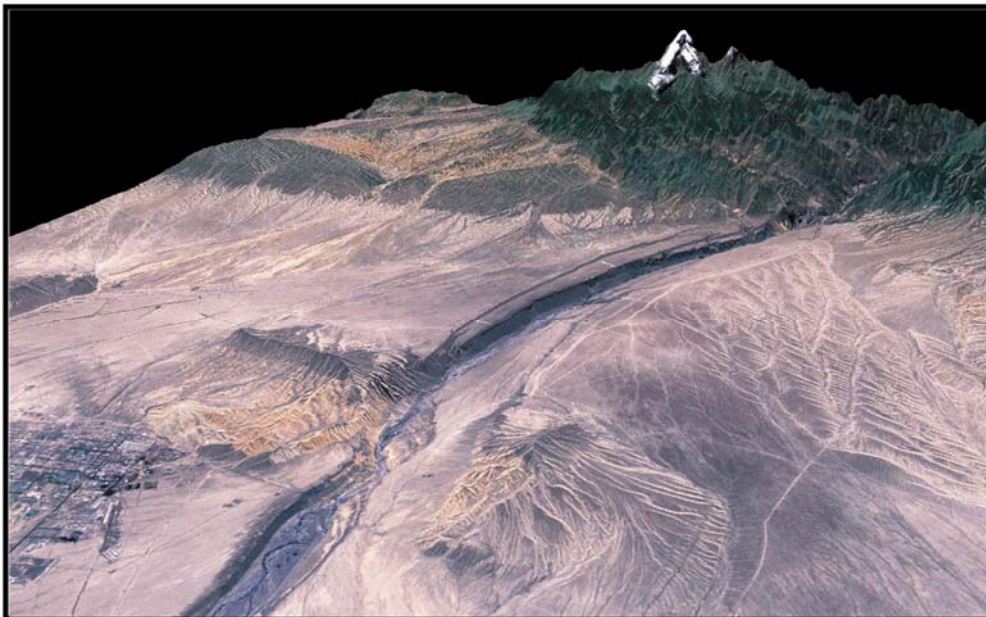
Magnetostratigraphy and rock magnetism of
the Neogene Kuitun He Section (Northwest China):
Implications for Late Cenozoic uplift
of the Tianshan mountains

奎屯河

Kui

tun

He



(Image S. Dominguez)

Reprinted from Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Dominguez, S., Avouac, J.P., Sen, S., Sun, D.J., Li, Y.A., and Wang, M.W., 2005a, *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*, v. 230, p. 177-192 - with permission from Elsevier



Available online at www.sciencedirect.com

SCIENCE @ DIRECT®

Earth and Planetary Science Letters 230 (2005) 177–192

EPSL

www.elsevier.com/locate/epsl

Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains

Julien Charreau^{a,*}, Yan Chen^a, Stuart Gilder^b, Stéphane Dominguez^c,
Jean-Philippe Avouac^d, Sevet Sen^e, Dongjiang Sun^f,
Yongan Li^f, Wei-Ming Wang^g

^aInstitut des Sciences de la Terre d'Orléans; Bâtiment Géosciences, rue de Saint Amand, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France

^bInstitut de Physique du Globe de Paris; Laboratoire de Paléomagnétisme, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

^cLaboratoire Dynamique de la Lithosphère; UMR CNRS/UMI 5573, Bâtiment 22 (cc. 60) Place Bataillon, 34095 Montpellier Cedex, France

^dCalifornia Institute of Technology; Division of Geological and Planetary Sciences, Mail Code 100-23, Pasadena, CA 91125, United States

^eMuseum of Natural History, Paris; Département de Paléobiodiversité: Histoire et Dynamique, 43 rue Buffon, 75005 Paris Cedex 5, France

^fInstitute of Geology and Mineral Resources, Bureau of Geology and Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi, China

^gDepartment of Palaeobotany and Palynology, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, 39 East Beijing Road, Nanjing 210008, PR China

Received 2 June 2004; received in revised form 2 November 2004; accepted 4 November 2004

Available online 24 December 2004

Editor: E. Bard

Abstract

In order to better constrain the tectonic evolution of central Asia under the influence of the India–Asia collision, we carried out a magnetostratigraphic study at the Kuitun He section, on the northern flank of the Tianshan range (northwest China). A total of 801 samples were collected from a 1559-m-thick section, which is composed mainly of fluvio-lacustrine sandstone and conglomerate. Stepwise thermal and alternating field demagnetization isolated a linear magnetization component that decays univectorially toward the origin and likely represents a primary magnetization principally carried by magnetite. From this component, 29 magnetic polarity intervals were identified. They correlate between ~3.1 and ~10.5 Ma with the reference magnetic polarity time scale, indicating a relatively constant sedimentation rate with an average of 0.21 F 0.01 mm/year. We also performed a suite of rock magnetic experiments designed to track time-transgressive changes in the sedimentary record. From the rock magnetic parameters, together with the constant sedimentation rate, we conclude that the Tianshan mountains were actively uplifting by ~10.5 Ma. D 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Tianshan; uplift; magnetostratigraphy; AMS

* Corresponding author. Tel.: +33 2 38 49 46 52; fax: +33 2 38 41 73 08.

E-mail address: julien.charreau@univ-orleans.fr (J. Charreau).

1. Introduction

The vast region from India to central Asia contains the highest mountain ranges and is among the most rapidly deforming intracontinental areas on Earth today. Tectonic deformation driven by the India–Asia collision, which started some 50 Ma ago [1], has impacted global climate [2–4]. Thus, understanding how and when the topography was built has a wide range of implications for the Earth Sciences spanning from tectonics to climate change. Given the immensity of the region, it is natural that the timing and the way in which the topography formed remain poorly understood, with models ranging from a systematic south to north propagation of deformation [5,6] to a more sporadic evolution in time and place [7,8].

The Tianshan mountains lie some 2000 km north of the initial collision front. It is one of the largest mountain ranges in Asia (Fig. 1), with summits higher than 7000 m dominating the landscape over an E–W distance of 2500 km. They separate the Tarim basin to the south from the Junggar basin to the north. The

geological structure of the range has resulted from a complex Paleozoic history of subduction-related processes [9,10], later reactivated in the Cenozoic. Modern tectonism is attested by high levels of seismicity and active faulting [7]; GPS measurements suggest shortening rates reach ~20 mm/year across the western Tianshan, where the range is widest [11], and about 6 mm/year across the central Tianshan [11,12]. While the present-day high topography is attributed to the Cenozoic India–Asia collision, the timing of the onset of the Cenozoic reactivation is poorly constrained. Most estimates fall within the Miocene, between 10 and 24 Ma [5,7,11,13–17].

Near Urumqi (Fig. 1), Windley et al. [10] described an angular unconformity at the base of the Oligocene followed by an increase in the rate and energy of sedimentation, which they interpreted as marking the onset of deformation induced by the India–Asia collision. Yang and Liu [16] proposed that uplift of the Tianshan started during or before Oligocene based on flexural modelling and sedimentological constraints of the Tarim basin. Fission track dating of detrital

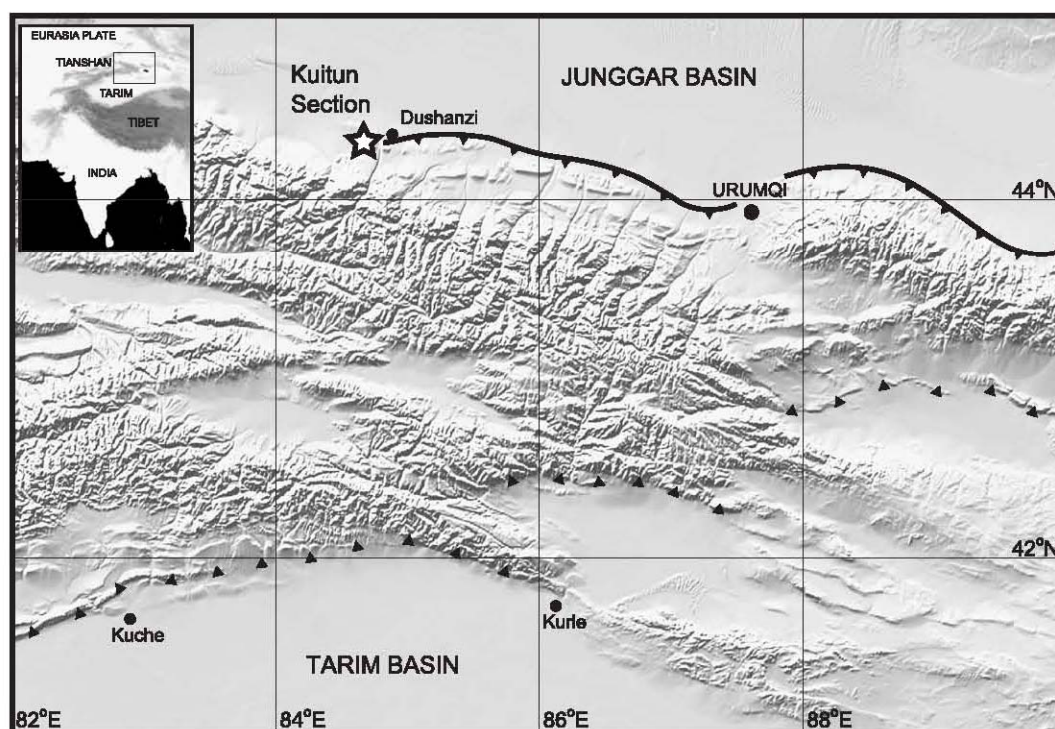


Fig. 1. Topographic map of central Asia.

apatites in Mesozoic sandstone led Hendrix et al. [14] to place the initiation of Tianshan uplift at about 24 Ma.

In both the Junggar and the Tarim basins, the upper Cenozoic is marked by the deposition of a thick conglomerate unit, named the Xiyu Formation [18], which led Burchfiel et al. [15] and Fu et al. [17] to suggest that the major uplift of the Tianshan occurred in the latest Cenozoic to Quaternary. On the other hand, such a youthful uplift cannot fully account for the high relief that reaches more than 7000 m, and it is possible that the thick conglomerates owe their origin to climate change rather than to tectonic exhumation [18].

Based on balanced cross sections, Avouac et al. [13] estimated that the initiation of the deformation across the Tianshan began at 15 Ma, assuming a constant shortening rate of about 3 mm/year across the north Tianshan piedmont. Métivier and Gaudemer [5] placed the beginning of major uplift at 16 Ma, based on calculated mass accumulation rates in the Junggar basin. Their analyses show that the accumulation rate accelerated at 5 Ma, which could indicate an acceleration of Tianshan uplift at that time. However, their database is derived from continental sediments that are notoriously fossil-poor, hence the uncertainties are extremely large. By extrapolating the current shortening rate derived from GPS measurements to the past, and assuming that the total shortening rate across western Tianshan is around 200 km [13], Abdrakhmatov et al. [11] suggested that most of Tianshan was constructed during the past 10 Ma. In the Chu basin of the western Kyrgyz Tianshan, Bullen et al. [19,20] carried out a combined magnetostratigraphic and thermochronologic (fission tracks and U–Th/He) study and found that rapid exhumation started by ~11 Ma.

In order to better constrain the timing of uplift, we carried out a magnetostratigraphic and rock magnetic study along the Kuitun River on the northern flank of the Tianshan range (Fig. 1). The Kuitun section contains a continuous, thick and beautifully exposed sequence of fluvio-lacustrine sediments. Because the sediments surrounding the Tianshan mountains record the erosion history of the chain, by studying these sediments one can learn details about mass transfer from the growing mountains to the surrounding basins, which should largely be a function of climate and tectonic processes. A significant obstacle, however, is

that the sediments are continental in origin and are difficult to date via classic paleontologic methods. Thus, magnetostratigraphy is often used to date sediments and establish sedimentation rates. Moreover, by studying variations in the magnetic mineralogy of the sediments through time, one can learn more about changes in the sediment source and transport history. Below we report our magnetostratigraphic, paleontologic, structural geologic and rock magnetic results from this section and discuss their implications on the growth of the middle segment of the Tianshan mountains.

2. Geological setting and sampling

Tianshan's northern flank is mainly composed of Mesozoic to Quaternary sediments that were folded in a set of east–west-striking ramp anticlines and exhumed along north verging thrust faults [13,15]. In places, north-trending rivers incise the anticlines perpendicular to strike, exposing the sediments. The Dushanzi region is one typical example where the north-flowing Kuitun River has cut one of these ramp anticlines, referred to as anticline A7 by Avouac et al. [13] and as the Dushanzi anticline by Burchfield et al. [15] (Fig. 2). Based on a balanced cross section and assuming a detachment-fault depth of about 5.75 km from seismic profiles, Burchfield et al. [15] estimated the Dushanzi section has been shortened by 2 to 2.5 km.

Sediments in the Kuitun section are mapped as the Neogene Dushanzi Formation based only on facies correlation; no known fossils have been described at this section [21]. We carried out an intensive paleontological investigation throughout the section; unfortunately, the rare macroscopic remains we found are only vegetal stones of the genus *Iodes* that have an age span from Eocene to Present. However, the presence of *Iodes* is indicative of a hot and wet paleoenvironment as they are currently known in the tropical regions of Africa, India and Madagascar. Such a humid environment may also explain the poor fossil preservation. The spore and pollen composition of 4 samples was also investigated (Fig. 2). The occurrence of *Artemisiae pollenites* (*Artemisia*) is somewhat significant. The earliest recorded pollen grains of this genus are from the Oligocene but it did not thrive until the Middle to Late Miocene. *Artemisia* underwent a major period of

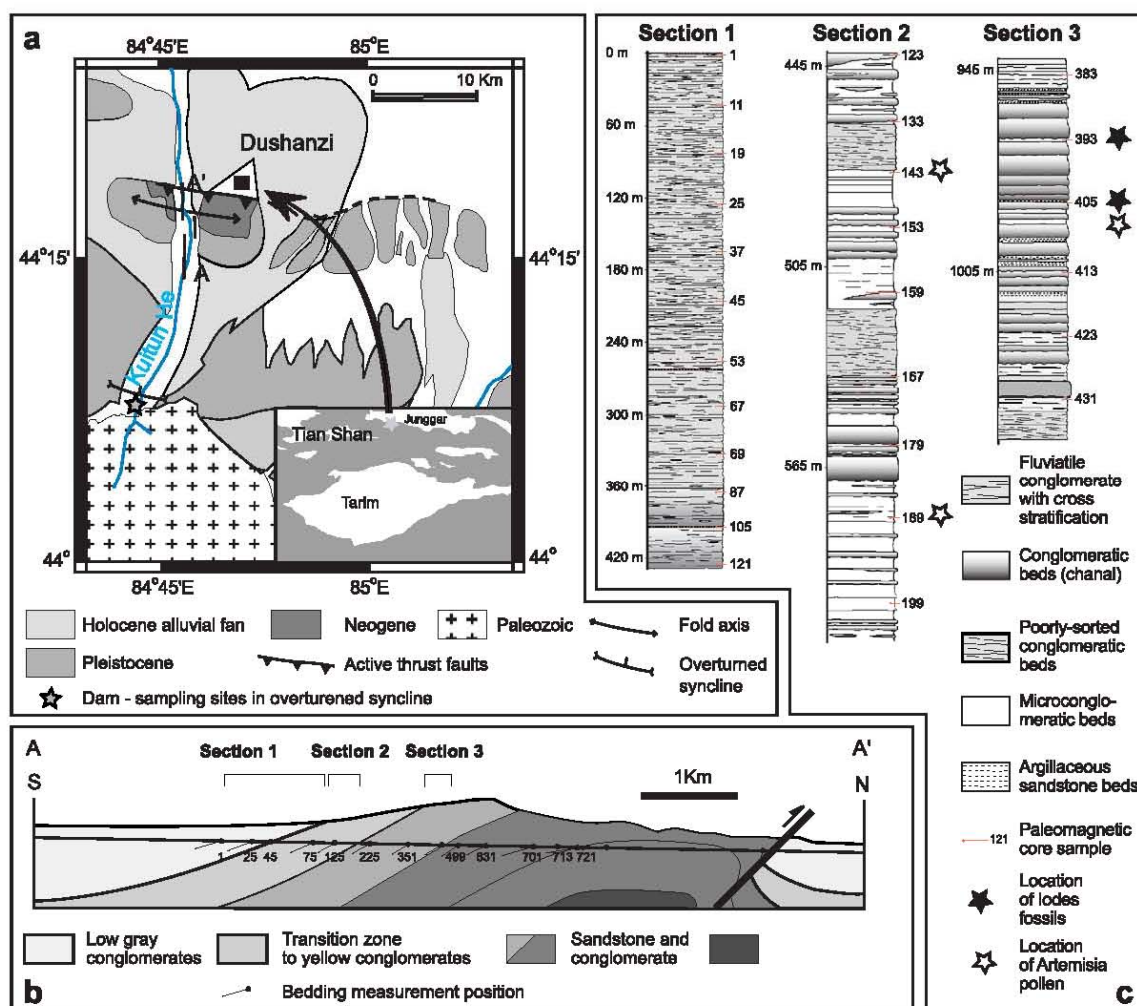


Fig. 2. (a) Geological map of the Dushanzi area (after Avouac et al. [13]) showing the Kuitun magnetostratigraphic section and the sampling sites farther south; (b) cross section of the Kuitun He anticline indicating the position of the paleomagnetic cores; (c) partial stratigraphic logs of the Kuitun He section (positions indicated in (b)).

radiation in the Pliocene, while the Quaternary is an important period in the diversification and worldwide expansion of the genus.

Thick green–grey conglomerate and yellow coarse sandstone dominates the upper part of the section (Fig. 2), which probably corresponds to the Xiyu Formation that is widely recognized on both the north and south flanks of the Tianshan mountains [15,21]. The only biostratigraphic control of the Xiyu Formation is the presence of *Equus sameniensis* at the transition zone with the Dushanzi Formation in a nearby section 15 km to the east [15,21]. At the Kuitun section, it is difficult

to clearly delimit the Neogene Dushanzi Formation from the overlying Xiyu Formation. The series becomes progressively fine grained toward the base, being composed predominantly of dark red to yellow sandstone and siltstone. Burchfiel et al. [15] proposed that these strata are Lower Neogene in age. Approaching the anticline from the south, the conglomerate beds are flat-lying, then they become progressively folded with dips reaching 38°, before becoming horizontal at the heart of the anticline. The general structure is consistent with a fault-bend fold [13,15] with the variation of dip angles reflecting either the geometry of

the basal thrust fault, thought to sole into a sub-horizontal decollement, or due to syntectonic sedimentation within the piggy-back basin. No significant fault or major discordance was observed in the section, suggesting that sedimentation was relatively continuous without any duplication.

The sampled section spans 1559 m in thickness. In the conglomerate-rich and poorly consolidated part of the top 444 m of the section, collecting samples with a gasoline powered drill was impossible, so we took 74 oriented hand samples from the least coarse horizons by inserting plastic cubes into the sediment then orienting the cubes. The sampling density is relatively low with an average thickness of about 7.5 m between each sampling layer. A total of 727 paleomagnetic cores were drilled over a stratigraphic thickness of ~1120 m in the lower part of the section where lithologies were amenable to such sampling methods (Fig. 2). At least two cores per horizon were collected with an average distance between horizons of 5.6 m. Cores were oriented using magnetic and sun compasses whenever possible. The average magnetic declination anomaly is $2.0 \pm 2.6^\circ$ ($n=206$), with the mean value being used to correct the cores lacking sun compass corrections. Bedding attitudes were measured at each sampling layer and core locations were determined to within a few centimetres using differential GPS. In order to obtain a significant fold test, we sampled three sites several kilometres to the south, where coeval to slightly older sediments are overturned in a tight syncline (Fig. 2). At this locality, one clearly observes a progression in folding during sedimentation in the upper levels of the section.

3. Laboratory treatment

3.1. Analytical techniques

In the laboratory, cores were cut into standard specimens of 2.5 cm in diameter and 2.2 cm in length. The samples were subjected to a suite of analyses including: thermal magnetic (Curie point) experiments using an AGICO KLY-3S kappabridge susceptibility-meter coupled with a CS3 furnace, acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) using an IM30 pulse magnetizer, anhysteretic remanent magnetization (ARM) using a LDA-3 demagnetizer, as well as

anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurements using a KLY3 kappabridge susceptibility meter at the Laboratoire du Magnétisme des Roches d'Orléans (LMRO). We also measured magnetic hysteresis curves at the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). Both thermal and alternating magnetic field (AF) demagnetization was applied to clean the magnetic remanence at LMRO and IPGP. On poorly consolidated samples, AF demagnetization was applied using a 2 G in-line three-axis AF demagnetizer (IPGP) and the magnetic remanence was measured using a 2 G, three-axis DC SQUID magnetometer (IPGP). Other samples were demagnetized with a laboratory built furnace or LDA-3 AF demagnetizer (LMRO) and magnetic remanence was measured with a JR-5A automatic spinner magnetometer (LMRO). Magnetic remanence directions were determined by principal component analysis [22] and the mean directions were computed with Fisher [23] statistics, both using paleomagnetic software packages of [24] and R. Enkin (unpublished).

3.2. Magnetic mineralogy

Fig. 3 presents representative results of the rock magnetic experiments. IRM increases rapidly from 0 to 150 mT, with up to 70% of the maximum magnetization attained by 150 mT, yet the samples are not totally saturated by 1 Tesla, indicating the dominance of a rather soft coercive magnetic mineral with a minor contribution of a mineral with higher coercivity (Fig. 3a, c and e). Curie temperature measurements show an important drop of magnetic susceptibility around 580 °C, characteristic of titanium-poor magnetite. More moderate inflections are observed at 150, 400 and above 600 °C, which likely reflect the presence of iron hydroxide (limonite), maghemite and hematite, respectively (Fig. 3b, d and f). Hysteresis loops are not particularly wasp-waisted (Fig. 3g). The thermomagnetic results, together with the demagnetization characteristics (below), indicate that titanium-poor magnetite is the dominant magnetic mineral in all samples.

3.3. Remanent magnetization

Well-consolidated samples were subjected to either thermal or AF demagnetization methods,

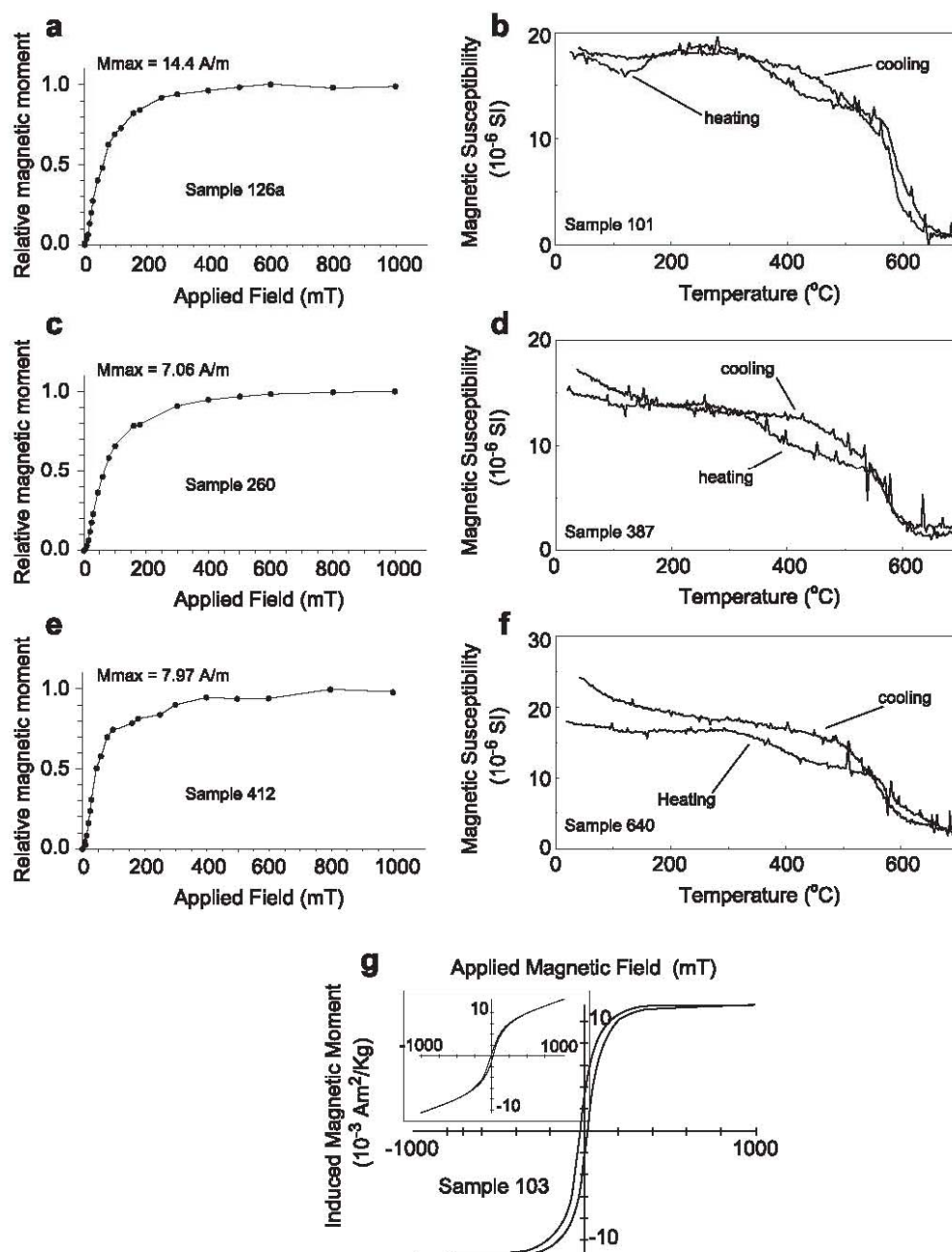


Fig. 3. Rock magnetic investigations of representative samples: (a, c, e) isothermal remanent magnetization; (b, d, f) Curie point analyses; (g) hysteresis loop.

whereas hand samples were only subjected to AF demagnetization (Fig. 4). Both demagnetization techniques usually isolated two components: one at low temperatures (20 to 200 $^{\circ}$ C) or weak AF

fields (<10 mT) that did not decay toward the origin (here called component 1), and another at high temperatures (200 to 580 or 680 $^{\circ}$ C) or stronger AF fields (>10 mT) that normally decayed

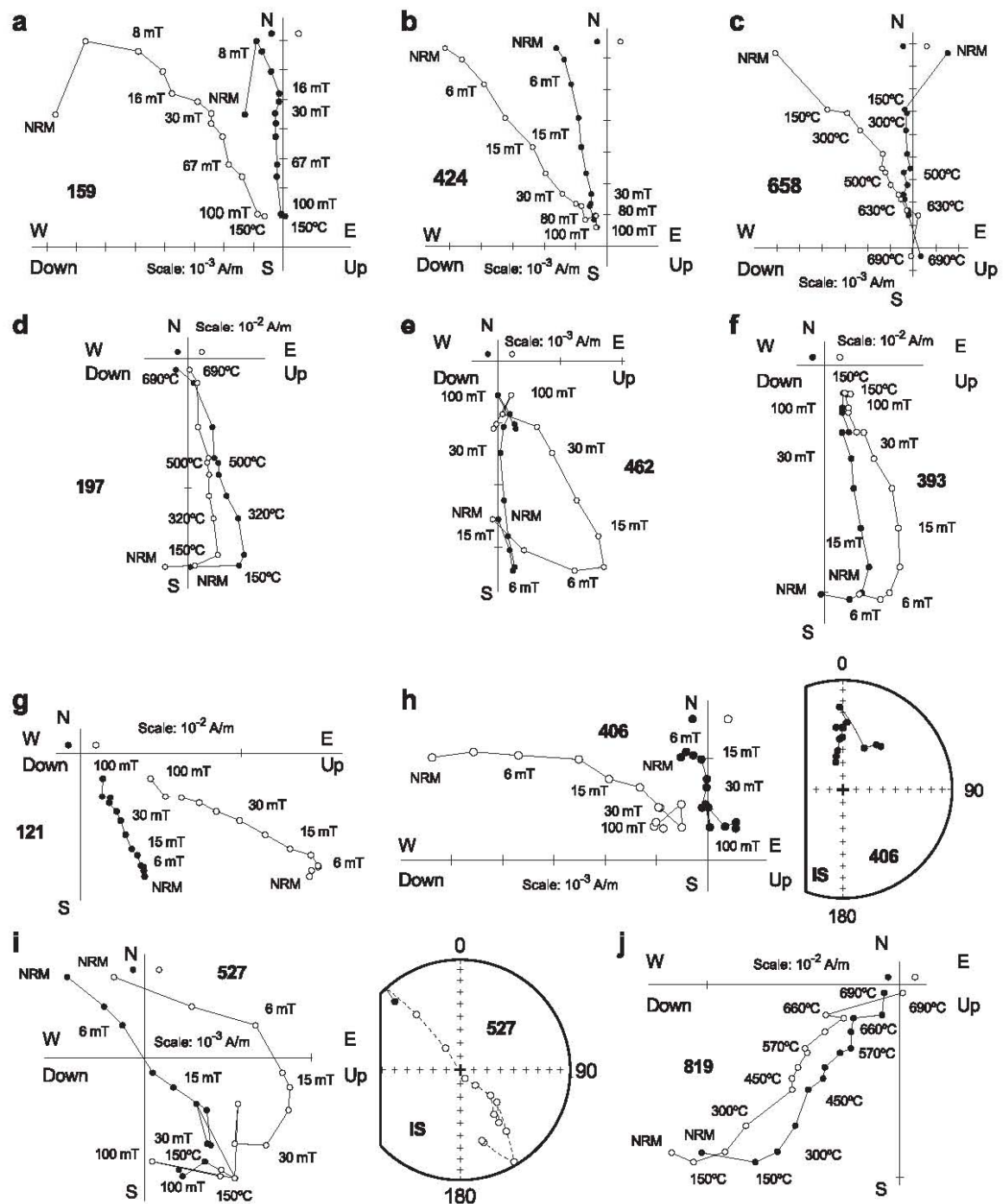


Fig. 4. Representative Zijderveld diagrams [47] obtained from both thermal and alternating field (AF) demagnetization (in situ coordinates).

toward the origin on orthogonal diagrams (here called component 2).

Component 2 is normally completely unblocked at peak AF fields of 100 mT or temperatures of 580 °C, which is again characteristic of magnetite. However, in some samples 20% or more of the original NRM intensity remains after 580 °C, which persists until 680 °C (Fig. 4c and d). The latter is characteristic of hematite. When both magnetite and hematite were present in the same sample, no significant difference in remanent direction was observed when comparing the 500 to 580 °C with the 600 to 680 °C parts of the unblocking spectra (Fig. 4c and d). This suggests that both magnetic carriers recorded the same paleomagnetic field when their remanences became fixed in the rock. For 7% of the samples, the remanence trajectories are spread out about a great circle while never reaching a stable endpoint (Fig. 4i). In these cases, the great circle technique was applied to estimate the polarity. Hand samples collected from the least coarse horizons in the upper conglomeratic part of the section yielded coherent magnetic directions (Fig. 4g), and the magnetic directions isolated from these samples unambiguously identified the magnetic polarity.

About 60 samples have an important proportion of their NRMs that are north and downward directed in geographic coordinates, whose directions in tilt-corrected coordinates are eastward with very steep (up to 70°) inclinations (Fig. 4h). Most of these samples show a coherent component isolated at higher temperatures or higher maximum applied fields. However, about 4% of the samples show only this steep remanence. An interesting point is that most of these samples come from the eastern side of the Kuitun River, on more weathered outcrops, as opposed to the western side of the river where the incision creates steep, freshly cut cliff faces.

Magnetic component 1 normally comprises less than 20% of the total NRM and yields dispersed directions in both geographic (precision parameter, k_g , is 6.4) or stratigraphic ($k_s=6.0$) coordinates (Fig. 5a). Although the mean direction does not coincide with either the present-day field or geocentric axial dipole direction at the site, the predominance of normal polarity suggests that component 1 represents a Bruhnes-field magnetization contaminated by drilling-induced and/or viscous magnetizations. To test

this, we placed 24 samples, previously AF demagnetized to 100 mT, in a 10^4 nT field for 8 days, measured the remanence, then reversed the field for another 8 days, then measured the remanence again. This experiment shows 30% of the NRM is due to a viscous magnetization oriented in the applied field direction. Among the 500 demagnetized specimens, 360 exhibited stable magnetic component 2 vectors, which come from 230 individual horizons that were used to establish the magnetostratigraphic column. The polarities of eight horizons were determined by the great circle technique. Both normal (114 horizons) and reverse (116 horizons) magnetic polarities were identified in roughly equal proportion.

Although 230 samples defined magnetic polarity, 48 were omitted when calculating the overall mean direction. We excluded samples that lay $>40^\circ$ from the mean (these samples were assumed to have recorded a transitional geomagnetic field) and the hand samples collected from the upper part of the section, which due to the sampling method have larger degrees of uncertainty associated with their orientations. Assuming a Fisherian distribution, the overall mean direction in geographic (g) and stratigraphic (s) coordinates is $D_g=356.2^\circ$, $I_g=25.8^\circ$, $k_g=22.4$, $\alpha_{95g}=2.4^\circ$ and $D_s=348.1^\circ$, $I_s=57.6^\circ$, $k_s=21.3$, $\alpha_{95s}=2.4^\circ$, respectively, where D is declination, I is inclination, k , as above is the precision parameter and α_{95} is the radius that the mean direction lies within 95% confidence. The overall mean direction in geographic coordinates (is different at 95% confidence limits from both the present Earth field and geocentric dipole field directions. The mean direction in stratigraphic coordinates using Fisher statistics is similar to that using the bootstrap method ($D_s=347.3^\circ$, $I_s=59.4^\circ$) [25]. On the other hand, the reversal test is negative at the 95% confidence level [26], largely because the mean inclination of normal (N) polarity directions are 10.2° steeper ($D_N=344.2^\circ$, $I_N=61.6^\circ$, $\alpha_{95N}=2.8^\circ$) than that of the reverse (R) polarity directions ($D_R=177.6^\circ$, $I_R=-51.6^\circ$, $\alpha_{95R}=3.8^\circ$). This is likely due to a partially unremoved recent field magnetization.

The three sites sampled south of the Dushanzi anticline yielded similar demagnetization characteristics as those from the Kuitun section (Fig. 4j) and possess both normal and reverse polarities (sites A, B and C in Table 1). In order to perform a meaningful fold test, we divided the 444 to 1559 m part of the

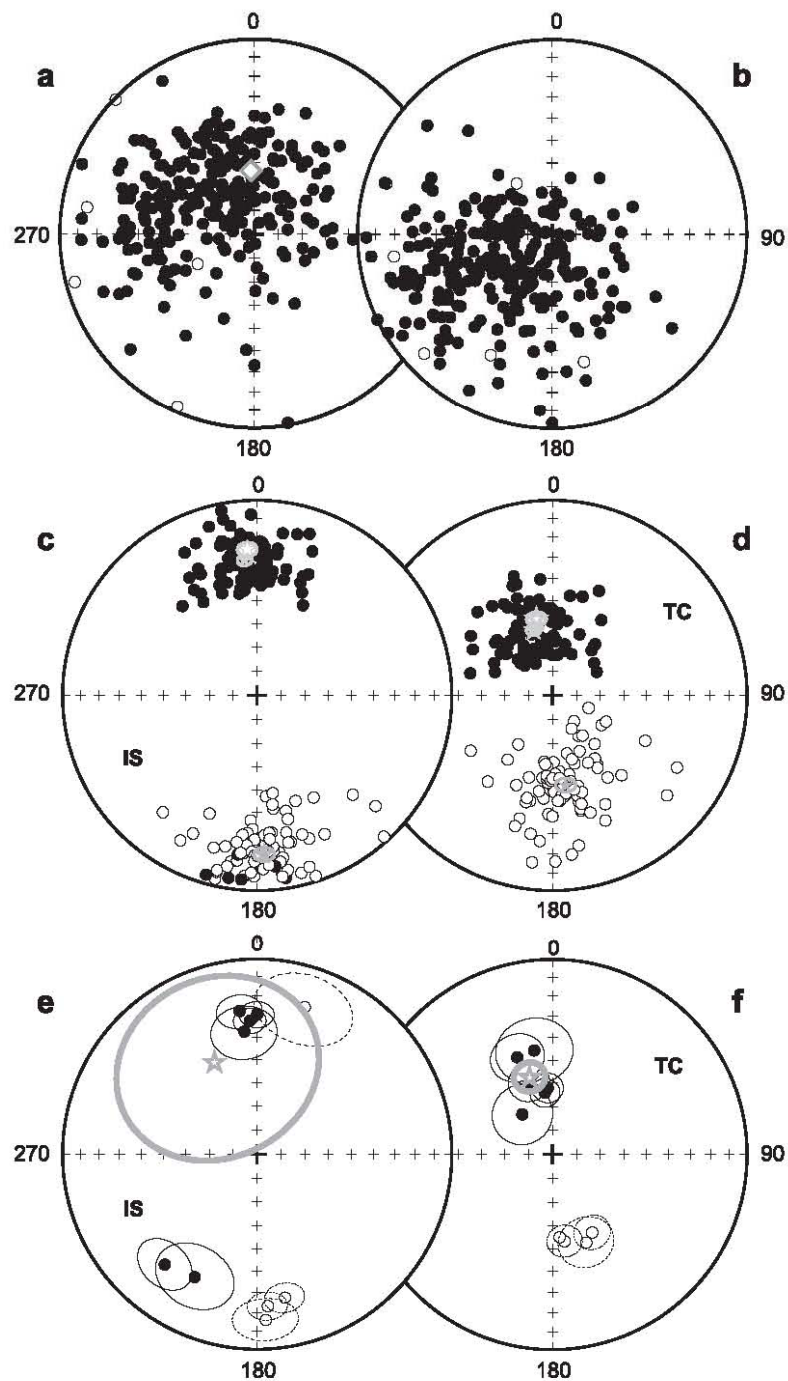


Fig. 5. Equal area projections of: (a, b) component 1 directions (276 samples); (c, d) component 2 directions (182 samples); (e, f) the 10 site mean directions, in in situ and tectonic corrected coordinates, respectively. Diamond (a) shows the Present Earth's field direction and grey (open) stars represent the (overall) mean directions in both polarities.

Table 1
Site-mean paleomagnetic directions from this study

Site	Thickness (m)	<i>S</i>	<i>d</i>	<i>n</i>	<i>Dg</i> (°)	<i>Ig</i> (°)	<i>Ds</i> (°)	<i>Is</i> (°)	<i>k</i>	α_{95} (°)
1	450–600	195	32	29	169.3	26.7	153.6	–53.6	14.1	7.4
2	600–750	185	30	32	176.6	23.3	172.2	–53.2	14.3	7.0
3	750–900	185	32	23	0.1	29.6	342.3	58.4	24.2	8.3
4	900–1050	188	33	24	353.4	27.4	342.3	58.4	13.6	8.3
5	1050–1200	193	35	19	177.2	16.6	58.4	–50.1	10.1	11.1
6	1200–1250	193	35	17	354.9	37.8	323.6	69.8	9.0	12.6
7	1250–1600	187	36	38	357.3	32.7	353.9	64.0	15.5	6.1
A		187	105	13	220.2	27.8	340.8	46.6	16.1	10.6
B		187	105	8	207.6	30.5	350.0	45.8	14.5	15.0
C		190	100	6	18.2	22.6	175.4	–55.3	15.6	17.5
Average				10	335.1	46.9	–	–	2.3	41.0
					–	–	344.7	55.9	71.9	7.3

Sites A–C come from the southern flank of the Kuitun He anticline. Subsections 1 to 7 come from the magnetostratigraphic section. Abbreviations are: *n*, number of samples; *S*, strike; *d*, dip; *D*, magnetic declination; *I*, magnetic inclination; *g*, geographic coordinates; *s*, stratigraphic coordinates; *k*, precision parameter; α_{95} , radius of the cone in which the mean direction lies within 95% confidence.

magnetostratigraphic section into 7 sites with each site representing about 150 m in thickness (Table 1). Fig. 5e and f show the stereonet plots of the 10 site mean directions before and after bedding corrections, where one quickly sees an improvement in clustering of the directions after bedding correction with $ks/kg=31$ ($Dg=335.1^\circ$, $Ig=46.9^\circ$, $kg=2.3$ and $\alpha_{95g}=41.0^\circ$ before bedding correction and $Ds=344.7^\circ$, $Is=55.9^\circ$, $ks=71.9$ and $\alpha_{95s}=7.3^\circ$ after bedding correction). The fold test is positive at the 99% confidence level [27].

4. Magnetostratigraphy

Given the positive fold test and presence of dual polarities in nearly equal proportion, we conclude that the component 2 directions represent primary remanent magnetizations carried predominantly by magnetite. We thus used the component 2 directions, complemented by the polarity information from the great circle analyses, to construct a magnetostratigraphic polarity sequence of the Kuitun section. Fig. 6a and b show magnetic inclination and declination of the samples with respect to their corresponding stratigraphic position. Sixteen normal magnetic chrons (1 to 15) and 14 reverse ones (a to n) are identified (Fig. 6c). Among the 29 magnetic chrons, two lie within a single sedimentary layer (chrons 11 and n in Fig. 6c). For these two horizons, the polarity was confirmed by demagnetizing a second sample from that same layer.

The upper 444 m of the section (shaded in Fig. 6a and b) has a sampling density of 0.06 samples/m while from 444 m to 1559 m depth, it is 0.17 samples/m, meaning that the polarity chrons from upper part of the section are less well constrained.

The resulting magnetostratigraphic column (Fig. 6c) has a relatively high number of reversals, which to first order is consistent with the reference magnetostratigraphic scale for the middle to upper Tertiary [28]. The Kuitun column is characterized by three relatively long reversed periods b, e and k with one relatively long normal chron (15) at the base of the section (Fig. 6c). We used the following criteria to match the Kuitun magnetostratigraphy to the reference scale [28] (Fig. 6e): (1) the four relatively long magnetic chrons, (2) the absence of significant hiatuses or faults throughout the section, (3) the probability that the Kuitun He section lies within the Neogene [15,21], (4) the presence of *Iodes*, which provides a maximum age of Eocene and (5) the presence of *A. pollenites* that likely indicates a Miocene or younger age. Our preferred correlation is shown in Fig. 6c and e, which presents the best available fit in terms of interval number and duration. With respect to the reference column, problems in correlation lie between chrons 4–5 and 9–10, where reversed events are missing and within normal chron 15 where one normal event is missing. The absence of these short chrons is attributed either to insufficient sampling or to minor absences in the rock/time record. Despite the good average sampling density of 0.22,

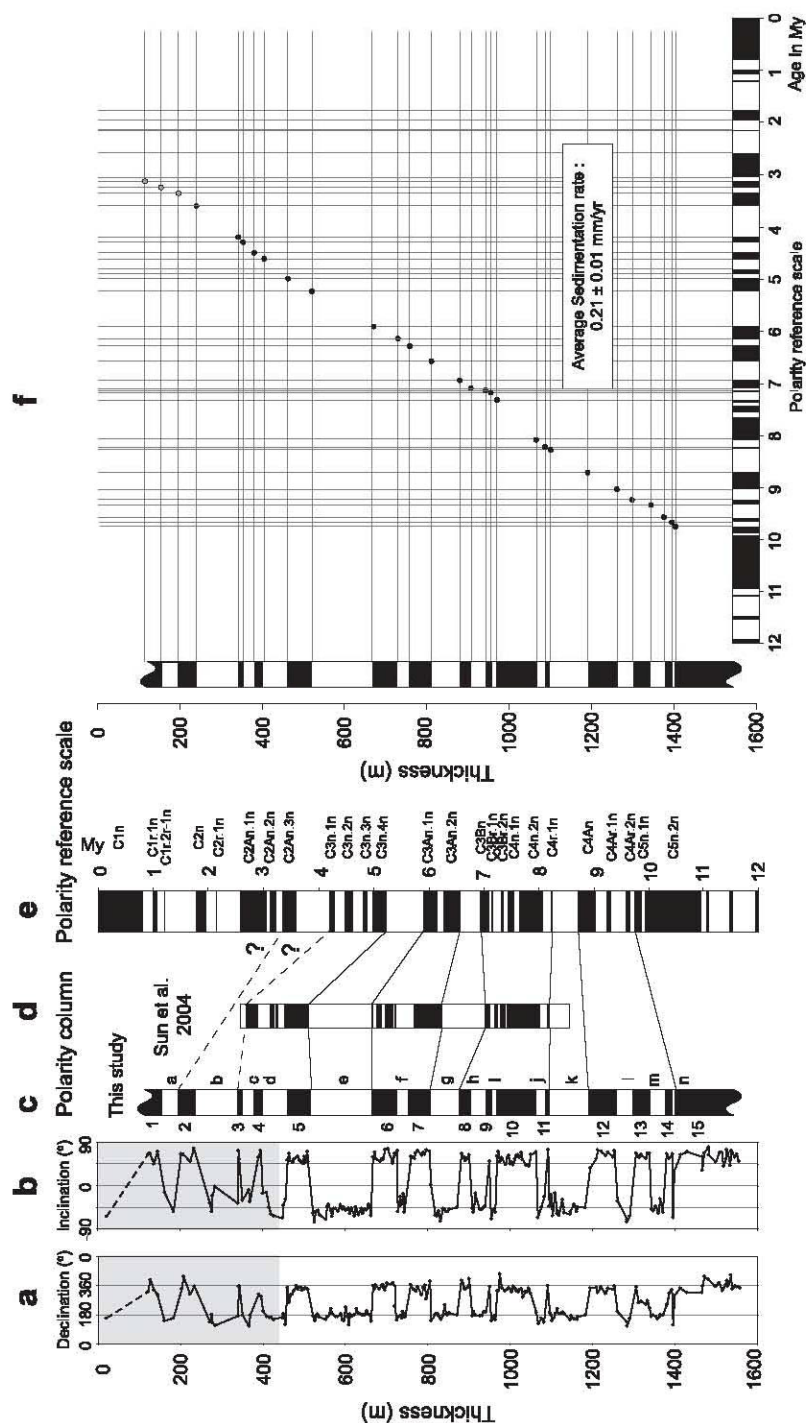


Fig. 6. (a) Magnetic declination and (b) magnetic inclination corresponding to the samples fit with principal component analysis. The shaded area corresponds to the conglomerate-rich Xiyu Formation. (c) Magnetostratigraphic column from this study and (d) from Sun et al. [23]. (e) Reference polarity time scale after Berggren et al. [28]. (f) age versus depth plot of the Kuitun section, using the data and correlation from (c) and (e).

0.25 and 0.30 samples/m for chrons d, h and 15, respectively, sampling intervals can reach ~ 0.07 samples/m in the reversed d chron, and 0.12 samples/m in the reversed h chron. Our preferred correlation

constrains the sedimentary section to span from 3.1 to 10.5 Ma, which corresponds to a relatively constant sedimentation rate with an average of 0.21 ± 0.01 mm/year (Fig. 6f). However, the much lower sampling

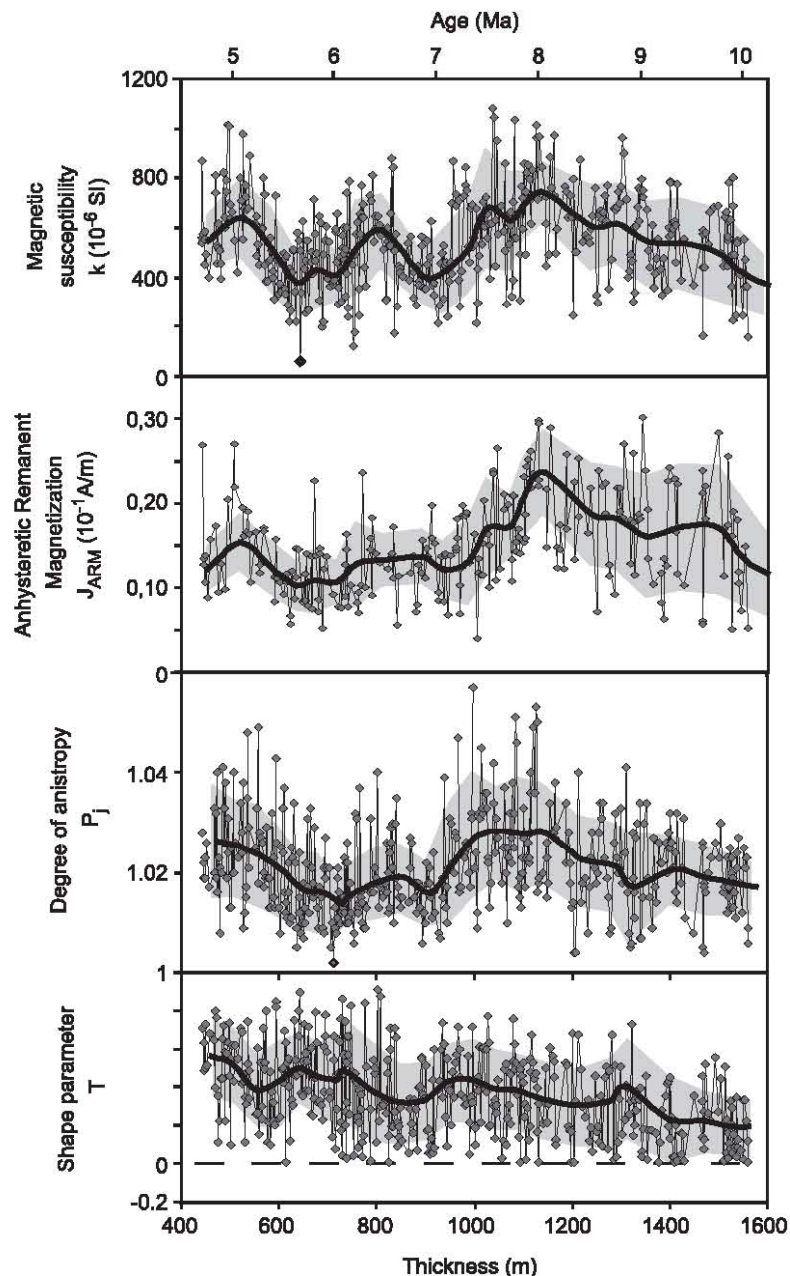


Fig. 7. Variations of magnetic susceptibility (κ), anhysteretic remanent magnetization (J_{ARM}), anisotropy degree (P_j) and shape parameter (T) as a function of depth and time for the Kuitun He section. Heavy solid line shows the averages of a sliding window shifted every 50 m; 1σ uncertainties in grey.

density in the conglomerate-rich part near the top of the section leads to a larger uncertainty associated with chrons 4 to 1.

5. Rock magnetism

Time-transgressive changes in rock magnetic parameters can be very useful in tracking potential changes in sediment source, sediment transport conditions, etc., which can occur during basin formation. For example, the susceptibility of magnetite is ~1000 times greater than other common minerals [29], and thus the bulk susceptibility (κ) of rocks is sensitive to magnetite concentration. Because magnetite is generally more abundant in crystalline basement rocks than in sediments, tracking time-variations in κ can yield important information as to when basement rocks became exposed and eroded [30]. Fig. 7a shows κ as a function of depth for the Kuitun section, where κ ranges from ~50 to $\sim 1000 \times 10^{-6}$ S.I. Although long wavelength variations clearly exist, κ does not undergo significant change that would signal a radical departure in source.

To confirm the κ data, which could potentially be biased by other mineral phases in the rock, we measured the anhysteretic remanent magnetization (ARM) of the samples using a continuous applied field of 10^4 nT and a peak AF field of 85 mT. Under these conditions, the ARM intensity (J_{ARM}) should be sensitive solely to magnetite. We plotted J_{ARM} as a function of depth (Fig. 7b), where a very good correlation with κ is observed. Taken together, we find that magnetite concentration undergoes broad variations with a maximum at about ~8 Ma and minimums at ~7 and ~5.5 Ma, yet there is nothing in the signal to suggest a radical departure in source characteristics.

Another piece of valuable information comes from anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). From AMS measurements, one can calculate the degree of anisotropy (P_j) [31] as well as the shape parameter (T) [32]. P_j can be sensitive to lithology changes or as a proxy for strain, while T can yield information related to the hydrologic regime and transport conditions experienced by the sediments. For example, high anisotropy can signal greater amounts of compaction or sediment compositions that are more prone to compaction. T values close to 0 indicate that

the average particle shape in the sample is spherical, positive values correspond to oblate-shaped particles and negative values to prolate-shaped particles.

The depth-dependent variations in P_j and T for the Kuitun section are shown in Fig. 7c and d. P_j ranges from 1.00 to 1.06, with an average of 1.02 ± 0.01 (e.g. $2 \pm 1\%$ anisotropy), signalling that the Kuitun sediments have experienced only very weak deformation and/or compaction. It is interesting to note that variations in P_j roughly mimic the variations in magnetite content (κ and J_{ARM}). The shape parameter T ranges from 0 to 0.91 with a mean of 0.4 ± 0.2 . T is clearly oblate on average, yet here a long-term trend is apparent with smaller values at the base of the section going to larger values towards the top. This trend does not correlate with either κ or J_{ARM} meaning that the shape parameter T is not dependent on magnetite concentration.

6. Discussion

Sun et al. [33] recently published a magnetostratigraphic study from a section 5 km east of the Kuitun section, which we refer to as the Dushanzi section. Although the Dushanzi section spans less time than the Kuitun section, the two sections have roughly similar magnetostratigraphies, with both possessing three relatively long reversed chrons separated by periods of high reversal frequency (Fig. 6c and d). However, there are some notable discrepancies. Assuming our proposed correlation between the two Dushanzi and Kuitun column is correct, the main incompatibilities are found in Kuitun chrons 4, 6 and h, where Sun et al. [33] identified more polarity intervals (see Fig. 5 of [33]). Based on our longer polarity column, we propose an alternative correlation of the Dushanzi magnetostratigraphic polarity column that shifts the top of that section to be older by ~1.2 Ma than proposed by Sun et al. [33]. This new correlation matches better with the reference scale in terms of reversal frequency.

As the Xiyu Formation conglomerates are widely recognized throughout Central Asia as marking an important tectonic and/or climatic event, several studies have been carried out to constrain their age. At the Kuitun section, it appears that the more fine-grained sediments of the Neogene Dushanzi Formation grade progressively into the coarse conglomerates

typically assigned to the Xiyu Formation, without the presence of a marked angular unconformity. The absence of an angular unconformity could indicate that the sediments exposed along the Kuitun River were deposited far enough from the range front that they were not subjected to syn-sedimentary deformation related to the growing Tianshan. Despite these caveats, we assume that the base of the conglomerate-rich part in the Kuitun section (<444 m) corresponds to the base of the Xiyu Formation based on their classic definition [33].

According to the correlation established in this study, the age of the base of the Xiyu Formation is about 4.8 Ma, which is older than the commonly cited early Pleistocene age [15,34,35]. The magnetostratigraphic study of Sun et al. [33], dated the base of the formation as 2.98 Ma, which we re-interpret as ~4.2 Ma. Studies from Tianshan's southern flank [36] and the western piedmont of the western Kunlun [37] have dated the base as 2.8 and 3.5–4.5 Ma, respectively. These age differences may indicate that the deposition of the Xiyu conglomerates is diachronous across the Tianshan. This observation also implies that stratigraphic ages defined solely by facies correlation contain inherently large uncertainties (≥ 2 My), especially in orogenic foreland basins.

As mountains grow higher, erosion rates tend to increase (e.g. [38]), which leads to heightened sediment input into the catchment basins surrounding the mountains [39,40]. However, absolute dating of the sediments and establishing well-quantified deposition rates have proven extremely difficult in the continental sediments of central Asia, which are notorious for lacking diagnostic fossils or volcanic layers to date with geochronology. This is why magnetostratigraphy remains the best available tool to date fossil-poor sediments. Despite this, problems with the accuracy of the method, as shown above, suggests that one must interpret the result, and their implications with caution.

Several detailed magnetostratigraphic studies have been carried out in Asia, for example, at the front of Himalayan mountains in the Siwalik (e.g. [41]), in the Potwar Plateau [42], in the Rudgai basin [43]; surrounding the Tibetan Plateau in the Subei area in the front of the Qaidam basin [30], in the Guide basin within the Qilian Shan (e.g. [44]), within the Kunlun Shan [37], as well as around the Tianshan [33,36]. For sediments younger than ~20 Ma, these magnetostrati-

graphic studies have found that the average sedimentation rates are fairly uniform at the localities surrounding the Tibetan plateau: being 25 cm/ky for Rudgai basin [43], 33 cm/ky for Subei [30], 22 cm/ky for the Guide basin [44], while the sedimentation rate at the front of the Himalaya varies between 13 and 50 cm/ky [41]. The sedimentation rate of 21 cm/ky for the Kuitun section lies well within the realm of the other studies. However, this value differs from the southwestern Chinese Tianshan [36] that exhibits an average sedimentation rate of around 8 cm/ky during the last ~3.5 Ma.

An interesting result that is now coming to light in some of these studies is that sedimentation rate remains relatively constant throughout the sampled sections. It remains unclear whether the absence of acceleration in the sedimentation rate is because the time sampled in the various sections was younger than the onset of uplift. An important point is that this is true regardless of observed changes in lithology. For example, in Subei, the sediments clearly coarsen with time yet no long-term change in deposition rate was observed [30]. The same is true for the Boguzihe and Ganhangou sections in west Tarim [36]. Except for the conglomerate-rich part at the top of the section where the correlation is less certain, the same is true for the Kuitun section, which has a relatively constant sedimentation rate of 21 ± 1 cm/ky from the period spanning 10.5 to 4.8 Ma. We interpret the absence of acceleration of the sedimentation rate as evidence that the major uplift of the Tianshan should be older than ~10.5 Ma. The upward coarsening of the sediments would then essentially reflect progradation of the sediments over the underthrusting Junggarian basement.

Foreland basins like the Junggar basin develop characteristic sedimentation patterns that are a function of the distance from the front of the orogenic wedge to the place of regional subsidence [45,46]. Deposition zones more proximal to the source will contain coarser sediments as opposed to more distal deposition zones that will possess finer-grained sediments, which travelled farther in distance and time. During progressive shortening, the sediments are progressively incorporated into the foothill fold-and-thrust belt as the front wedge propagates. Thus at a fixed point of the basin, the sediments coarsen upwards through time because they are deposited closer and closer to the

approaching orogenic front. This is why depth variations of rock magnetic parameters, such as those of AMS, can serve to track changes in transport regime (stream velocity, distance travelled from source, etc.), which can accompany tectonic and/or climate changes. For example, at the Subei section a few kilometres from the Altyn Tagh fault on the Qaidam basin, Gilder et al. [30] found that the T parameter changed abruptly at 21 Ma from being spherical on average ($T=0$) to being distinctly oblate ($T>0$). They interpreted this change to reflect a difference in transport conditions of the particles. When T is near 0, they argued that the particles were transported far enough that they became sufficiently eroded to be spherical on average. As the encroaching mountain approaches the basin, the grains travel less distance to their final deposition sites, meaning that the grains are eroded less and are oblate on average, for the same reason clasts in conglomerates are oblate on average.

Thus, for the Kuitun section, we interpret the constant change in the T parameter toward more positive values from the bottom to the top as reflecting the encroachment of the Tianshan mountains toward the deposition site. Assuming our magnetostratigraphic correlation is correct, this is again consistent with the interpretation that uplift was active in the region before 10.5 Ma and reinforces the majority of existing work suggesting the initiation of the Tianshan uplift to be older than 10 Ma [13,19,20]. Accepting that exhumation of the western Kyrgyz Tianshan started by ~11 Ma [19,20], combined with our present findings, suggests that the uplift of the Tianshan was likely synchronous from west to east. Finally, the stable sedimentation rates and the progressive change in the T parameter toward more positive values implies a relative constant tectonic regime and justifies extrapolating the present-day shortening rates to the past [11,13].

Acknowledgements

This study was financed by the French program ECLIPSE and the Chinese project 973 No. G1999043303 and No. 1999043509. We thank Peter Molnar and Lisa Tauxe for their very constructive reviews. This is IPGP contribution 2924.

References

- [1] P.A. Patriat, J. Achache, India–Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates, *Nature* 311 (1984) 615–621.
- [2] M.E. Raymo, W.F. Ruddiman, Tectonic forcing of late cenozoic climate, *Nature* 359 (1992) 117–122.
- [3] F. Fluteau, G. Ramstein, J. Besse, Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 millions years using an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.* 104 (1999) 11995–12018.
- [4] W.F. Ruddiman, J.E. Kutzbach, Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American West, *J. Geophys. Res.* 94 (1989) 18409–18427.
- [5] F. Métivier, Y. Gaudemer, Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics, *Geophys. J. Int.* 128 (1997) 1–17.
- [6] P. Tapponnier, Z. Xu, F. Roger, B. Meyer, N. Arnaud, G. Wiltinger, J. Yang, Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau, *Science* 294 (2001) 1670–1677.
- [7] J.-P. Avouac, P. Tapponnier, Kinematic model of active deformation in central Asia, *C. R. Acad. Sci., Paris* 315 (II) (1992) 1791–1798.
- [8] Y. Chen, S. Gilder, J.P. Cogné, V. Courtillot, New Mesozoic and Cenozoic paleomagnetic data help constrain the age of motion on the Altyn Tagh fault and rotation of the Qaidam basin, *Tectonics* 21 (5) (2002) 1–19.
- [9] V.S. Burtman, Structural geology of the Variscan Tian Shan, *USSR, Am. J. Sci.* 275-A (1975) 157–186.
- [10] B.F. Windley, M.B. Allen, C. Zhang, Z.-Y. Zhao, G.R. Wang, Paleozoic accretion and Cenozoic deformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia, *Geology* 18 (1990) 128–131.
- [11] K.Y. Abdurakhmatov, S.A. Aldazhanov, B.H. Hager, M.W. Hamburger, T.A. Herring, K.B. Kalabaev, V.I. Makarov, P. Molnar, S.V. Panasyuk, M.T. Prilepin, R.E. Reilinger, I.S. Sadybakasov, B.J. Souter, Y.A. Trapeznikov, V.Y. Tsurkov, A.V. Zubovich, Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements crustal deformation rates, *Nature* 384 (1996) 450–453.
- [12] C. Reigber, G.W. Michel, R. Galas, D. Angermann, J. Klotz, J.Y. Chen, A. Papschev, R. Arslanov, V.E. Tzurkov, M.C. Ishanov, New space geodetic constraints on the distribution of deformation in the Central Asia, *Earth Planet. Sci. Lett.* 191 (2001) 157–165.
- [13] J.-P. Avouac, P. Tapponnier, P. Bai, M. You, G. Wang, Active Thrusting and folding along the northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan, *J. Geophys. Res.* 98 (1993) 11791–11808.
- [14] M.S. Hendrix, A.S. Graham, A.R. Carroll, E.R. Sobel, C.L. McKnight, B.J. Schulein, Z. Wang, Sedimentary record and climatic implications of deformation in the Tian Shan: evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan Basins, northwest China, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 104 (1992) 53–79.
- [15] B.C. Burchfiel, E.T. Brown, Q. Deng, X. Fang, P. Molnar, J. Shi, W. Z Zhangming, Y. Huichan, Crustal Shortening on the

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

192

J. Charreau et al. / Earth and Planetary Science Letters 230 (2005) 177–192

- Margins of the Tian Shan, Xinjiang, China, *Int. Geol. Rev.* 41 (1999) 663–700.
- [16] Y. Yang, M. Liu, Cenozoic deformation of the Tarim plate and the implications for mountain building in the Tibetan Plateau and the Tian Shan, *Tectonics* 21 (6) (2002) 9–1–9–16.
- [17] B. Fu, A. Lin, K.-I. Kano, T. Maruyama, J. Guo, K.Y. Abdurakhmatov, Quaternary folding of the eastern Tian Shan, northwest China, *Tectonophysics* 369 (2003) 79–101.
- [18] T. Liu, M. Ding, E. Derbyshire, Gravel Deposits on the margins of the Qinghai–Xizang plateau, and their environmental significance, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 120 (1996) 159–170.
- [19] M.E. Bullen, D.W. Burbank, J.I. Garver, Building the northern Tien Shan: integrated thermal, structural, and topographic constraints, *J. Geol.* 111 (2003) 149–165.
- [20] M.E. Bullen, D.W. Burbank, J.I. Garver, K.Y. Abdurakhmatov, Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: new age estimates for the initiation of mountain building, *Bull. Geol. Soc. Am.* 113 (12) (2001) 1544–1559.
- [21] Bureau of Geological and Mineral Resources of the Xinjiang Uygur, Autonomous Region, Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous region, People's Republic of China ministry of geology and mineral resources, *Geol. Mem.* 1 (32) (1993) (841 pp.).
- [22] J.L. Kirschvink, The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 62 (1980) 699–712.
- [23] R.A. Fisher, Dispersion on a sphere, *Proc. R. Soc.* 217 (Ser. A) (1953) 295–302.
- [24] J.P. Cogné, Paleomac: a Macintosh TM application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 (1) (2003) 1007.
- [25] L. Tauxe, *Paleomagnetic Principles and Practice*, Kluwer Academic Publisher, 1998. 312 pp.
- [26] P.L. McFadden, M.W. McEhlinny, Classification of the reversal test in paleomagnetism, *Geophys. J. Int.* 103 (1990) 725–729.
- [27] M.W. McEhlinny, P.L. McFadden, Statistical significance of the fold test in paleomagnetism, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 7 (1964) 457–468.
- [28] W.A. Berggren, D.V. Kent, C.C. Swisher, M.-P. Aubry, A revised geochronology and chronostratigraphy, *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, Special Publication SEPM, vol. 54, 1995.
- [29] D.W. Collinson, *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism: Techniques and Instrumentation*, Chapman and Hall, New York, 1983. 503 pp.
- [30] S. Gilder, Y. Chen, S. Sevkett, Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for shallow inclinations in central Asia, *J. Geophys. Res.* 106 (12) (2001) 30505–30521.
- [31] V. Jelinek, Characterization of the magnetic fabrics of rocks, *Tectonophysics* 79 (1981) 63–67.
- [32] F. Hrouda, Magnetic anisotropy of rocks and its application to geology and geophysics, *Geophys. Surv.* 5 (1982) 37–82.
- [33] J. Sun, R. Zhu, J. Bowler, Timing of the Tianshan Mountains uplift constrained by magnetostratigraphic analysis of molasse deposits, *Earth Planet. Sci. Lett.* 219 (2004) 239–253.
- [34] H. Chen, X.L. Lin, K.N. Guan, J.M. Xu, Early Pleistocene deposits and its lower boundary (Q/N) in Tian Shan MT, Xinjiang region, *Quat. Sci.* 1 (1994) 38–47.
- [35] Z.H. Teng, L.P. Yue, R.H. Pu, X.Q. Deng, X.W. Bian, The magnetostratigraphic age of the Xiyu Formation, *Geol. Rev.* 42 (1996) 481–489.
- [36] J. Chen, D.W. Burbank, K.M. Scharer, E. Sobel, Y. Jinhui, C. Rubin, Z. Ruibin, Magnetostratigraphy of the Upper Cenozoic strata in the Southernmost Chinese Tian Shan: rates of Pleistocene folding and thrusting, *Earth Planet. Sci. Lett.* 6075 (2001) 1–19.
- [37] H.B. Zheng, C.M. Powell, Z. An, J. Zhou, G. Dong, Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau, *Geology* 28 (8) (2000) 715–718.
- [38] D.W. Burbank, J. Leland, E. Fielding, R.S. Anderson, N. Brozovic, M.R. Ried, C. Duncan, Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas, *Nature* 379 (1996) 505–510.
- [39] F. Métyvier, Y. Gaudemer, P. Tapponnier, K. Michel, Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic, *Geophys. J. Int.* 137 (1999) 280–318.
- [40] D.W. Burbank, L.A. Derry, C. France-Lanord, Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon, *Nature* 364 (1993) 48–50.
- [41] E. Appel, W. Rösler, G. Corvinus, Magnetostratigraphy of the Miocene–Pleistocene Surai Khola Siwaliks in West Nepal, *Geophys. J. Int.* 105 (1991) 191–198.
- [42] N.D. Opdykes, E. Lindsay, N. Johnson, R.A.K. Tahirkheli, M.A. Mirza, Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of the upper Siwaliksub-Group of northern Pakistan, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 27 (1979) 1–34.
- [43] K.H. Durani, Y. Chen, M.-D. Courme, A. Kassi, Etude magnétostratigraphique préliminaire sur l'âge du bassin de Rudgai-Sibi (Nord-Est du Balouchistan, Pakistan) et ses implications tectoniques, *C. R. Acad. Sci., Paris* 325 (1997) 11–18.
- [44] J.M. Parès, R. Van der Voo, W.R. Downs, M. Yan, X. Fang, Northeastward growth of the Tibetan Plateau: magnetostratigraphic insights from the Guide basin, *J. Geophys. Res.* 108 (2003) 1–11.
- [45] P.G. DeCelles, G.E. Gehrels, J. Quade, P. Ojha, Eocene–early Miocene foreland basin development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal, *Tectonics* 17 (15) (1998) 741–765.
- [46] P.G. DeCelles, K.A. Giles, Foreland basin systems, *Basin Res.* 8 (1996) 105–123.
- [47] J.D.A. Zijdeveld, A.C. demagnetization of rocks: analysis of results, in: D.W. Collinson, K.M. Creer, S.K. Runcorn (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*, 1967, pp. 254–286.

Article 2

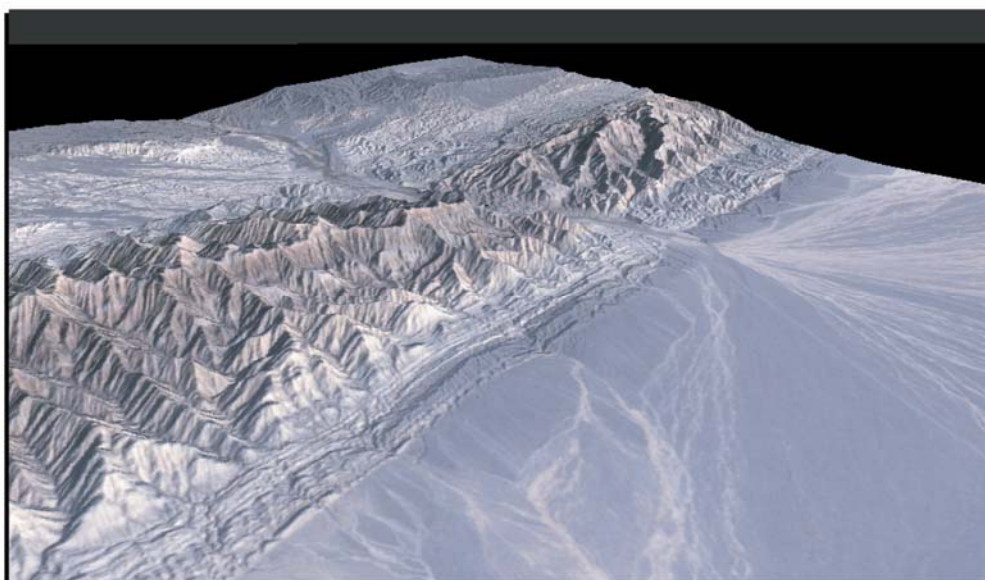
Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China):
11 Ma acceleration in erosion
and uplift of the Tianshan Mountains

牙

Ya

哈

Ha



(Image S. Dominguez)

Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tianshan Mountains

Geology, in press

Julien Charreau^{1*}, Stuart Gilder², Yan Chen¹, Stéphane Dominguez³, Jean-Philippe Avouac⁴, Sevket Sen⁵, Marc Jolivet³, Yongan Li⁶ and Weiming Wang⁷

¹Institut des Sciences de la Terre d'Orléans; Bât. Géosciences, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France; Phone: 33-238417206, Fax: 33-238417309 Julien.Charreau@univ-orleans.fr, Yan.Chen@univ-orleans.fr

²Institut de Physique du Globe de Paris; Laboratoire de Paléomagnétisme, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05 France; Phone: 33-144274934, Fax: 33-144277463; gilder@ipgp.jussieu.fr

³Laboratoire Dynamique de la Lithosphère; UMR CNRS 5573, 22, Place Bataillon, 34095 Montpellier Cedex, France; Phone: 33-467144589, Fax: 33-0467523908; dominguez@dstu.univ-montp2.fr

⁴California Institute of Technology; Division of Geological and Planetary Sciences, Mail Code 100-23, Pasadena CA 91125, Phone: 1-6263954239, Fax: 1-6263951740, avouac@gps.caltech.edu

⁵Museum of Natural History, 43 rue Buffon, 75005 Paris Cedex 5, France; Phone and Fax: 33-140793813; sen@cimrsl.mnhn.fr

⁶Institute of Geology & Mineral Resources, Urumqi, Phone: 86-9914841511; Fax: 86-9914847753

⁷Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, 39 East Beijing Road, Nanjing 210008, P.R. China; Phone: 86-2583282222; Fax: 86-2583357026; wmwang@jlonline.com

*Corresponding author: Julien.Charreau@univ-orleans.fr

ABSTRACT

We report a magnetostratigraphic and rock magnetic study of the Yaha section, located on the southern flank of the central Tianshan Mountains. Our results show a two-fold increase in sedimentation rate as well as marked changes in rock magnetic characteristics at ca. 11 Ma. After 11 Ma, sedimentation rate remained remarkably constant until at least 5.2 Ma. These findings are consistent with sedimentary records from other sections surrounding the Tianshan. We conclude that uplift and erosion of the Tianshan accelerated around 11 Ma, long after the onset of the collision between India and Asia, and that the range rapidly evolved toward a steady-state geometry via a balance between tectonic and erosion processes.

INTRODUCTION

The Tianshan range is among Asia's largest mountain chain, with summits higher than 7000 m dominating the landscape over an E-W distance of 2500 km (Fig. 2.14a). The range's geologic record attests to a complex history of Paleozoic subduction-related processes (Burtman, 1975; Windley et al., 1990), with a new phase of Cenozoic reactivation induced by the India-Asia collision (Tapponnier and Molnar, 1977). The exact timing of reactivation is poorly constrained, which inhibits a better understanding of the evolution of continental deformation due to an indenting India. In addition, the Tianshan is a case example of an active intracontinental mountain belt where the history of mountain building might be deciphered from the sediment accumulation in the adjacent Tarim and Junggar basins.

By comparing cumulative crustal shortening across the Tianshan with current deformation rates, Avouac et al. (1993) estimated that the initiation of the deformation began at $16 \pm 22/-9$ Ma. Sedimentary logs of six, deep drill cores from the basins surrounding the Tianshan indicate that sediment flux accelerated after ca. 17 Ma (Métivier and Gaudemer, 1997). These estimates are consistent with in-situ apatite fission track analyses from sediments exposed both north and south of Tianshan that suggest unroofing began at ~24-25 Ma (Hendrix et al., 1994; Dumitru et al., 2001). Younger exhumation ages of 13.6 ± 2.2 (1σ) and 13.1 ± 2.2 Ma are also recorded in the sediments from the Tarim Basin, south of the Tianshan (Sobel and Dumitru, 1997). Magnetostratigraphic and geochronologic data from the Chu basin in the western Kyrgyz Tianshan suggest an increase in sedimentation rate by ~11 Ma (Bullen et al., 2001; 2003); a study of the Kuitun section shows that reactivation of the northern Tianshan started before 10 Ma (Charreau et al, 2005). Reactivation around 10 Ma is

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

consistent with extrapolating back in time the current rates of shortening across the range to explain cumulated shortening (Abdrakhmatov et al., 1996; Reigber et al., 2001).

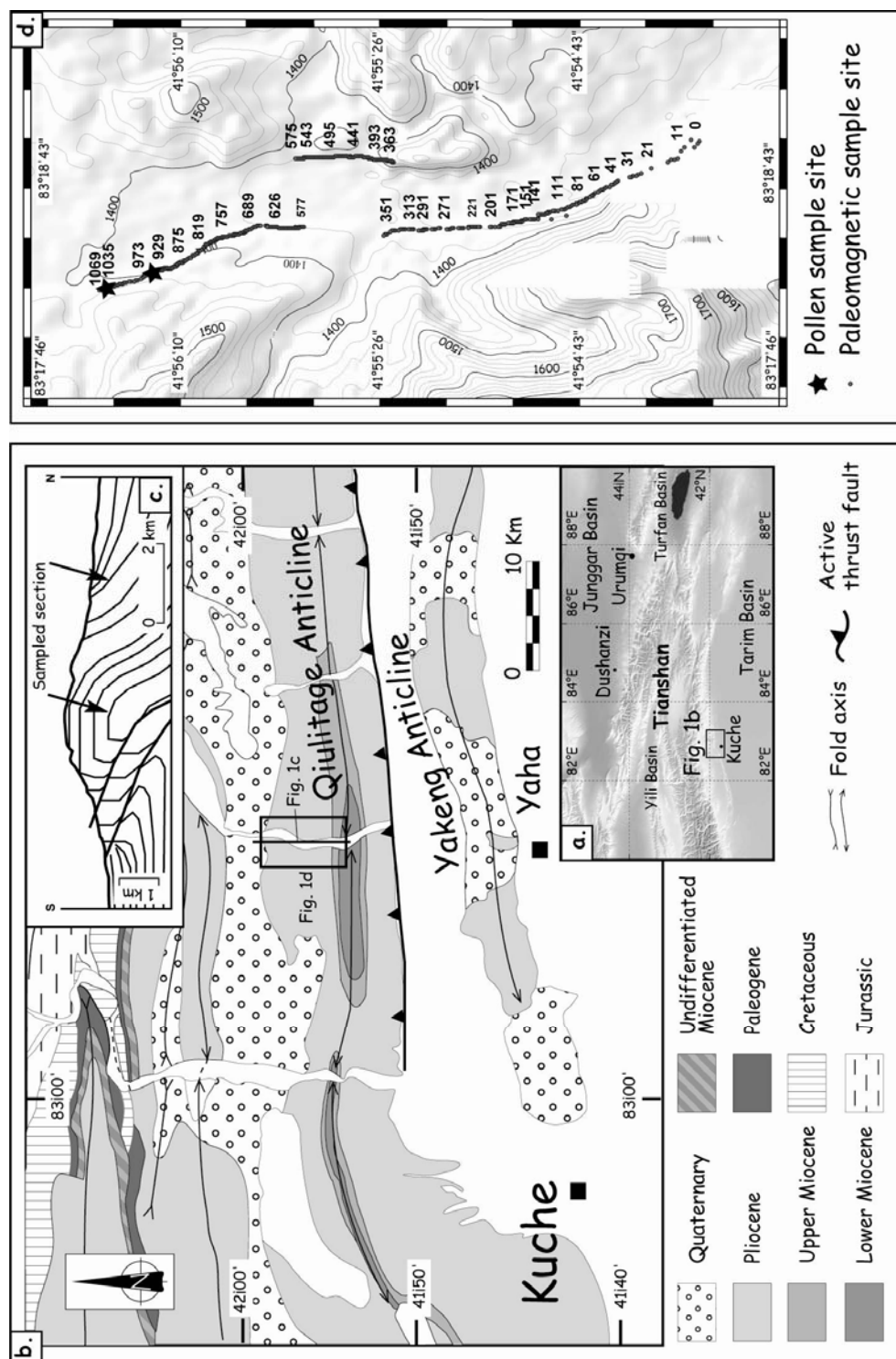


Fig. 2.14 : (a) Topographic and locality map of central Asia. (b) Geological map of the Kuche area (after GMRBX, 1993). (c) Cross section of the Yaha river valley at the Qilitage anticline. (d) SRTM digital elevation model along the Yaha river showing the paleomagnetic and pollen sample

Despite the growing number of observations, details surrounding how and when the Tianshan Mountains were built remain vague. For this reason, we performed a magnetostratigraphic and rock magnetic study of the Yaha section, located on the southern flank of the Tianshan Mountains. This work allows us to track changes in the sedimentation

rate and in the magnetic properties of the sediments through time, which lend insight into the late Cenozoic erosion history of the Tianshan.

GEOLOGICAL SETTING AND SAMPLING

The Yaha section is located near Kuche city, where the south-flowing Yaha River cuts the Qiulitage anticline (Fig. 2.14b). Seismic imaging by Suppe et al. (2004) defines the fold as a 225-km-long active ramp anticline. The sampled section spans 2814 m in thickness (Figs. 1c and 1d), beginning ~200 m north of the Qiulitage fold axis, where 1069 paleomagnetic cores were drilled then oriented with magnetic and sun compasses. Two cores per horizon were collected with an average distance between horizons of 5.6 m. Each sampling layer was located to within a few centimeters using differential GPS. The sediments at the base of the section are dominated by dark red, muddy sandstone intercalated with siltstone and green-gray sandstone. The series becomes progressively coarse-grained toward the top, until reaching a thick gray conglomerate unit, which likely belongs to the Xiyu Formation. Despite the presence of several small (<1 m offset) north verging back thrusts, the section contains no significant duplication nor any sign of major discordance, suggesting that sedimentation was relatively continuous. Yaha sediments are mapped as the Neogene Jidike, Kangcun and Kuqa formations, from the base to the top of the section, respectively (GMRBX, 1993), yet the assigned age is based entirely on facies correlation. Although we found no vertebrate fossils, the spore and pollen compositions of two samples contain *Artemisiaepollenites* (*Artemisia*), which likely indicate a Middle Miocene to recent age.

ROCK MAGNETISM AND MAGNETOSTRATIGRAPHY

Curie point analyses show a rapid drop in magnetic susceptibility near 580°C, followed by a progressive decrease in susceptibility until 680°C, signaling the presence of both magnetite and hematite (Fig. 2.15). Following pilot alternating field and thermal demagnetization experiments, thermal demagnetization was found to better isolate linear magnetization components. Most samples possess two components—one at low temperatures (<300°C) that is north and downward directed in in-situ coordinates and does not decay toward the origin on orthogonal diagrams, and another at high temperatures (300° to 680°C) that is of dual polarity and does decay toward the origin (Fig. 2.16).

Of the 486 samples we demagnetized, 406 possess high temperature components, 20 have unstable magnetizations, and 60 have remanent directions that follow great circle

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

trajectories, never defining a stable endpoint. We also collected and demagnetized 28 samples from three sites on the southern side of the anticline, and together with the samples from the magnetostratigraphic section, the fold test on the high temperature component is positive at the 99% confidence level (McElhinny, 1964) (Fig. 2.17). The mean inclination of normal polarity directions is 5.1° steeper than that of the reverse polarity directions, which due to the extremely small uncertainties on both populations (α_{95} 's of 2.6° and 2.5° , respectively), leads to a negative reversal test at the 95% confidence level (McFadden and McElhinny, 1990). As the declinations are $\sim 180^\circ$ opposite (353.2° versus 173.1°), the difference in inclination is likely due to a partially unremoved recent field magnetization, and we conclude that the high temperature component represents a primary remanent magnetization.

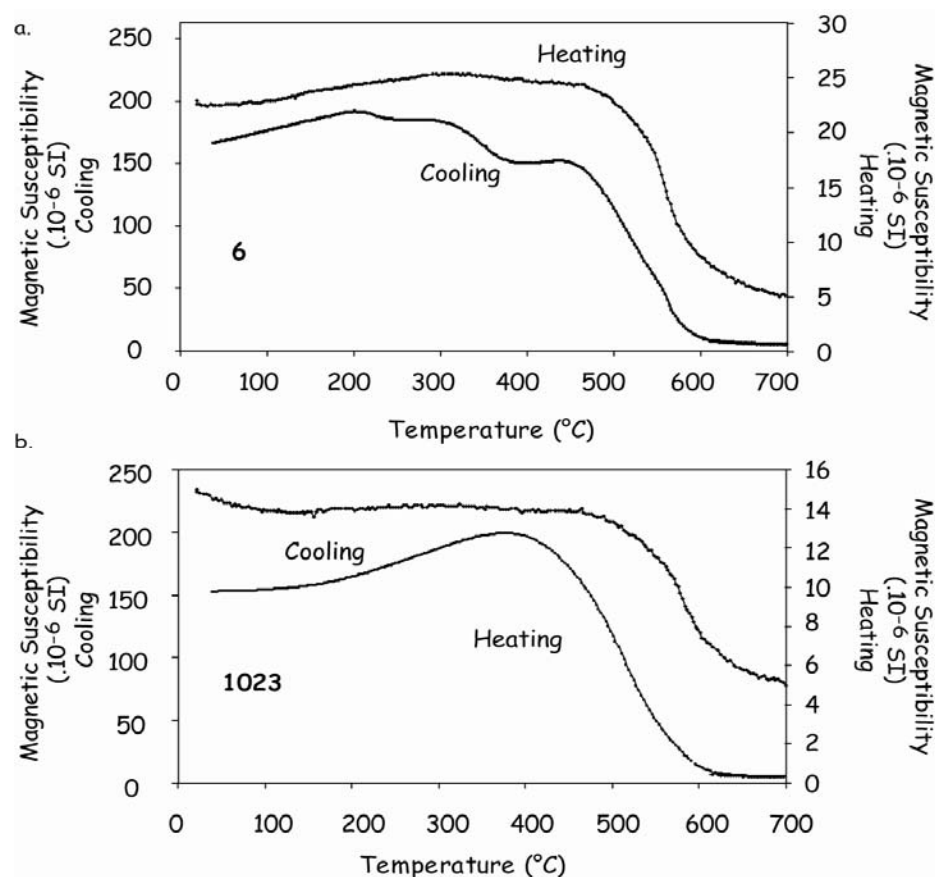


Fig. 2.15 : Curie point analyses of representative samples.

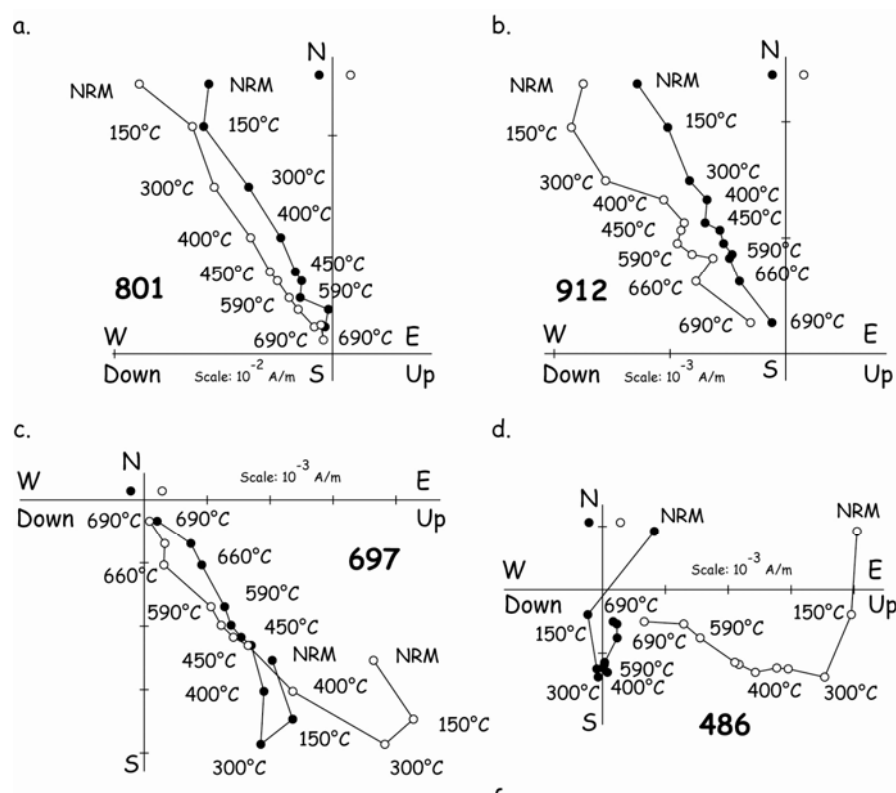


Fig. 2.16 : Representative Zijderveld diagrams (Zijderveld, 1967) obtained from thermal demagnetization (in situ coordinates).

A magnetostratigraphic sequence was established from samples possessing the high temperature component determined from principal component analysis and whose directions lie within 45° of the mean. These selection criteria, based on 388 samples, define 18 normal (**1** to **18**) and 17 reverse (**a** to **q**) polarity chrons (Figs. 2a to 2c), with each chron being defined by at least two samples from two different sedimentary horizons.

We correlated the magnetostratigraphic sequence to the Berggren et al. (1995) reference scale (Fig. 2.18d) using the following criteria: (1) the high number of reversals is indicative of the middle to upper Tertiary, (2) *Artemisiaepollenites* likely suggests a Miocene or younger age, (3) the presence of five chrons, three reversed (**a**, **d** and **i**) and two normal (**8** and **14**), of relatively long duration (>200 m thickness), and (4) the top of the section lies below the Plio-Pleistocene Xiyu Formation.

Fig. 2.18c represents our preferred correlation, which provides the best available fit in terms of interval number and duration. Problems in correlation lie between normal chrons 2-4, where a few short-duration polarity events are absent on the reference scale, and between normal chrons 14-15, where reversed event C5r.1n is missing. Despite these few incompatibilities, the correlation appears robust and delimits the sampled sediments in time

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

from 12.6 to 5.2 Ma. Interestingly, non-decompacted sedimentation rate accelerates markedly between 10 and 11 Ma, with an average rate of 0.20 ± 0.07 mm/yr from 12.6 to ~ 11 Ma, which then doubles to 0.43 ± 0.16 mm/yr from ~ 10 Ma to the top of the section at 5.2 Ma (Figs. 2d and 3a). After decompaction, average sedimentation rates are 0.29 ± 0.10 mm/yr from 12.6 to ~ 11 Ma, and 0.53 ± 0.18 mm/yr from ~ 10 Ma to the top of the section at 5.2 Ma.

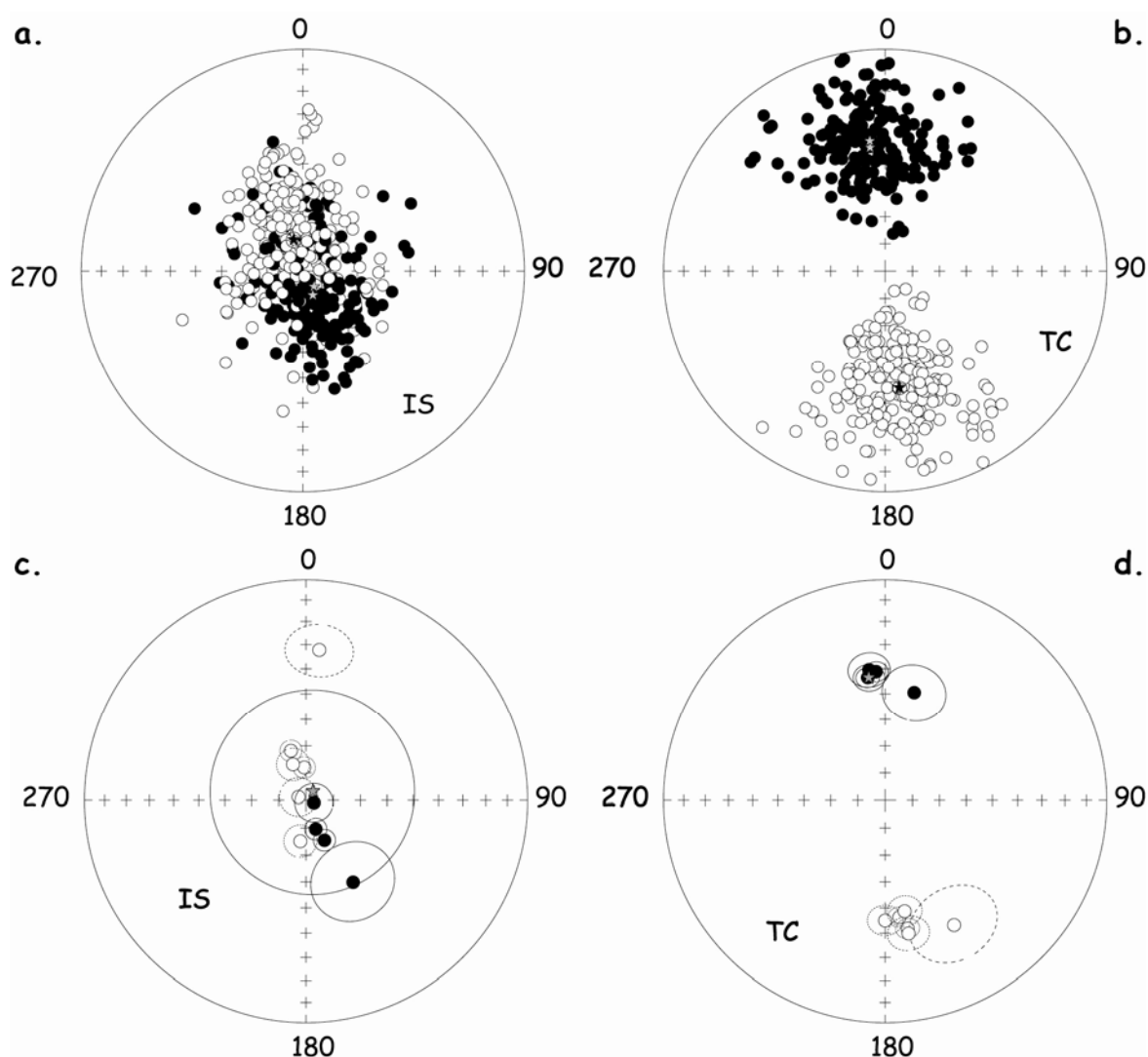


Fig. 2.17 : Equal area projection of: (a,b) remanent directions (406 samples) in in-situ and tectonic corrected coordinates, respectively; (c,d) the 10 sites mean direction used to make the fold test with 3 sites from the southern limb of the anticline and 7 from subsections of the magnetostratigraphic section, in in-situ and tectonic corrected coordinates respectively; grey stars represent the (overall) mean directions in both polarities.

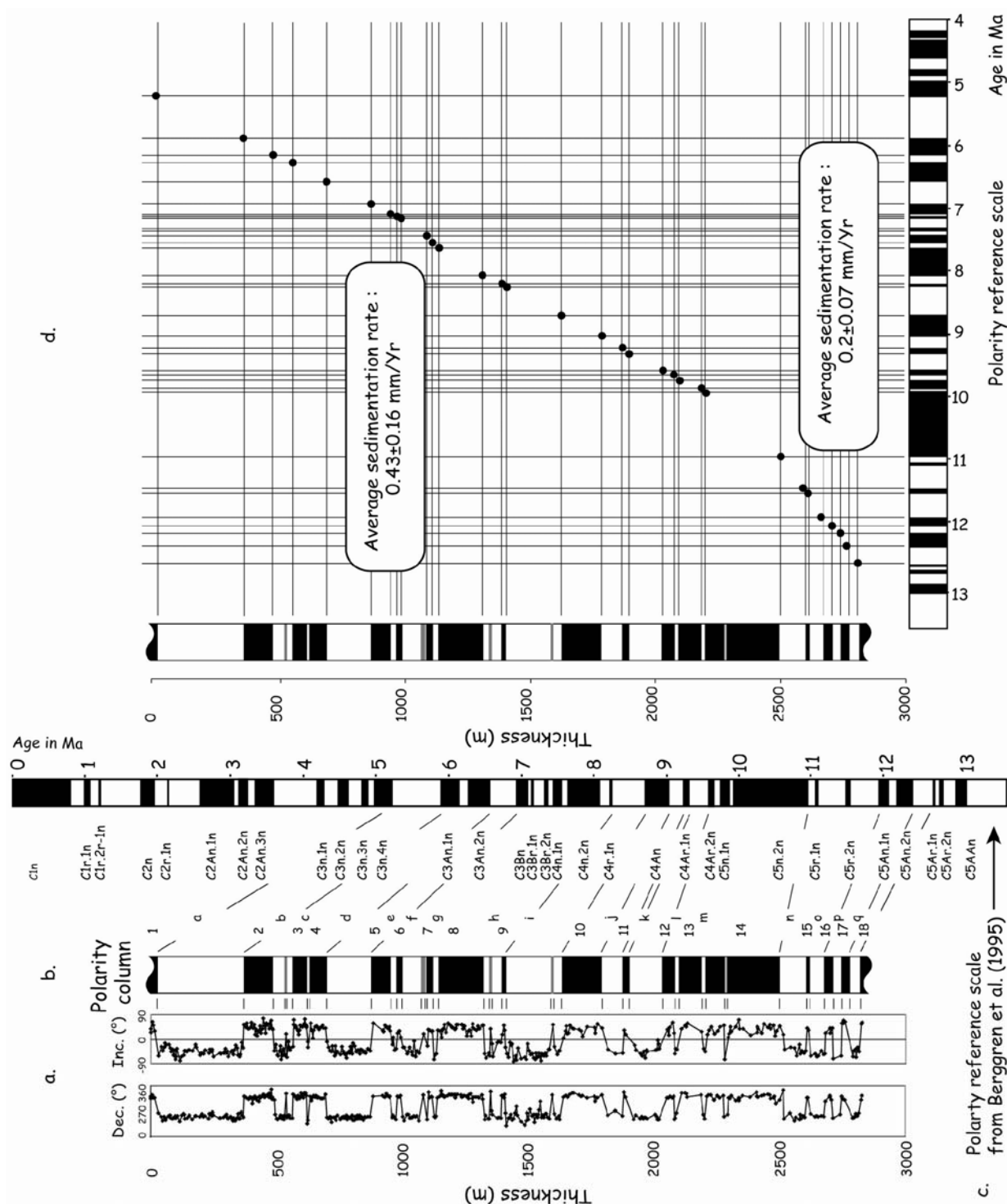


Fig. 2.18: (a) Magnetic declination and inclination corresponding to the samples fit with principal component analysis. (b) Magnetostratigraphic column from this study. Each normal (black) and reverse (white) polarity chron is defined by at least two samples from two different sedimentary horizons. Reversals found in a single bed are shown in gray. (c) Reference polarity time scale after Berggren et al. (1995) ; (d) Age versus depth plot of the Yaha section, using the data and correlation from 2b and 2c.

Fig. 2.19b plots bulk magnetic susceptibility (κ) as a function of depth and time, where κ ranges from 100 to 550 $\times 10^{-6}$ SI (468 samples measured). Starting at the base of the section, κ drops from $\sim 500 \times 10^{-6}$ to $\sim 250 \times 10^{-6}$ by ca. 11 Ma. From 11 to 6.3 Ma, κ increases slowly yet steadily to $\sim 300 \times 10^{-6}$. At 6.3 Ma, κ drops fairly brusquely, and although the mean is relatively low, high-amplitude, short-frequency variations exist. We also analyzed 468 samples for anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). The mean shape of the anisotropy ellipsoid, called the T parameter (Hrouda, 1982), is plotted in Fig. 2.19c as a function of depth. Important changes are again observed between 11.2 and 10.7 Ma, with T signaling a change from relatively spherical ($T \approx 0$) to distinctly oblate ($T > 0$) shapes. Interestingly, the change in T at ca. 11 coincides neither with changes in κ nor the percentage of anisotropy (P') (Fig. 2.19d).

IMPLICATIONS FOR THE EROSION HISTORY AND GROWTH OF THE TIANSHAN MOUNTAINS

Our magnetostratigraphic and rock magnetic study of the Yaha section dates the sampled section between 12.6 and 5.2 Ma. During that time: (1) sedimentation rate doubled at ~ 11 Ma, (2) average grain shape went from spherical to oblate at ~ 11 Ma, and (3) long-term magnetic susceptibility trends occur near the bottom of the section and at ~ 6 Ma. The AMS T parameter can yield information related to the hydrologic regime and transport conditions experienced by the sediments when the sedimentary fabric has not been significantly overprinted by compaction or tectonic related processes (Gilder et al., 2001; Charreau et al., 2005). This would not be the case if P' and/or κ underwent changes that correlate with T. Or, if the percentage of anisotropy (P') was dominated by a post-sedimentation fabric, say due to compaction, in which case P' should increase and T should become more oblate as a function of depth; neither of these are observed at Yaha. Moreover, no significant change in lithology is observed where the T parameter changes and the sedimentation rate increases. Thus it seems that the departure from spherical to oblate values is related to how the particles were oriented during deposition or to differences in the particle shapes themselves. When T is near 0, the particles were likely transported far enough that they became sufficiently eroded to be spherical on average or that they were deposited in an environment where they acquired no systematic preferred orientation. Viewed at a single profile in a basin, the significant change in T going from spherical before 11 Ma to distinctly oblate after 11 Ma (Fig. 2.19) could be due to tectonism, via propagation of thrusting at the margins of the mountain, moving the

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

mountain front closer to the deposition site, which reduces the distance traveled by the particles, and thus the amount they are eroded, and/or changing the hydrologic regime that they experienced.

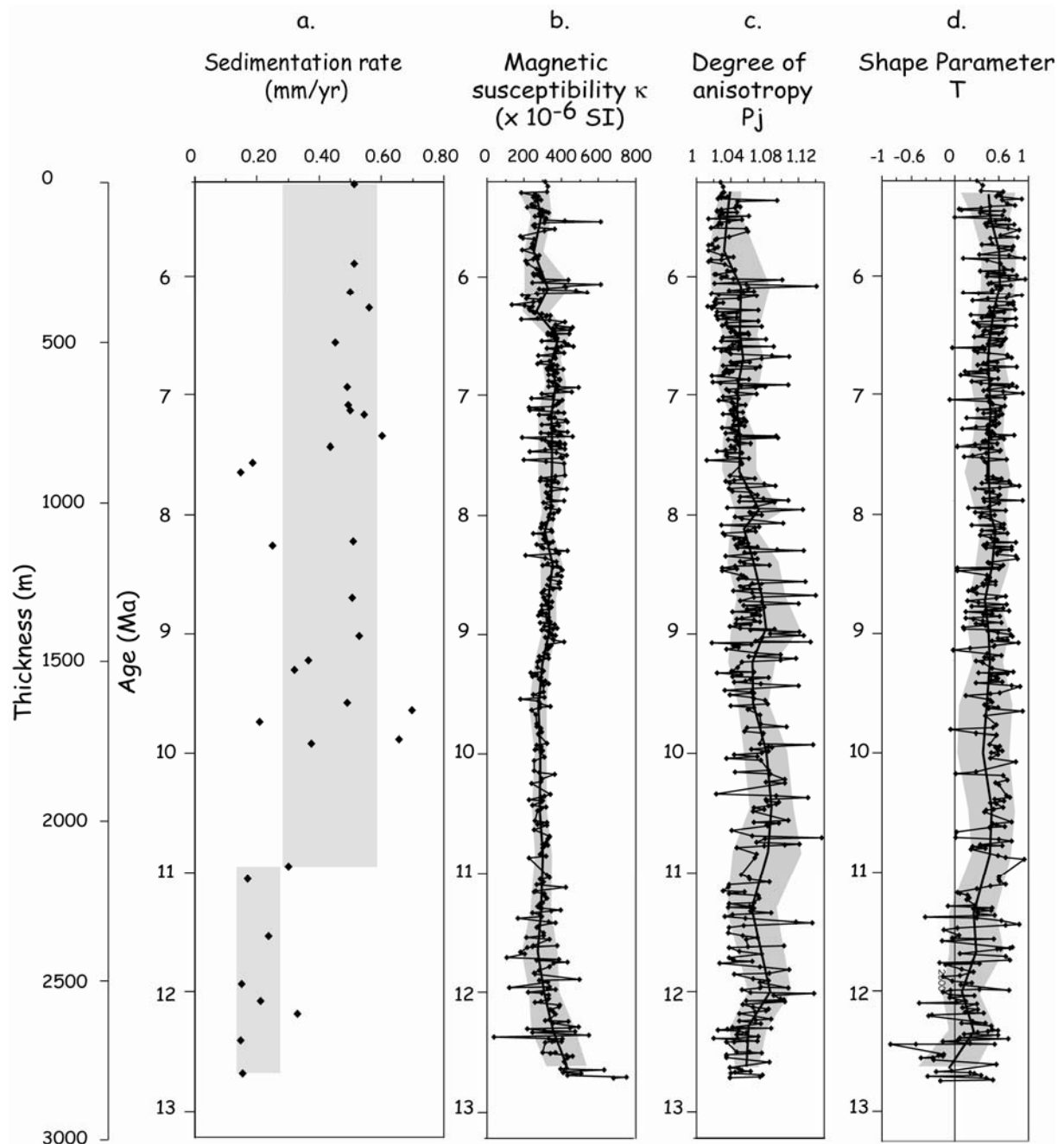


Fig. 2.19 : (a) Plot of the instantaneous sedimentation rate of the data shown in Fig. 2.18d (uncertainty envelope in gray). (b) Magnetic susceptibility (κ) and (c) magnetic anisotropy shape parameter (T) as a function of depth and time for the Yaha section.

Because the Junggar and Tarim basins are internally filled, the total sediment flux directly reflects the denudation rates over the Tianshan and can thus access the topographic evolution of the range (Métivier and Gaudemer, 1997). The accelerated sedimentation rates at ~11 Ma could then be translated as due to higher erosion rates from accelerated uplift. While sedimentation rates in the Kuche basin could reflect the base level history of the entire Tarim basin, which also depend on sediments shed from the Kunlun and Pamir mountains, the present morphology of the Tarim basin suggests that the Tianshan probably dominates the sedimentary flux delivered to the Kuche basin. Moreover, as Métivier et al. (1999) pointed out, 1-D sedimentation rates should be handled with caution since the sedimentation rate at one point may not correlate with the total sediment flux delivered to the basin. But, because the Chu section also exhibits a significant increase in sedimentation rate at ca. 11 Ma (Bullen et al., 2001; 2003), a more widespread (non-local) event on the Tianshan is plausible.

Discriminating between tectonic and climatic forcing on changes in sedimentation rate is not straightforward (Molnar and England, 1990). Analog and numerical models suggest that mountain belts tend to an equilibrium state where the topography remains constant (Avouac and Burov, 1996; Willett et al. 2001; Lague et al., 2003; Babault et al., 2005). In numerical models, this equilibrium arises due to coupling between erosion, the thermal structure of the range and deformation of the crust and lithosphere (Avouac and Burov, 1996; Cattin and Avouac, 2000). Under conditions of constant erosion, accelerated tectonic uplift via horizontal shortening results in mountain ranges with steeper topographies. Yet, as the range's surface progressively grows, sedimentation rates would continuously increase despite the constant erosion rates. At Yaha, the sedimentation rate appears more linear than exponential between ~11 Ma and 5.2 Ma, suggesting a compensation by heightened erosion. Although no paleoenvironmental data exist for this time in this region, the presence of *Iodes* in the ca. 7.5 Ma level of the Kuitun section indicates a hot and wet environment, as this genus currently resides in the tropical regions of Africa, India and Madagascar (Charreau et al., 2005).

When a change in climate drives an increase in erosion rate, uncompensated by a change in tectonic shortening, the topography of the range should decrease. Numerical simulations of this process, which account for isostatic compensation and viscous deformation of the lower crust and the upper mantle, indicate that the characteristic relaxation time for a mountain range the size of Tianshan, with erosion rates consistent with the observed sediment flux, would be of the order of a few Myr (Avouac and Burov, 1996). Our data do not show

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

any such relaxation, suggesting that either the 5-6 Myr time span is too short, or, more probably, that the increase in erosion flux was compensated by a coeval increase in crustal flux into the orogen. We thus propose that, by ~11 Ma, the Tianshan underwent a rapid transition to a regime with both higher tectonic uplift and erosion rates. However, because fission track ages from various sections in the Tianshan area show that the range was reactivated around 24 Ma (Hendrix et al., 1994; Sobel and Dumitru, 1997; Dumitru et al., 2001), the phase of amplified uplift and erosion at 11 Ma was likely not the sole event leading to the build up of the modern Tianshan.

ACKNOWLEDGEMENTS

We dedicate this paper to Shaozhu Wu, who's unselfish and invaluable contributions will be sorely missed. We thank Ed Sobel, Rob Coe, John Suppe and Niel Opdyke for their critical reviews. This study was financed by the French INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) program ECLISPE (Environnement et CLimat du Passé : hiStoire et Evolution) and the Chinese project 2005CB422101. This is IPGP contribution N° 2100.

REFERENCES CITED

- Abdrakhmatov, K.Y., Aldazhanov, S.A., Hager, B.H., Hamburger, M.W., Herring, T.A., Kalabaev, K.B., Makarov, V.I., Molnar, P., Panasyuk, S.V., Prilepin, M.T., Reilinger, R.E., Sadybakasov, I.S., Souter, B.J., Trapeznikov, Y.A., Tsurkov, V.Y., and Zubovich, A.V., 1996, Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements crustal deformation rates: *Nature*, v. 384, p. 450-453.
- Avouac, J.P., and Burov, E.B., 1996, Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 17747-17769.
- Avouac, J.P., Tapponnier, P., Bai, P., You, M., and Wang, G.A., 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*, v. 98, p. 11.791-11.808.
- Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., and Van Den Driessche, J., 2005, Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape : An experimental approach: *Geological Society of American Bulletin*, v. 33, p. 301-304.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., and Aubry, M.P., 1995, A revised geochronology and chronostratigraphy, *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, Volume SEPM Special Publication No. 54, 210 p.
- Bullen, M.E., Burbank, D.W., Garver, J.I., and Abdrakhmatov, K.Y., 2001, Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 113, p. 1544-1559.
- Bullen, M.E., Burbank, D.W., and Garver, J.I., 2003, Building the Northern Tien Shan: Integrated Thermal, Structural, and Topographic Constraints: *Journal of Geology*, v. 111, p. 149-165.
- Burtman, V.S., 1975, Structural geology of the Variscan Tian Shan, USSR: *American Journal of Science*, v. 275-A, p. 157-186.
- Cattin, R. and Avouac, J.P., 2000, Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *Journal of Geophysical Research*, v 105, 13,389-13,407.
- Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Dominguez, S., Avouac, J.P., Sen, S., Sun, D.J., Li, Y.A., and Wang, M.W., 2005, Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

- Kuitun He section (northwest China): implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 230, p. 177-192.
- Chen, J., Burbank, D.W., Scharer, K.M., Sobel, E., Yin, J.H., Rubin, C., and Zhao, R.B., 2001, Magnetostratigraphy of the Upper Cenozoic strata in the southeastern Chinese Tian Shan: rates of Pleistocene folding and thrusting: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 6075, p. 1-19.
- Dumitru, T.A., Zhou, D., Chang, E.Z., Graham, S.A., Hendrix, M.S., Sobel, E.R., and Carroll, A.R., 2001, Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, *in* Hendrix, M.S., and Davis, G.A., eds., *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia : From continental assembly to intracontinental deformation*: Boulder : colorado, Geological Society of America Memoir 194, p. 71-99.
- GMRBX (Geological and Mineral Resources Bureau of Xinjiang Uygur Autonomous Region), 1993, *Regional Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region*: Ministry of Geology and Mineral Resources of the People's Republic of China, Geological Memoirs, v. 1, 841 p.
- Gilder, S., Chen, Y., and Sen, S., 2001, Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for shallow inclinations in central Asia: *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 30505-30521.
- Hendrix, M.S., Dumitru, T.A., and Graham, A.S., 1994, Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan : An early effect of the India-Asia collision: *Geology*, v. 22, p. 487-490.
- Hrouda, F., *Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics*, *Surveys in Geophysics*, 5, 37-82, 1982.
- Lague, D., Crave, A., and Davy, P., 2003, Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, doi:10.1029/2002JB0011785, 11 p.
- McElhinny, M.W., 1964, Statistical Significance of the Fold Test in Paleomagnetism: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 7, p. 457-468.
- McFadden, P.L., and McElhinny, M.W., 1990, Classification of the reversal test in Paleomagnetism: *Geophysical Journal International*, v. 103, p. 725-729.

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

- Métivier, F., and Gaudemer, Y., 1997, Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics: *Geophysical Journal International*, v. 128, p. 1-17.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., and Michel, K., 1999, Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic: *Geophysical Journal International*, v. 137, p. 280-318.
- Molnar, P., and England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?: *Nature*, v. 346, p. 29-34.
- Reigber, C., Michel, G.W., Galas, R., Angermann, D., Klotz, J., Chen, J.Y., Papschev, A., Arslanov, R., and Tzurkov, V.E., Ishanov, M.C., 2001, New space geodetic constraints on the distribution of deformation in the Central Asia: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 191, p. 157-165.
- Sobel, E.R., and Dumitru, T.A., 1997, Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during India-Asia collision: *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 5043-5063.
- Suppe, J., Hubert-Ferrari, A., and Xin, W., 2004, The long active Tianshan thrust belt, Kuche, Xinjiang China: AGU Fall meeting.
- Tapponnier, P., and Molnar, P., 1977, Active faulting and tectonics in China, *Journal of Geophysical Research*, v. 82, 2905-2930.
- Willet, S.D., Slingerland, R., and Hovius, N., 2001, Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts: *American Journal of Science*, v. 301, p. 455-485.
- Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z.Y., and Wang, G.R., 1990, Paleozoic accretion and Cenozoic deformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia: *Geology*, v. 18, p. 128-131.

Article 3

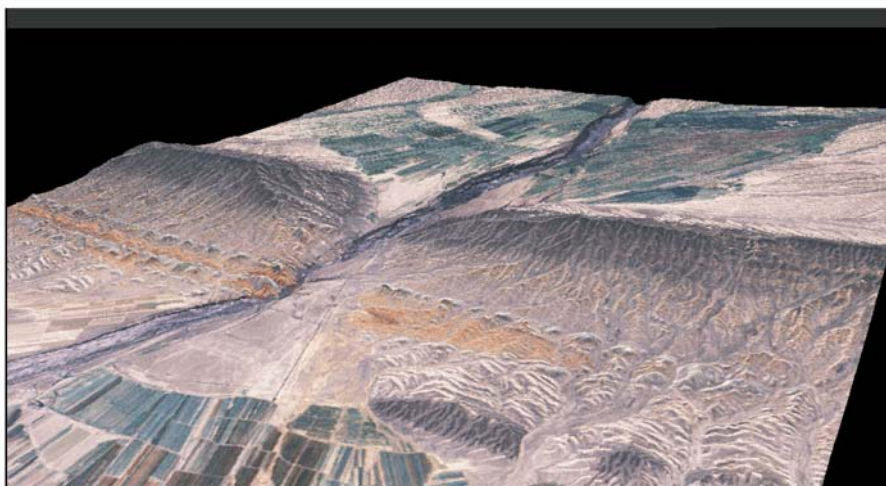
Uplift pulses of the Tianshan mountains
recorded in the Neogene
Jingou He section (Northwest China):
from magnetostratigraphic and rock magnetism constraints

金 钩 河

Jin

Gou

He



(Image S. Dominguez)

Uplift pulses of the Tianshan mountains recorded in the Neogene Jingou He section (Northwest China): from magnetostratigraphic and rock magnetism constraints

Julien Charreau^{1*}, Yan Chen¹, Stuart Gilder², Stéphane Dominguez³, Jean-Philippe Avouac⁴, Sevket Sen⁵, Fabien Graveleau³ and Yongan Li⁶

To be submitted to Tectonics, AAPG or EPSL

¹. Institut des Sciences de la Terre d'Orléans; Bâtiment Géosciences, rue de Saint Amand, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France; Julien.Charreau@univ-orleans.fr, Yan.Chen@univ-orleans.fr

². Institut de Physique du Globe de Paris; Laboratoire de Paléomagnétisme, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05 FRANCE; Phone: 33-1.44.27.49.34, Fax: 33-1-44277463; gilder@ipgp.jussieu.fr

³. Laboratoire Dynamique de la Lithosphère; UMR CNRS/UMII 5573, Bâtiment 22 (cc. 60) Place Bataillon, 34095 Montpellier Cedex, France; Phone: {33}0467144589, Fax: {33}0467523908; dominguez@dstu.univ-montp2.fr

⁴. California Institute of Technology; Division of Geological and Planetary Sciences, Mail Code 100-23, Pasadena CA 91125, Phone: (626) 395-4239, Fax: (626) 395-1740, avouac@gps.caltech.edu

⁵. Museum of Natural History, Paris; Departement de Paleobiodiversité : Histoire et Dynamique, 43 rue Buffon, 75005 Paris Cedex 5, France; and Fax: (33)0140793813; sen@cimrs1.mnhn.fr

⁶. Institute of Geology & Mineral Resources, Bureau of Geology & Mineral Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi, Phone: 0086991 4841511; Fax: 0086991 4847753

* corresponding author : Julien.Charreau@univ-orleans.fr

Abstract

In order to better constraint the Cenozoic building history of the Tianshan, we carried out a magnetostratigraphic study along the Jingou He river with a 2074-m-thick section where we collected 759 orientated samples. Magnetic mineralogy investigations show that magnetite is the main magnetic remanent carrier. From both stepwise AF and thermal demagnetization we isolated a linear component that we assume to be primary because of equal proportion of normal and reverse polarities and significant positive fold test. Giving the overall main direction of this isolated component we found that the Tarim have been rotated with respect to the Junggar basin which is consistent with previous study.

Based on the isolated magnetic directions we established a magnetostratigraphic column composed of 21 polarity changes that we correlate between ~8.1 Ma and ~23 Ma which present a better constraint on the Neogene stratigraphy of the south Junggar Basin. From this correlation we also obtain two significant step increases of the sedimentation rates by ~15 Ma and ~11 Ma that may imply increase of total sediment flux into the Junggar Basin. Rock magnetism shows also important changes in the sedimentary fabrics by 15 Ma and 11 Ma that we believe are due to hydrological changes. Combining with previous studies we conclude that the modern Tianshan Mountains may have built in a three stages with the first initiation of localised deformation by 24-21 Ma, then the main widespread uplift and erosion acceleration by ~15 Ma and late uplift and erosion acceleration by ~11 Ma.

Keywords: Tianshan, uplift, erosion, magnetostratigraphy, AMS, rotation

Introduction

During the past decades, several studies have greatly improved our understanding on how the Asian continent was built driven by the India-Asia collision with to end member models ranging from a discontinuous deformation and extrusion (e.g Tapponnier and Molnar, 1976; Peltzer et al., 1982) to a more continuous deformation in place and time (e.g. England and Houseman, 1986; England and Molnar, 1997). Understanding where and when the deformation occurred is essential to made up tectonics or geodynamics models that are of primary importance for better constraints such as climate evolution or migration species.

The timing of the India-Asia collision by ~55 Ma (e.g Patriat and Achache, 1984) is now well admitted despite some controversy (e.g Aitchison et al., 2002), but we still have large uncertainties on the exact chronology of the deformation that generate the major mountain range and structures.

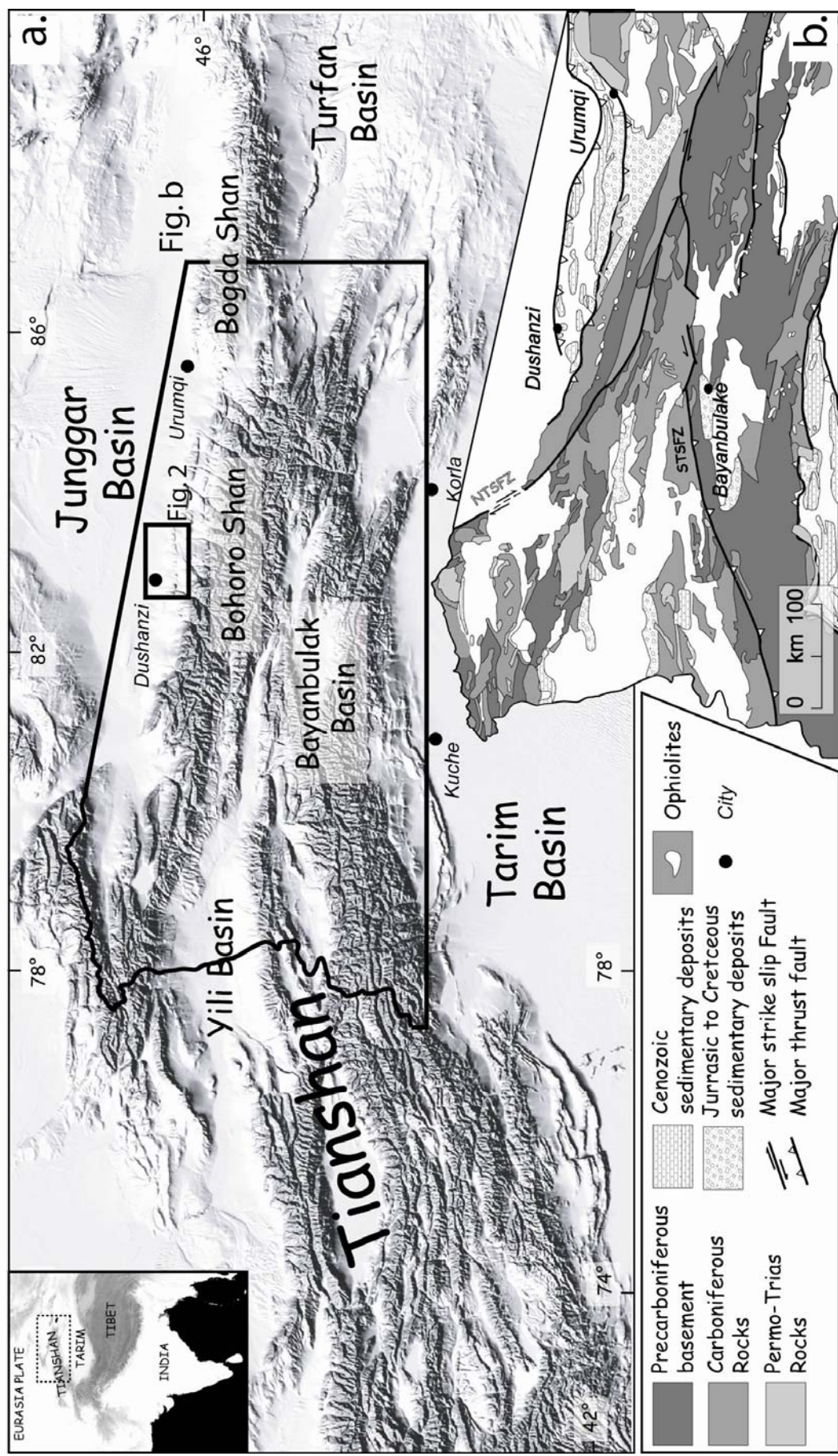


Fig. 1 : (a) Topographic map of central Asia; (b) geological map of the Tianshan area

Some models argue that mountains building should have follow a northward propagation of deformation (Métivier and Gaudemer, 1997; Tapponnier et al., 2001) leading to younger uplift to the north while other believe in a more sporadic evolution in place and time (Avouac and Tapponnier, 1992; Chen et al., 2002).

The living Tianshan is located more than 2000 Km north to the India-Asia suture and yet is a 2500 km long range that dominate the topography of Central Asia with some summit higher than 7000 m (Podeby Pic, 7439 m) and an average altitude of ~2000 m. Its structure and geology result from a long Paleozoic to Cenozoic hystory. The initial building arises during Devonian to Carboniferous time by accretion of several Island-Arc domain. Despite absence of significant deformation the Tianshan probably remains a dominant relief in the area during Mesozoic time and since Paleozoic time the range have been the place of several reactivation (Hendrix et al., 1992) with the main occuring during the middle to late Cenozoic due to the India-Asia collision.

Today it presents the highest rate of intracontinental active deformation with shortening rates that rise up to 20 mm/yr (Abdrakhmatov et al. 1996; Reigber et al., 2001) and plays a key role in the accommodation of the India-Asia convergence. Thus the knowledge of the exact timing of the Cenozoic reactivation of this range would greatly improve our understanding on the repartition of the deformation in Asia.

Several studies dealt with this problem with different approach such as tectonism, thermochronology or sedimentology but no general agreements emerge since the given ages range from early Oligocene (Windley et al, 1990; Hendrix et al., 1994, Dumitru et al., 2001) to middle or late Miocene (Avouac et al., 1993, Abdrakhmatov et al., 1996; Métivier and Gaudemer, 1997, Bullen et al., 2001) and even to Pliocene (e.g Burchfiel et al., 1999).

The Tianshan is a particular case of intracontinental deformation because it is sandwiched by two large intracontinental basins: the Junggar to the north and the Tarim to the south (Fig 1a.) that the history of mountain building might be deciphered from the sediment accumulation through time. But, since late Permian, sediments in both basins are strictly continental in origin and challenging to precisely date by classical paleontolglcal approach. Magnetostratigraphy remains the only valuable method to date the Junggar and Tarim Cenozoic deposits. Besides, this method allows to establish detailed sedimentation rates that may be used as a direct proxy to reconstruct the erosion history of the range (Métiver et al., 1996; Métiver and Gaudemer, 1997). Moreover by studying variations in the magnetic mineralogy and shape of the magnetic grain that composed the sediments through time we can

trace possible change in sedimentation and hydrodynamical conditions or identify the sediment source that should traduce modification of the tectonic and climatic behaviour on the Tianshan.

Thus, in this paper we report a comprehensive magnetostratigraphy and rock magnetism study of Junggar Neogene sediments exposed along the Jingou He section located on the northern piedmont of the Tianshan range. Establishment of the sedimentation rate associated to the evolution of the magnetic properties with time helps us to discuss the Cenozoic uplift and erosion history of the Tianshan Mountains.

The Cenozoic reactivation of the Tianshan from previous studies

As said before the exact timing of the late Cenozoic reactivation the Tianshan range should be recorded in the sediments deposited in the adjacent Tarim and Junggar basins. In the Urumqi region Windley et al. (1990) observed the deposition of Oligocene conglomerates above unconformity and interpreted this stratigraphic feature as the mark of the onset of deformation induced by the India-Asia collision. But, based on deep core data Metivier and Gaudemer (1997) calculated the mass accumulation rates in the Junggar basin and placed the beginning of major uplift at about 16 Ma. From this calculation same authors enlightened an acceleration of the accumulation rate at 5 Ma, which could indicate an acceleration of Tianshan uplift.

A major stratigraphic change in both the Junggar and the Tarim basins occurred in the upper Cenozoic and is marked by the deposition of a large conglomeratic unit, named the Xiyu Formation (Liu et al., 1996), that covers Neogene sediments and lead Burchfiel et al. (1999) and Fu et al. (2003) to suggested that the major uplift of the Tianshan have occurred in the latest Cenozoic to Quaternary. But similar large conglomeratic unit were also recognized around Tibet Plateau and Central Asia and their deposition may owe their origin to climate change rather than a tectonic event (Molnar et al., 1990; Liu et al., 1996) and may have been diachronous along the northern Tianshan piemont (e.g Charreau et al., 2005a). From the sedimentological point of vue it appears difficult to precise the timing of exhumation of the Tianshan. The main obstacle is probably the presence of several major stratigraphic features in the Tarim and Junggar sediments that are ambiguous in origin because of the interaction of climate and tectonics. Besides, since Central Asia has been a strictly continental zone during the Cenozoic time, sediments are poorly documented by paleontological data giving weak

confidence on the age, hence the uncertainties are extremely large. Thus, we carried out two previous similar studies based on magnetostratigraphic datation and rock magnetism of Neogene sediments exposed on both sides of the Tianshan. Along the Kuitun section (Junggar basin, North Tianshan) we found that sedimentation rates remain constant from ~10.5 Myr to ~3.1 Myr (Charreau et al., 2005a) and we argued that the exhumation of the northern range should have started before ~10 Myr ago. Along the Yaha section (Tarim basin, South Tianshan) we pointed out a rapid acceleration of sedimentation rates by ~11 Myr associated to important changes in Rock Magnetism (AMS's T parameter) that we believe are due to heightened erosion and uplift of the southern central Tianshan (Charreau et al., 2005b).

Fission track dating of in situ apatites from Mesozoic sandstone led Hendrix et al. (1992) to place the initiation of Tianshan uplift at 24 Ma. The same approach has been developed by Dumitru et al. (2001) to analyse both detrital and magmatic apatite along the Dushanzi/Kuche transect (Fig. 1). By temperature modelling Dumitru et al. (2001) show that the Island Arc origin plutons have underwent two main phases of exhumation by the late Paleozoic and late Cenozoic. Same authors argued that the thrust belts and fault systems of the northern Tianshan have been sites of active shortening and exhumation since at least 25 Ma that may be related to the reactivation of the range induced by the southern India-Asia collision. But because of the long Tianshan history, so few samples document directly the Cenozoic reactivation giving doubt of the deduced timing of uplift. However, using the shallower thermochronometer of U-Th/He in combination with magnetostratigraphy on the Chu basin (western Tianshan) Bullen et al. (2001; 2003) show that the western Kyrgyz range underwent a rapid exhumation that started by ~11 Ma which is consistent with our conclusions from the magnetostratigraphic study of the Yaha section (Charreau et al., 2005b).

Based on balanced cross sections, Avouac et al. (1993) estimated that the initiation of the deformation across the Tianshan began at ~15 Ma, assuming a constant shortening rate across the north Tianshan piedmont estimated from fault scarps analyses to be about 3 mm/yr.

Magnetostratigraphy and Rock Magnetism of the Jingou He section

Geological Settings and sampling

The main northern Tianshan piedmont is about ~240 km-long from the Urumqi province capital to the Dushanzi city (Fig. 1a). It is constituted by three main rows of thrust fault and fold belt. Folds are mainly fold-bend fault and detachment fold. Folded and faulted sediments in the foreland present a large age span from Permian to Quaternary time and are

well exposed along several north-south flowing rivers. These rivers mainly incised the piedmont during the Holocene time (e.g. Poisson and Avouac, 2004) and provide impressives outcrops. The Jingou He section is located close to the Shawan city where the Jingou He river incises the Huo'erguosie anticline that may be considered as a fault bend-fold (Fig. 2c.).

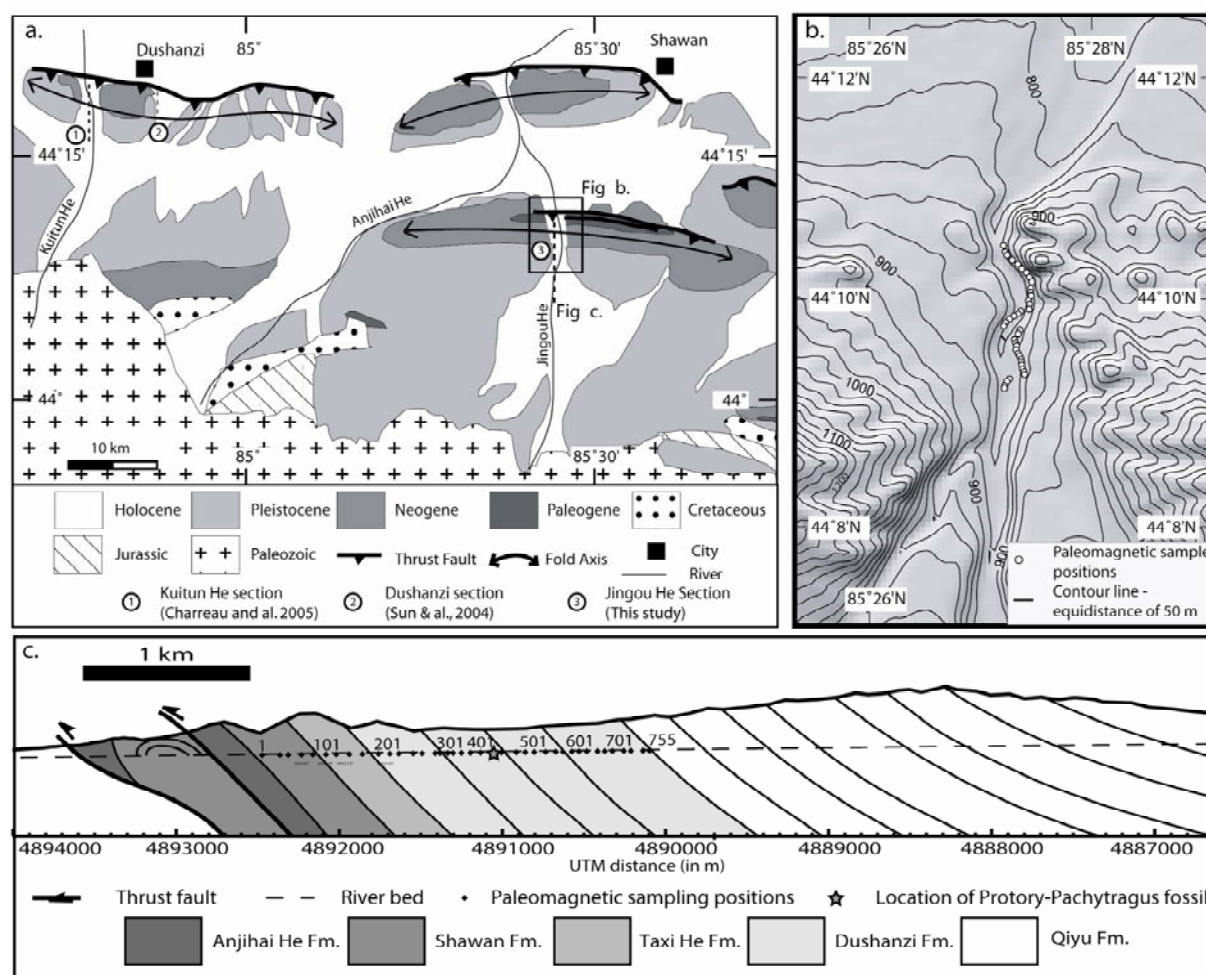


Fig. 2 : (a) Geological map of the Dushanzi area (after Avouac et al. [13]) showing the Kuitun magnetostratigraphic section and the sampling sites farther south; (b) cross section of the Kuitun He anticline indicating the position of the paleomagnetic cores; (c) partial stratigraphic logs of the Kuitun He section (positions indicated in (b)).

The northern edge of the section is composed by green mudstones to sandstones which are mapped as the Anjihai He Paleogene formation. The sampling section spans over three sedimentary formations and started in the overlying Neogene Shawan unit composed of very dark red mudstone to muddy sandstone intercalated with argillaceous beds and grey conglomerate. To the south the Shawan formation is overlaid by the Taxi He formation that is

composed at its base by red to brown mudstone to sandstone intercalated with green sandstone and green sandstone and mudstone toward the top. Overlying the Taxi He formation, the Dushanzi formation is mainly composed at its base of red to brown sandy mudstone and argillaceous thin beds. Toward the top the series are progressively coarser grained with sandstone and microconglomerate and becomes progressively brown and yellow with higher frequencies intercalation of gray coarse conglomerate. We think that the sampled section stops at the limit between the Dushanzi formation and the overlying Xiyu formation. This formation is a large conglomeratic unit well known along sides of Central Tianshan and west Tarim. It is believed to be Pleistocene in age but may be older in some places (e.g. Charreau et al., 2005a). The transition from the Dushanzi to the Xiyu formation may be hard to identify because it is very progressive and intruduces a facies change due to the encroaching mountains. Thus, we define the limit as the place where the series change from sandstone dominating (Dushanzi formation) to conglomerate dominating (Xiyu formation).

The bedding attitude is very constant along the sampling section with an average dip of $\sim 55^\circ$ while the striking direction is around 85° from the north. We identify no major fault or duplication along the sampled section meaning that the sedimentary serie is continuous.

The sampled section spans 2074 m in thickness where 759 paleomagnetic cores were drilled. At least two cores per horizon were collected with an average distance between horizons of 5.5 m. Cores were oriented using magnetic and sun compass whenever possible. The average magnetic declination anomaly is $3.4^\circ \pm 2.39$ ($n=183$), with the mean value being used to correct the cores lacking sun compass corrections. Bedding attitudes were measured at each sampling layer and core locations were determined to within a few centimetres using differential GPS (Fig. 2). In order to obtain a significant fold test, we also sampled 24 samples through three sites on the overturned northern flank of the Huo'erguosi anticline and also 16 samples through two sites in the Dushanzi formation along the northern flank of the Anjihai He anticline (Fig. 2).

From the Dushanzi formation, at 840 m in thickness along the Jingou He sampled section (Fig. 2c), we also found a fossil of a bovid with fragments of two molars of lower jaw. The size, morphology and strong hypsodonty of these molars suggest a comparison with large late Miocene antelops of the *Protory-Pachytragus* group. The middle Miocene representative of this group is smaller and have less hypsodont molars. This group is well known in late Miocene (late Vallesian up to late Turolian) localities of the Aegean arean and Middle East,

but also during the late Miocene in East Africa as well as Cenral and East Asia. In the recent literature the Asian representative of the group is attributed to the genus *Pachytragus*.

Laboratory treatment

We prepare the cores into standard specimens of 2.5 cm in diameter and 2.2 cm in length. To characterize the magnetic mineralogy we perform a suite of analyses: thermal magnetic experiments (Curie point) using an AGICO KLY-3S kappabridge susceptibility meter coupled with a CS3 furnace, acquisition of isothermal remanent magnetization (IRM) using an IM30 pulse magnetizer, anhysteretic remanent magnetization (ARM) using a LDA-3 demagnetizer, as well as anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurements using a KLY3 kappabridge susceptibility-meter at the Laboratoire du Magnétisme des Roches d'Orléans (LMRO).

A total of 379 samples were demagnetized with either thermal or Alternating Field (AF) analyses. We preliminary treat 24 samples by AFdemagnetization using a LDA-3 demagnetizer (LMRO) and 36 samples by the thermal demagnetization using a laboratory built furnace (LMRO). From this pilot study the thermal demagnetization appears to be the better appropriate demagnetizing method to clean the magnetic remanence. Thus a total of 243 samples were analyzed by thermal demagnetization and the magnetic remanence was measured with a JR-5A automatic spinner magnetometer (LMRO). The remaining 66 low consolidated and non-standar samples were analyses by AF demagnetization using a 2 G in-line three-axis AF demagnetizer at the Institute de Physique du Globe de Paris (IPGP) and the magnetic remanence was measured using a 2G, three-axis DC SQUID magnetometer (IPGP).

Magnetic remanence directions were determined by principal component analysis (Kirschwink, 1980) and the mean directions were computed with Fisher statistics (Fisher, 1953), both using paleomagnetic software packages of (Cogné, 2003) and R. Enkin (unpublished).

Magnetic mineralogy

We carried out Curie point analyses on about 20 samples well distributed along the section. Curie curves show typically a three fold decrease of the magnetic susceptibility during heating (Fig. 3). The first magnetic susceptibility drop is between low temperatures of 300°C to 400°C (Figs. 3a and 3b) that may correspond to a lower coercitive mineral such as maghemite, rich titano-magnetite or bigger grained magnetic minerals.

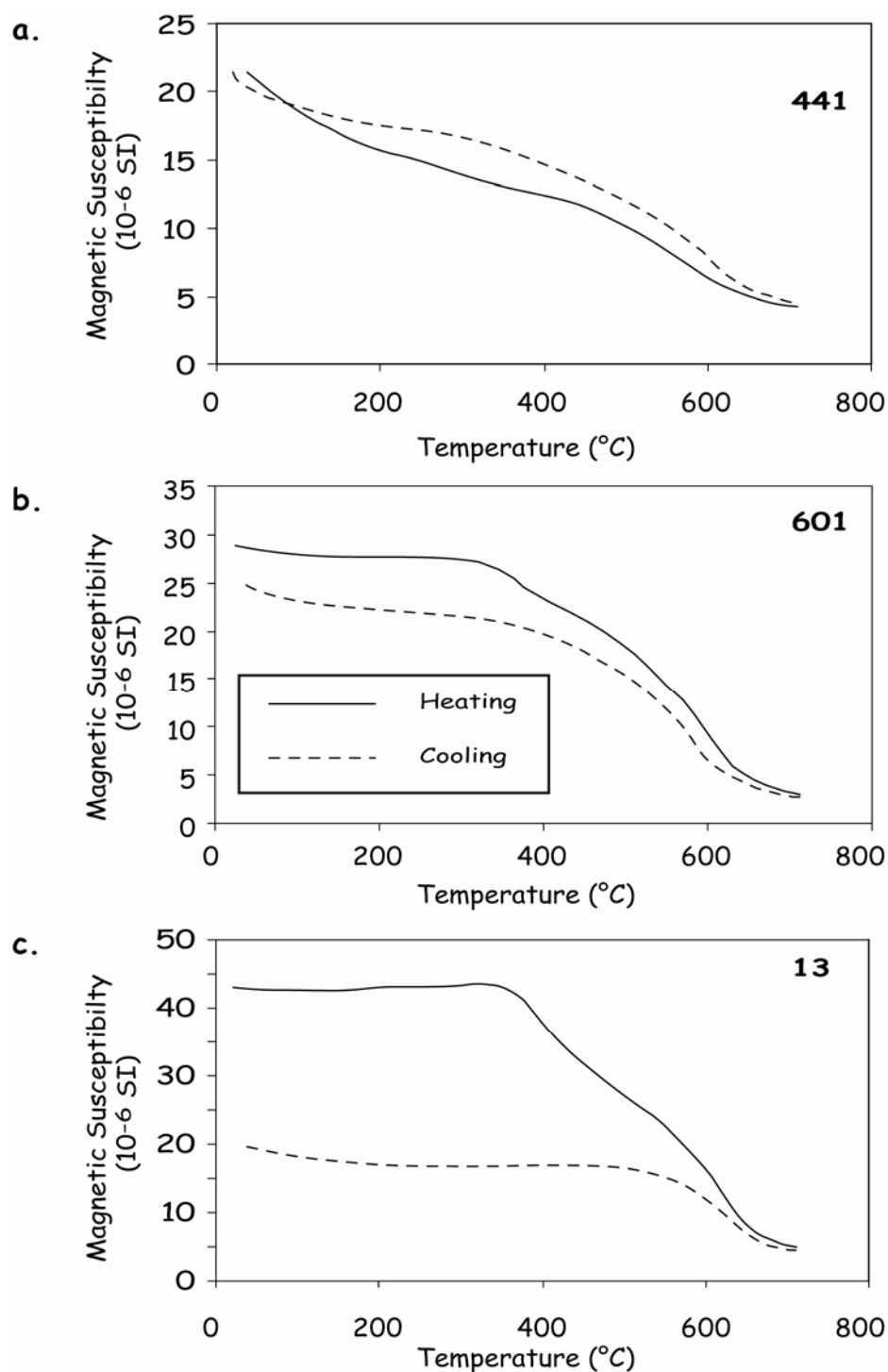


Fig. 3: Curie point analyses of representative samples

The second and main fold decrease around higher temperature of 580 $^{\circ}\text{C}$ that is characteristic of poor-titano magnetite. At last, because the magnetic susceptibility keeps decreasing above 600 $^{\circ}\text{C}$, hematites are also present in Jingou He sediments. Moreover during the cooling, the most of samples present a similar magnetic susceptibility curve (Fig. 3a et 3b) with respect to the heating one indicating that no major magnetic mineral transformation

occurred during the experiment, though few samples present a magnetic susceptibility significantly lower during cooling than during heating (Fig. 3c).

From above laboratory experiments both magnetite and hematite appear to be significantly present in the sediments but magnetite contribution to the magnetic remanence seems to be more important with respect to hematite.

Magnetic remanent directions

Based on the pilot study the well consolidated samples were subject to a thermal demagnetization with 10 to 12 demagnetising steps while we used AF demagnetization for the remaining unconsolidated ones. Figure 4 shows characteristic Zijderveld diagrams (Zijderveld, 1967) of representative samples with both thermal and AF demagnetization.

We identify the main component between blocking temperature of 300°C and 590°C that normally decayed univectorally toward the origin on orthogonal diagrams (Fig. 4). This spectrum temperature is characteristic of magnetite and consistent with the magnetic mineralogy experiments. In the most of samples, due to unstable direction, no stable component can be isolated at temperature higher than 585°C. The few samples that show stable component at higher temperature between 585°C and 690°C present a consistent remanent direction to the lower main component (Figs. 4 a-c). This implies that both magnetite and hematite grains probably have recorded the same magnetic direction. From 25 samples we calculate that in average 75 % of the original natural remanent magnetization has been removed after 590°C while only 10% remains after 690°C. Samples were selected based on the shape of their demagnetization curve. We favoured samples that present a progressive decrease of the magnetic remanence during thermal demagnetization process where one can more easily calculate the different mineralogical contribution. This shows the relatively higher contribution of magnetite in the magnetic carrying when comparing to hematite.

No significant low temperature viscous component has been identified in the Jingou He section except for some reversed-polarity samples presenting a short northward and downward component at temperature lower than 300°C (Fig. 4h). However about 10% of normal samples present at low temperature a southward to eastward component with downward to vertical inclination in tectonic corrected coordinates (Fig. 4d).

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

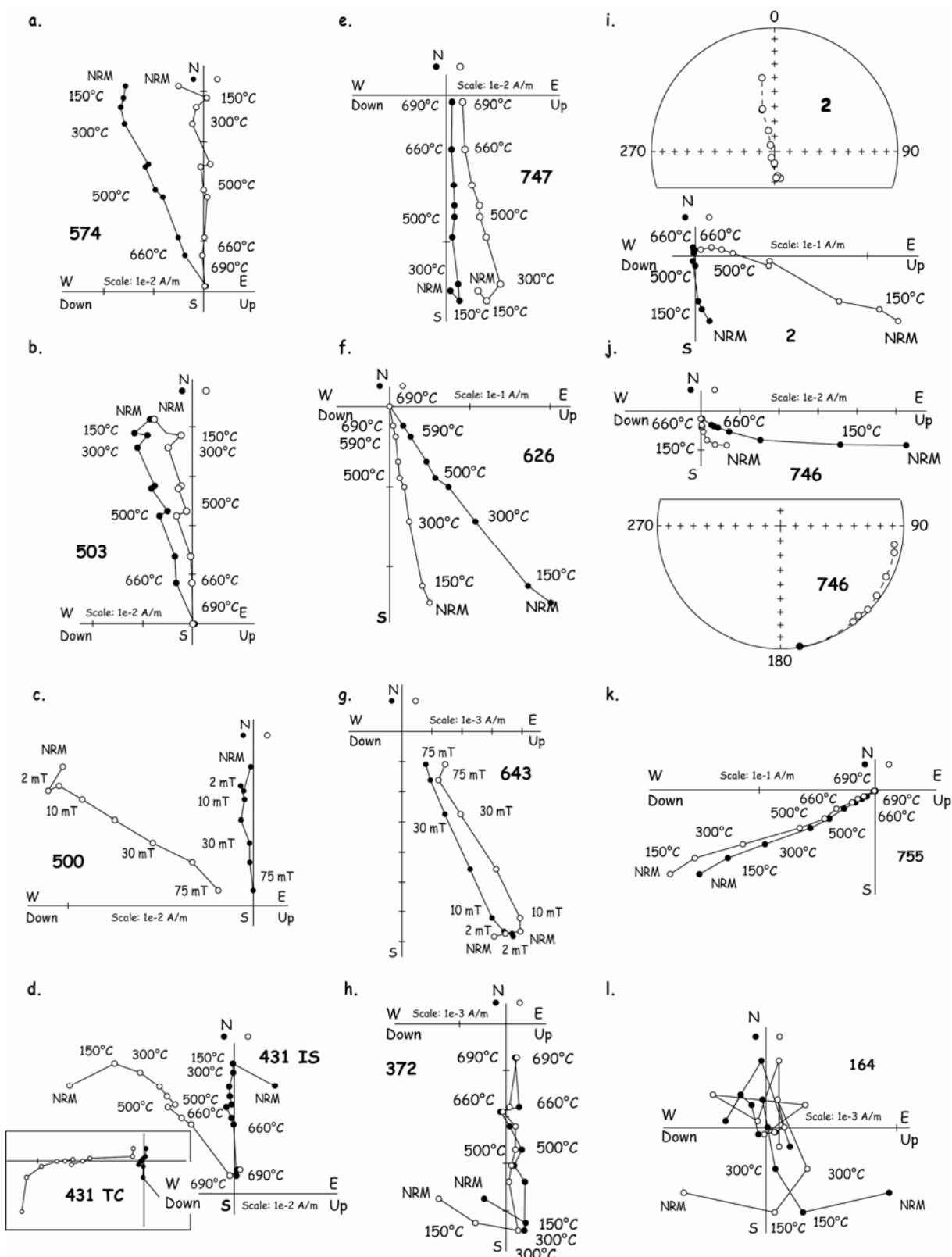


Fig. 4. : Representative Zijderveld diagrams [47] obtained from both thermal and alternating field (AF) demagnetization (in situ coordinates).

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

The principal component remains identifiable at very high temperature ($>590^{\circ}$), but the low temperature component is some time hard to clean up, and the obtained directions in tectonic coordinates present strong inclination ($>70^{\circ}$).

Among the 370 demagnetized samples, 291 present the ChRm composed of 136 normal polarities (Figs. 4a, 4b and 4c), 134 reverse polarities (Figs. 4e, 4f and 4g) and 21 samples that may record transitional geomagnetic field (Fig. 4k). Others are composed of 52 samples that show remanence trajectories that are spread out about a great circle (Figs. 4i and 4j) and 27 samples that are totally unstable (Fig. 4l).

Site	Thickness (m)	<i>n</i>	<i>Dg</i> (°)	<i>Ig</i> (°)	<i>Ds</i> (°)	<i>Is</i> (°)	<i>k</i>	α_{95} (°)
Mean	0-2050	243	354.7	0.7	351.1	55.3	10.6	2.5
1	0-250	35	350.7	2.1	343.8	55.5	13.5	6.9
2	250-500	42	356.9	3.1	354.4	57.6	18.4	5.3
3	500-750	30	358.5	1.1	357.7	57.6	17.4	6.5
4	750-1000	28	357.0	-1.6	355.5	53.1	13.6	7.7
5	1000-1250	33	352.0	0.2	346.7	54.1	14.9	6.7
6	1250-1500	27	351.4	3.5	344.3	57.2	17.4	6.9
7	1500-1750	24	354.7	-0.7	351.5	54.0	12.9	8.6
8	1750-2050	27	357.8	-5.1	357.7	48.9	15.0	7.4
A	-	6	184.6	56.4	358.6	21.3	22.8	14.3
B	-	4	217.4	40.4	343.1	30.5	12.0	27.7
C	-	7	253.3	-84.7	140.5	-59.2	7.2	24.1
Average	-	-	351.1	17.8	-	-	3.0	30.6
Average	-	-	-	-	349.9	50.9	36.6	7.3

*Table 1 : Site-mean paleomagnetic directions from this study. Sites A-C come from the southern flank of the Kuitun He anticline. Subsections 1 to 8 come from the magnetostratigraphic section. Abbreviations are: *n*, number of samples; *D*, magnetic declination; *I*, magnetic inclination; *g*, geographic coordinates; *s*, stratigraphic coordinates; *k*, precision parameter; α_{95} , radius of the cone in which the mean direction lies within 95% confidence.*

To calculate the overall mean direction from 291 ChRm directions, we removed the 21 transition samples and 28 samples presenting important angular difference ($>60^{\circ}$) from the main population. Bivariate calculation of LeGoff et al. (1992) on the 242 remained samples gives in stratigraphic coordinate $\alpha_{95x} = 2.5^{\circ}$ and $\alpha_{95y} = 2.1^{\circ}$. The weak difference between these two parameters means that the data can be considered as Fisher distributed. Thus the

overall mean direction, using Fisher statistic, in stratigraphic coordinates, is $D_s = 351.1^\circ$, $I_s = 55.3^\circ$, $k_s = 14.1$ and $\alpha_{95s} = 2.5^\circ$ ($n=243$) while is $D_g = 354.7^\circ$; $I_g = 0.7^\circ$, $k_g = 14.1$, $\alpha_{95g} = 2.5^\circ$, in geographic coordinates which is different at 95% confidence limits from both the present Earth field and geocentric dipole field directions (Figs. 5a and 5b).

Due to important difference in inclination between the normal and reverse polarities ($D_N = 354.5^\circ$, $I_N = 61.9^\circ$, $\alpha_{95N} = 2.7^\circ$; $D_R = 169.0^\circ$, $I_R = -47.8^\circ$, $\alpha_{95R} = 3.6^\circ$), the reversal test is negative at the 95% confidence level (McFadden et al., 1990). This is likely produced by partially unremoved recent field magnetization identified on both polarities (Figs. 4d and 4h).

To ensure the primary origin of the magnetic remanence, we make a fold test with samples collected from northern flank of the Anjihai He section. These samples yield similar demagnetization characteristic as those from the Jingou He section. However from the five sampled sites only three show stable demagnetization (Site A, B and C in Table 1) while the two others present mainly unstable magnetic remanence. In order to perform a meaningful fold test we divide the Jingou He section into 8 sites with each site representing a ~ 250 m interval (see Table 1). Figure 5c and 5d show the distribution 11 site-mean directions before and after bedding corrections, respectively. A significant improvement of the clustering has been observed after bedding correction with $k_s/k_g = 12.2$ ($D_g = 351.1^\circ$, $I_g = 17.8^\circ$, $\alpha_{95g} = 30.6^\circ$ before bedding correction and $D_s = 349.4^\circ$, $I_s = 50.9^\circ$, $\alpha_{95s} = 7.3^\circ$ after bedding correction). The fold test is thus positive at 99% confidence level according to McEhlinny (1964).

Magnetostratigraphy

We determine the magnetostratigraphy sequence of the Jingou He section using the 291 ChRm directions that we assume to be primary based on the positive fold test and the equal proportion of the normal and reverse polarities through the section. Only one sample has been used for each horizon. Due to the high sampling rating we just used the samples that present observed ChRm direction to establish the polarity sequence and the samples that show magnetic direction estimated by the great circle technique are excluded. Figure 6a shows magnetic inclination and declination of 291 samples with respect to their corresponding stratigraphic position.

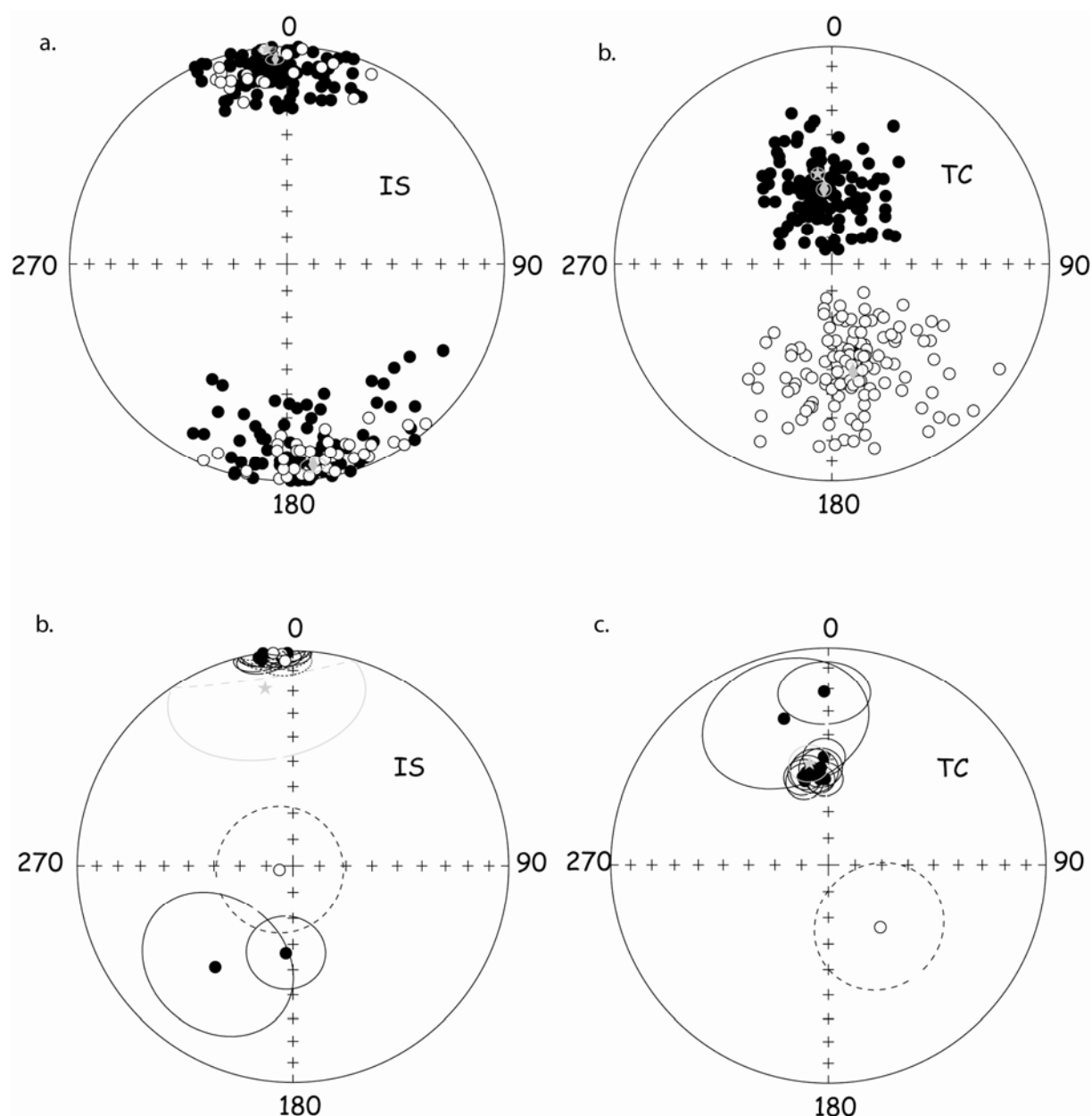


Fig. 5 : Equal area projections of: (a, b) component 1 directions (276 samples); (c, d) component 2 directions (182 samples); (e, f) the 10 site mean directions, in in situ and tectonic corrected coordinates, respectively. Diamond (a) shows the Present Earth's field direction and grey (open) stars represent the (overall) mean directions in both polarities.

Twenty normal magnetic chrons (**1** to **21**) and 21 reverse ones (**a** to **u**) may be identified (Fig. 6c). We considered that each certain magnetic chron should be defined by at least two successive horizons (two samples). Chrons documented by only one sample or presenting directions unconsitent with inclination or vis-versa (see Chron 17' on Fig. 6b) are not considered as certain polarity change (in gray on Fig. 6b) and therefore, were not used to

correlate the Jingou He polarity column with the reference scale. Note that we demagnetized the second sample from these horizons to confirm their polarities. The Jingou He column is characterized by a main long reversal chrons (**o**) and two normal ones (**3** and **17**; **Fig. X**). Other Chrons are not significantly long enough to be distinguished. We correlated this Jingou He magnetostratigraphic sequence to Berggren et al. (1995) reference scale using the following criteria :

- (1) the magnetostratigraphic column presents high number of reversals and should belongs to middle to upper Tertiary;
- (2) the presence of the three long reversal and normal chrons;
- (3) the presence of *Protory-Pachytragus* at 840 m in thickness (yellow star on Fig. 6b) that likely indicates an upper to Middle Miocene age;
- (4) the top of the section that is mapped as part of the Dushanzi formation likely belongs to the upper Miocene as observed by magnetostratigraphy along the nearby the Kuitun and Dushanzi sections (Sun et al., 2005; Charreau et al., 2005).

Figures 6d presents our preferred correlation presenting the best available fit in terms of interval number and duration. With respect to the reference column and considering only the assumed chrons (at least two samples per chron), problems in correlation lie within normal chrons **3**, **8**, **15** and **17** with the absence of 2, 1, 2 and 1 short reversal reference chrons, respectively. Absence of certain polarity changes may be explained by insufficient sedimentation rates when regarding the short duration of reference reversal chrons respectively 98 ka between C4Ar.2n and C5n.1n, 67 ka between C5n.1n and C5n.2n, as well as 40 ka between C5Ar.1n and C5Ar.2n etc. Indeed, the recording of both rapid geomagnetic excursion and short duration polarity events depends highly on the sedimentation rates (Roberts, 2004).

Moreover, at the top of the normal chron 3 we observed one sample with reverse polarity (in gray on Fig. 6) and Chron **8** is documented only by 3 samples with the middle one presenting very low inclination (9.5°) and southward declination (240°) that correspond to a transition sample. These single reverse or transition samples may have recorded the rapid polarity changes observed on the reference scale.

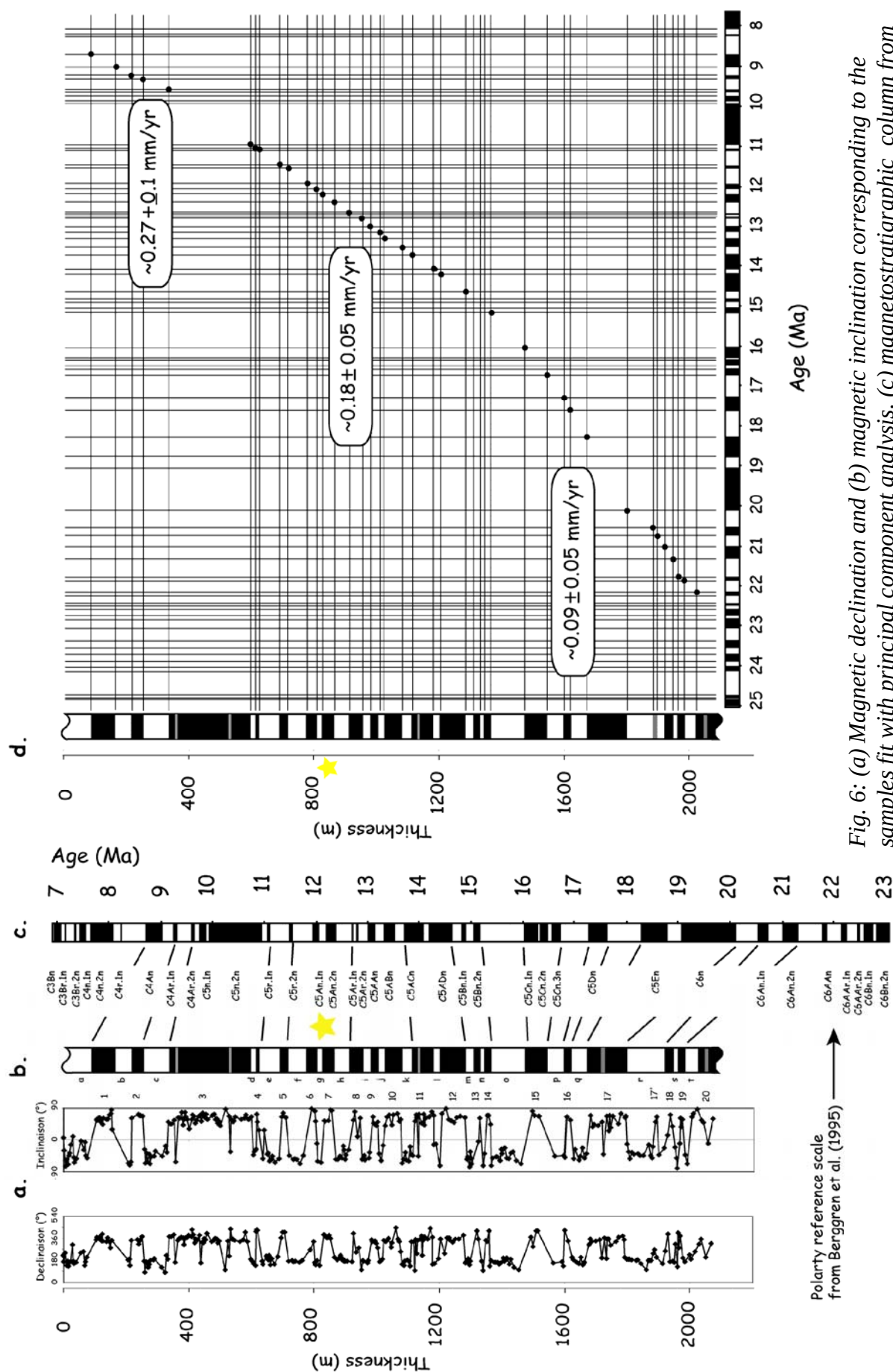


Fig. 6: (a) Magnetic declination and (b) magnetic inclination corresponding to the samples fit with principal component analysis. (c) magnetostratigraphic column from this study and (d) from Sun et al. [23]. (e) reference polarity time scale after Berggren et al. [28]; (f) Age versus depth plot of the Kuitun section, using the data and correlation from Figures 6c and 6e

The two missing reversal events within Chron **15** may be due to the low number (only 4) of horizons that present ChRm in this part of the section. Absence of chrons may be also explained by the low sedimentation rates (~ 0.09 mm/yr) that we determine from our preferred correlation at the base of the section. However, as the missing reference event within Chron **17** is longer and 267 ka in duration it might be observed on the Jingou He column. We do have one reversal sample within Chron 17. Because of our chron criteria, it cannot be considered as a certain polarity change though it may have recorded the reference missing event and thus reinforce our correlation.

To conclude, our correlation constraints the sedimentary section to span from ~ 8.1 to ~ 23 Ma giving an average sedimentation rate of 0.09 ± 0.05 mm/yr from 23 to ~ 15 Ma, then an acceleration with an average of 0.18 ± 0.05 mm/yr until ~ 11 Ma and at last an average of 0.27 ± 0.1 mm/yr until the top of the section (Figs. 6d and 7a). However we point out that the 11 Ma acceleration is less constrained mainly because of the long C5n.2n normal chron.

Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS)

Figure 7b shows the bulk magnetic susceptibility κ as a function of time according to our magnetostratigraphic correlation of the Jingou He column, where κ ranges from ~ 76 to $\sim 1682 \times 10^{-6}$ with an average of $548 \pm 297 \times 10^{-6}$ S.I. The evolution of κ with respect to time may be separated in three main parts. The first one lies from 23 Ma to ~ 15 Ma where κ firstly decreases progressively and then stabilizes around 300×10^{-6} S.I. Then by ~ 15 Ma κ presents a rapid increase and remains stable at $\sim 500 \times 10^{-6}$ S.I. until ~ 11 Ma that delimit the top of the second part. Again by this age κ rapidly increases to $\sim 800 \times 10^{-6}$ S.I. and keeps consistent through the third part until the top of the Jingou He section. The magnetic mineralogy investigation shows that magnetite is the main magnetic mineral with some hematite grains that contribute to the magnetic carrier. As the magnetic susceptibility of magnetite is ~ 1000 times greater than the other minerals, the evolution of κ probably translates the variation of magnetite concentration in the sediments along the Jingou He section. This may imply the evolution of the nature of the rock source which is helpful to constraint the tectonic behaviour of the mountain range.

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

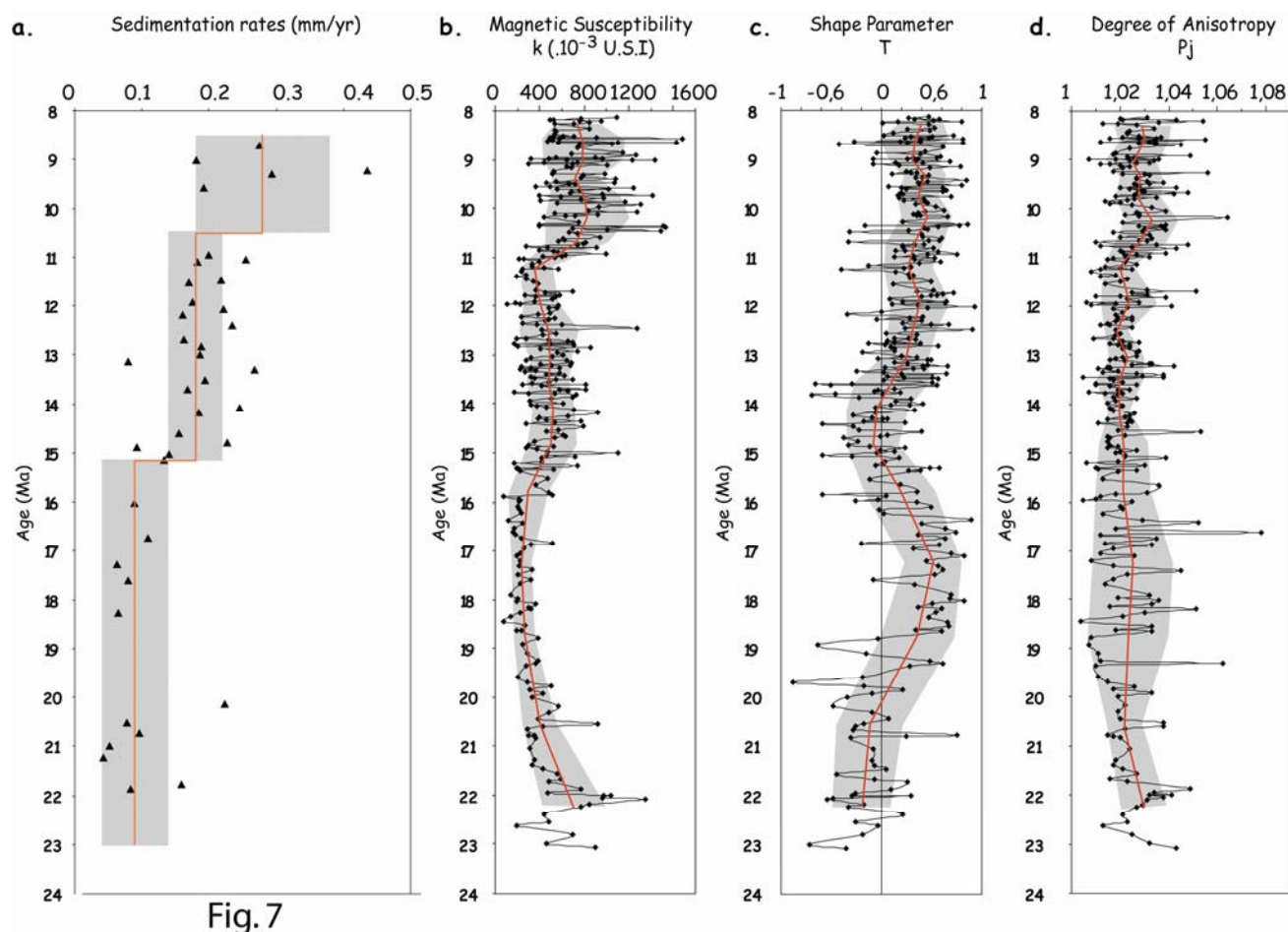


Fig 7 : Variations of magnetic susceptibility (κ), anisotropy degree (P_j) and shape parameter (T) as a function of time for the Kuitun He section. Heavy solid line shows the averages of a sliding window shifted every 50 m; 1σ uncertainties in grey

From AMS measurements, the degree of anisotropy (P_j) (Jelinek, 1981) as well as the shape parameter (T) can be calculated (Hrouda, 1982). P_j is believed to be sensitive to ever lithology changes or strain such as the sediment content of clay mineral or compaction forces, while T , giving the shape of the AMS, is related to ever the shape of individual grains or the preferred orientation of grains (Grégoire et al., 1998). Thus T is believed to provide information related to the hydrologic regime and transport conditions experienced by the sediments (e.g Gilder et al.; 2001, Charreau et al., 2005a, Charreau et al, 2005b).

On Figure 7d we plotted P_j with respect to time. Along the Jingou He section P_j ranges from 1.004 to 1.078 with an average of 1.02 ± 0.001 . P_j shows no major change and it remains relatively constant from base to top of the section.

However, Fig. 7c shows the time dependence variation of T where T ranges from -0.877 to 0.927 with an average of 0.22 ± 0.34 . At the base of the section T is close to zero meaning that

the AMS is spherical in shape. Then by 20-21 Ma T rapidly increases and remains greater than 0 meaning that the AMS is oblate in shape. By ~17 Ma T decreases until 14-15 Ma and reach value of 0. At last T increases rapidly again by ~14 Ma and remains greater than 0 until the top of the Jingou He section.

Timing constraints on the southern Junggar Neogene Stratigraphy

South Junggar sediments are strictly continental in origin since late Permian and are often poor of fossils. Chinese geologists have recognized several formations along referenced sections where characteristic fossils (mainly mammalian fossils and ostracodes) were found in place giving some dating constraints. But sediment ages are mainly inferred from facies and colour correlation from these referenced sections. Such a correlation may be seen as tentative especially in orogenic foreland basins where sediment facies may be diachronous along strike. Moreover as pointed out by Carroll et al. (1995) central Asian fauna is mainly endemique giving some uncertainties on the paleontologic dating. Thus the Jingou He magnetostrigraphic study provides a good opportunity to better constrain age boundary of the south Junggar Neogene stratigraphic formations.

As shown above, the sampled Jingou He section spans over three formations that are, from bottom to top, the Shawan formation, the Taxi He formation and the Dushanzi formation. We believe that the top of the sampled section stops at the boundary between the Dushanzi formation and the Xiyu conglomerate formation.

From the magnetostratigraphic correlation we found that the limit between the Xiyu and the Dushanzi formation is ~8.1 Ma old (Table 3). The Xiyu formation is a dark conglomerate formation widely distributed along the margins of the Tianshan that has been assigned to be Plio-Pleistocene in age (Chen et al., 1994) and thus has been used to argue for a late Plio-Pleistocene uplift acceleration of the whole area. But the only biostratigraphic control is the presence of *Equus sameniensis* fossil interpreted as early Pleistocene in age, at the transition between the Dushanzi and the Xiyu formations in a nearby section (Chen et al., 1994). Moreover, along the Kuitun section we dated the boundary between the two formations by ~4.8 Ma while 5km to the west of the Kuitun section we found, based on the Sun et al. (2004) magnetostratigraphic column that the limit may be 4.2 Ma old (Charreau et al., 2005). Thus the magnetostratigraphy study of the Jingou He section reinforces the idea that the deposition of the Xiyu formation may be diachronous along the strike of the Tianshan range and that the Xiyu conglomerate should be better seen strictly as facies than stratigraphic unit.

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

From the Jingou He magnetostratigraphic correlation the limit between the Taxi He formation and the Dushanzi formation is assigned to be ~16.0 Ma old while the boundary between the Taxi He formation and the Shawan formation is ~20.1 Ma (Table 2). At last as the boundary between the Shawan formation and the underlying Anjihai He formation is not on the sampled section we have extrapolate the average sedimentation rates of ~0.09 mm/yr to the past assuming a total thickness of the Shawan formation of ~360 m (GMRBX, 1993) giving age of ~23.6 Ma. No other magnetostratigraphic data along the northern Tianshan are available up to now. But contrary to the Xiyu formation that mainly corresponds to one single facies (dark conglomerate), these formations are defined by series of intercalation of different type rocks and may be deposited on larger area and thus more synchronous.

Serie Epoch	Stage Age	Stratigraphic Formation	Lithology	Magnetostratigraphic age along the Jingou He Section
Miocene	Tortonian	Xiyu Fm.	Dark conglomerate	- - - ~8.3 Ma - - -
	Serravallian	Dushanzi Fm.	red to brown mudstone and sandstone with conglomerate	
	Langhian	?		- - - ~16 Ma - - -
	Burdigalian	Taxi He Fm.	red to green mudstone and sandstone with conglomerate	
	Aquitania	Shawan Fm.	red mudstone and fine sandstone with conglomerate	- - - ~20.1 Ma - - -
Oligocene	Chattian	?		- - - ~23.6 Ma* - - -
		Anjihai He Fm.	green mudstone and fine sandstone	

* Extrapolate age

Table 2 : Neogene formations of the south Junggar basin and their age constraint from our correlation of the Jingou He magnetostratigraphic column. Asterix corresponds to age extrapolated from age of the base of the Jingou He sampled section giving hypotheses on the total thickness of the Shawan formation and rate of sedimentation.

Implications for the Cenozoic uplift history of the Central Tianshan

The Jingou He magnetostratigraphic study provides both reliable age of south Junggar sediments and a detailed sedimentation rate evolution. The sampled section is dated from ~23 Ma to ~8.1 Ma while sedimentation rates doubled by ~15 Ma and may be accelerated again by ~11 Ma. Moreover sedimentation rates remain relatively constant within each period from 23 to ~15 Ma, from ~15 to ~11 Ma and then from ~11 to ~8.1 Ma.

The Junggar and Tarim basins are internally filled basins where the deposited sedimentary volume reflects the outward sediment flux from the Tianshan range. Firstly let made the assumption that sedimentation rates indicate directly the sediment flux that filled the basins. The Tianshan range is characterized by several intramountain basins such as the Byanbulak basin. Discharge of intramountain basins into the main Tarim and Junggar basins, because of river network reorganization, may have produced these step accelerations of the sedimentation rates. However, the sedimentary volume of these basins is negligible as regard as the large size of the Tarim and Junggar basins and may have not sustained long term high sediment flux. More reasonable is the hypothesis that the assumed sedimentation flux acceleration be interpreted as acceleration of erosion and/or uplift rates on the Tianshan range. Erosion and uplift may be considered at the first order as climate and tectonic driven, respectively. However discriminating between tectonic and climatic forcing on sediment flux is not straightforward (Molnar and England, 1990). As we already discussed in our previous study (Charreau et al., 2005b) a rapid acceleration of sedimentation flux that is sustained over a long time may need uplift acceleration coupled with erosion acceleration. So, sedimentation rate acceleration that we observed by ~15 Ma and then by ~11 Ma may indicate sediment flux acceleration due to uplift pulse accompanied with higher erosion rates.

However, as Métivier et al. (1999) pointed out, 1-D sedimentation rates should be handled with caution since the sedimentation rate at one point may not correlate with the total sediment flux delivered to the basin especially for the case of continental basins. Indeed, local fault activation or hydrologic network reorganization may also generate sedimentation rate changes along single profil. Moreover, as sediment gradually coarsening up, one could also argue by looking at Figure 7a that the sedimentation rate evolution may better be seen as gradually than step by step increasing. We therefore need other independent data to better constrain the signification of this sedimentation rate evolution and then the hypothesis made above.

AMS parameters can provide information on variations of magnetic grains and sedimentary fabrics. Shape and orientation of magnetic grains are mainly driven by either hydrologic or transport conditions while nature of rock source will influence their concentration in sediments. All these processes are tectonic and/or climatic related and characterize a larger area that corresponds to the catchment basin. However, the magnetic fabrics of sediments may be overprinted by posterior compaction or tectonism and not considered as true sedimentary fabrics. But, if significant compaction or tectonism overprint occurred this would be lithologic dependant. For example, the compaction would be sensitive to the clay content of sediments and thus should change with respect to the thickness. But as shown in Figure 7d the degree of anisotropy P_j remains constant along the section showing that the compaction is not significantly variable. Moreover, if the magnetic fabrics were dominated by a post-sedimentation fabric as compaction, T should also become more oblate and thus the T evolution should be strongly correlated to the degree of anisotropy P_j . As we did not observe any correlation between shape parameter T and degree of anisotropy, we argue, therefore, that the magnetic fabrics are sedimentary related. So, rock magnetism parameters characterize the primary sedimentary fabrics and may be used as non-local proxy.

As discussed before, the AMS shape parameter T can provide information related to the hydrologic regime and transport conditions experienced by sediments (Gilder et al., 2001; Charreau et al., 2005a; Charreau et al. 2005b). Indeed we believe that T parameter is sensitive to a preferred orientation of the particles due to oriented deposition or to the particle shapes themselves. When T is near 0, the particles were likely transported far enough that they became sufficiently eroded to be spherical on average, or that they were deposited in an environment where they acquired no systematic preferred orientation with a random distribution. When T is greater than 0 the particles are oblate in shape and were ever not transported enough to be rounded or were oriented during deposition because of higher stream capacity. Thus changes in T going from spherical to oblate may imply important hydrologic modifications on the catchment basin with higher stream capacity and/or closer rock source. This may be driven by tectonics or climatic changes on the range.

Along the Jinhou He section, two obvious T parameter changes are observed at 21-20 Ma and 15-14 Ma, respectively. The first change by 21-20 Ma is not correlated to long term change in the sedimentation rates. However, our correlation of the long reverse chron r to the reference scale gives a high sedimentation rate of ~ 0.22 mm/yr over a relatively long period from 20.5 to 20.1 Ma that may be associated to the change in T parameter. Moreover, by 17

Ma T decrease and gets again to 0 by ~15 Ma again meaning the hydrologic changes that may occurred by ~21-20 Ma didn't last over a long period explaining why may be we do not observed any long term high sedimentation rate at this time.

The change in the T parameter observed by ~15 Ma is strongly correlated to the most important acceleration in sedimentation rates that we assumed a sediment flux increasing into the Junggar basin. From 15 Ma to top of the section T remains greater than 0 as the sedimentation keeps its high rates. Moreover by the same time the magnetic susceptibility κ also presents important changes. This may be due to change of the rock source or environmental modifications.

At last the supposed acceleration by 11 Ma is not correlated to a remarkable change in the T parameter and thus may not correspond to important hydrological modifications. As less constraint due to the lack of magnetostratigraphic chrons, this acceleration of the sedimentation rates may be seen as tentative. Moreover, the nearby Kuitun section gave a constant sedimentation rate of ~0.21 mm/yr from ~10.5 Ma to 3.1 Ma (Charreau et al., 2005a) which is close of the 0.18 mm/yr found along the Jingou He section arguing for no sedimentation rate acceleration by ~11 Ma. Nevertheless, comparing single profile sedimentation rates at several points is not straightforward because sedimentation rates may be different across and along strike of a basin. However, in the hypothesis that sedimentation rates are mainly driven by total sediment flux, evolution at different single profile should be the same. Besides, information on the variation of magnetic susceptibility κ shows the evolution of the magnetite concentrations in sediments. Yet, by ~11 Ma the magnetite content of sediment rapidly increases reinforcing the hypothesis of a 11 Ma event.

So, there is good correlation between rock magnetism parameters and sedimentation rate step changes. Firstly, this reinforces the hypothesis of a step by step acceleration rather than a gradual increasing of the sedimentation rates. This also reinforces the hypothesis that sedimentation rate increasing may correspond to sediment flux increasing due to important uplift and erosion rate changes associated to hydrologic modification.

To conclude, from rock magnetism parameters together with sedimentation rate evolution we distinguish three main events that occurred by 21-20 Ma, ~15 Ma and ~11 Ma.

Event by 21-20 Ma is not associated to a long term high sedimentation rates. This may mean that total sediment flux into the basin does increase by this time but doesn't sustaine over a long period and thus may be interpreted as climatic rather than tectonic driven. Thermochronological studies of Hendrix et al. (1994) and Dumitru et al., (2001) have shown

that by ~24 Ma the northern Tianshan underwent rapid uplift acceleration in some place. Moreover by 25-20 Ma Asia underwent a global tectonism reorganization with activation of several great fault such as the MCT in the Himalya ranges (ref), the Karakorum fault and the Red River Fault (ref). We thus think that by 25-20 Ma the Tianshan may have experienced some deformation because of a general reorganization in Asia.

However, we believe that the major deformation stage of the Tianshan occurred by ~15 Ma as we observe both important hydrological change and long lasted sedimentation rate acceleration at this time along the Jingou He section. On the southern flank of the Tianshan, from magnetostratigraphy along the Yaha section just ~5 km north of the Charreau et al. (2005b) section, Wang (personal communication) also observes the acceleration of the sedimentation rates by ~15 Ma and ~11 Ma. Moreover, from fault scarp analyses Avouac et al. (1993) calculated the Holocene shortening rate across the Tianshan and extrapolated this rate to the whole shortening that they obtained from balanced cross sections. They thus estimated the initiation of deformation of the Tianshan by ~15 Ma.

Sedimentation rate acceleration by ~11 Ma is less constrained and not correlated to important hydrologic change as T remains constant. But, from a similar magnetostartigraphic study along the Yaha section (south Tianshan) Charreau et al. (2005b) observed an important increase of the sedimentation rates by ~11 Ma associated to change in T parameter from spherical to oblate at same time (Fig. 8). Moreover the Chu section in the Kyrgyz Tianshan also exhibits a significant increase in sedimentation rate at ca. 11 Ma associated to higher denudation rates on the range at same time deduced from U-Th/He thermochronology (Bullen et al., 2001; 2003). Thus we believe that the Tianshan underwent a widespread (non-local) uplift and erosion acceleration by ~11 Ma that may be less important in the northern side of the Tianshan.

To conclude from the magnetostratigraphic and rock magnetism study of the Jingou He section, together we other different studies carried out in the Tianshan, we believe that the range growth in a three stages building with

1. the initiation of some deformation by ~24-20 Ma due to general tectonics reorganization in Asia;
2. the main uplift and erosion acceleration by ~15 Ma that may be related to initiation of the Tarim clockwise rotation;
3. the recent but probably not the latest acceleration of uplift and erosion by ~11 Ma.

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

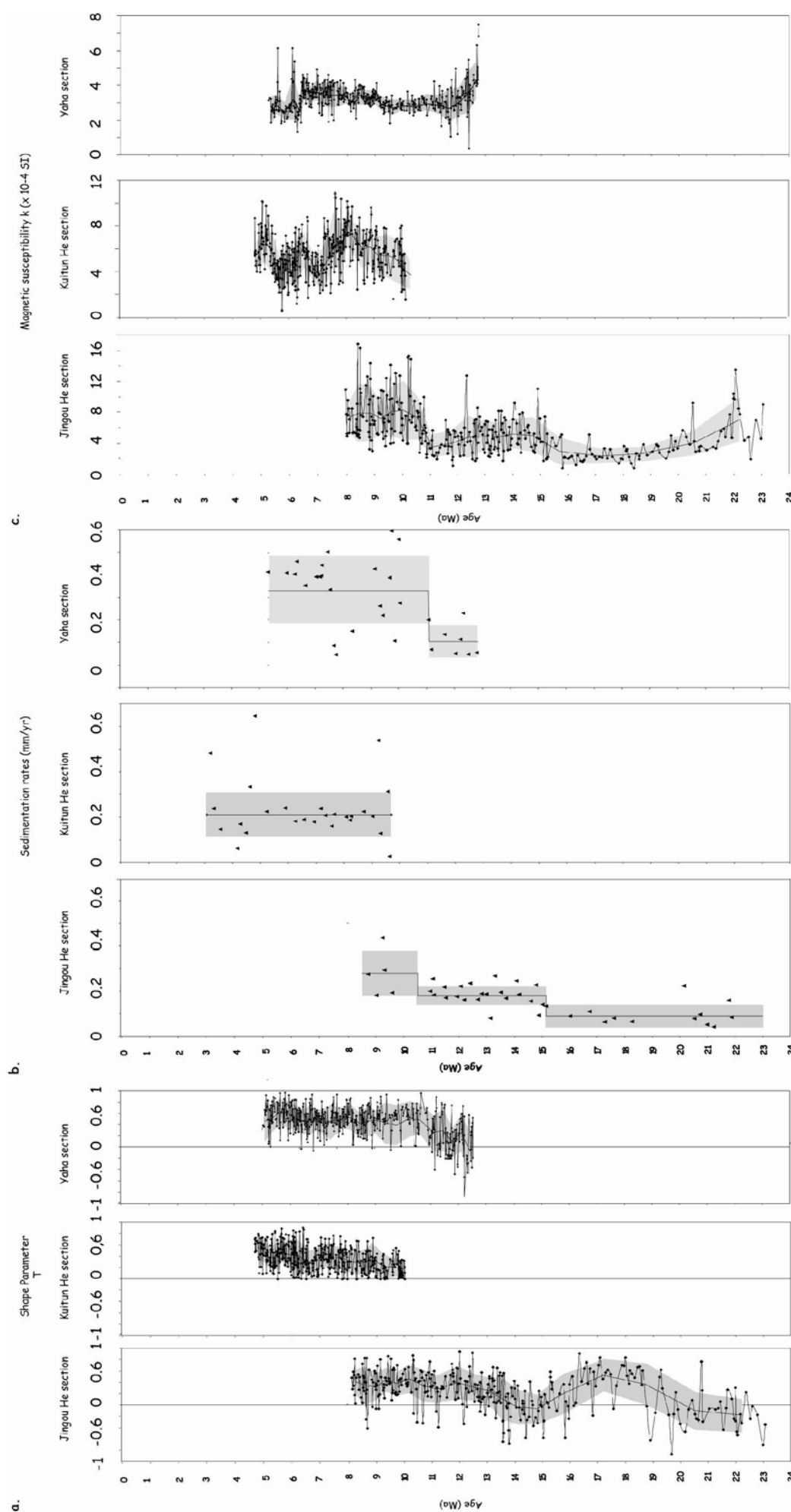


Fig.8 : evolution with respect to time of the sedimentation rates and magnetic parameters in the Jingou He section and comparison with the two other Yaha and Kuitun sections

Cenozoic rotation of the Tarim basin vs the Junggar basin

From Cretaceous paleomagnetic studies in both Tarim and Junggar basins and the recent tectonic deformation along both flanks of the Tianshan range a clockwise rotation of the Tarim basin with respect to the Junggar has been proposed (Chen et al., 1993; Avouac et al. 1993, Dupont-Nivet et al., 2002). To make more acknowledge on the deformation evolution of the Tianshan range, some detail calculation have been made to estimate the relative rotation between different sites with magnetostratigraphic studies carried out on the both flanks of the range (Table 3 and Fig. 9). As the western Tianshan has experienced a more complicated deformation, we just discuss, at this step, our observation in the eastern Tianshan limited at the Pamir longitude. Figure 8 presents the magnetic declinations obtained from different localities. At the first order, it is easy to find that the localities in the northern flank of the range show more westward declination with respect to those in the southern one. If we consider that this relative rotation is due to the relative movement of Tarim vs Junggar, it may be interpreted by the clockwise rotation of Tarim with respect to Junggar.

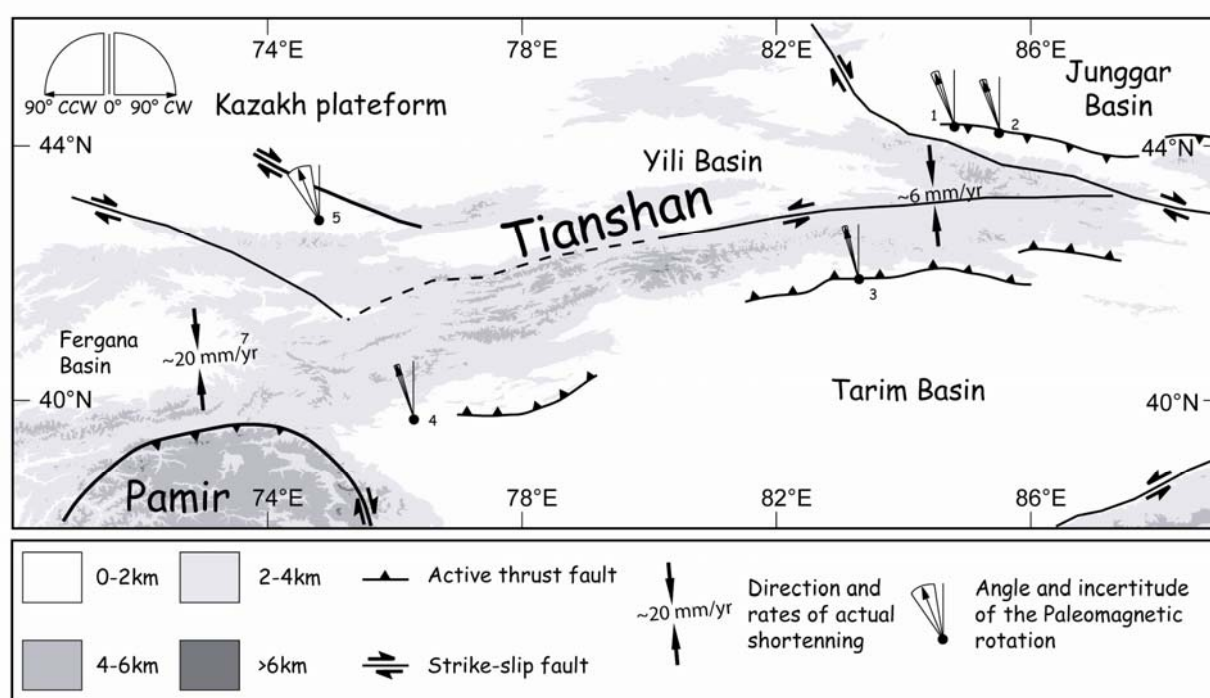


Fig. 9 : Simplified topographic map of Tianshan with site location of studies presented on Table 3 and their paleomagnetic rotation with respect to APWP poles

However, the detail calculation of these rotations shows important differences among these sites (see Table 4). In other words, the differential rotations can not be explained by a simple rotation of Tarim with a simple compression occurred in the range. Field observation and

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

seismic focal mechanism show that the rang piedmonts have experienced not only compressive deformation by crustal shortening but as well as an eastward extrusion of Tarim by a series of strike-slip faulting (Lu et al., 199X and other refs).

Aknowledgement

This study was financed by the French program ECLIPSE and the Chinese project 973 No G1999043303 and No 1999043509. This is IPGP contribution XXXX.

Study	Area	Age	Site			Paleopole			Rotation/Eurasia	Reference
			Lat.N(°)	Long.E(°)	D(°)	I(°)	α_{95} (°)	λ_p (°)	ϕ_p (°)	A95
1. Kuitun He	South Junggar	3.1-10.5 Ma	44.3	84.8	347.3	59.4	2.4	80.3	352.8	2.7
2. Jingou He	South Junggar	Xx to xx Ma	44.2	85.5	352.1	55.3	2.5	77.2	307.6	2.5
3. Yaha	North Tarim	5.2-12.6 Ma	41.9	83.3	353.1	43.3	1.8	72.5	284.5	1.4
4. Boguzi He	West Tarim	1-3.5 Ma	39.7	76.3	349.4	43.3	1.9	73	290.9	1.5
5. Noruz	Kyrgyz Tianshan	3-9 Ma	42.8	74.8	344	64	9.9	78.2	4.8	12.6

Table 3 : Paleomagnetic poles and rotation with respect to the APWP pole from the Jingou He section and other previous studies carried out on Cenozoic sediments across the Tianshan. D is the magnetic declination and I magnetic inclination. Site locations are indicated ever by latitude and longitude coordinate or study number with reference to the Fig. 8 general Tianshan map. Paleopole and incertitude were calculated using unpublished Enkin software while declination rotations were calculated using APWP reference poles from Besse and Courtillot (2002). Magnetostratigraphic section are considered as one single paleomagnetic site. As the Kuitun He, the Yaha and the Noruz sections span respectively from 3.1 to 10.5 Ma, 5.2 to 12.3 Ma and 3 to 9 Ma, we compare their observed average directions to the APWP pole at 10 Ma that is $\lambda_p = 84.1^\circ$ and $\phi_p = 149.1^\circ$. The Jingou He section spans from ~ 8.3 to 21.7 Ma thus we compare the average magnetic direction to the APWP pole at 20 Ma that is $\lambda_p = 82.3^\circ$ and $\phi_p = 147.6^\circ$. The Boguzi section (Chen et al., 2001) is younger from 1 to 3.5 Ma but we chosen the 10 Ma APWP pole to determine the paleomagnetic rotation.

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

Study	Number of samples	Site					Paleopole			Rotation/Yaha (°)
		Lat.N(°)	Long.E (°)	D (°)	I(°)	α_{95} (°)	λ_p (°)	ϕ_p (°)	A95	
Jingou He	65	44.2	85.5	349.4	57.3	6.3	79.8	320.9	7.9	-7.4±7.1
Kuitun He	39	44.3	84.8	337.4	61.1	7.6	73.5	355.9	10.2	-19.1±5.8
Yaha	110	41.9	83.3	356.1	42.8	4.1	72.6	275.2	4.0	-

Table 4 : magnetic direction calculated at the Yaha section, the Jingou He and the Kuitun section and magnetic rotation with respect to the Yaha section. To rigorously calculate the amount of rotation we have calculated the average paleomagnetic direction at each section for the same interval time where section are time overlapping which lie from 10 to 8 Ma

References

- Abdrakhmatov, K.Y., Aldazhanov, S.A., Hager, B.H., Hamburger, M.W., Herring, T.A., Kalabaev, K.B., Makarov, V.I., Molnar, P., Panasyuk, S.V., Prilepin, M.T., Reilinger, R.E., Sadybakasov, I.S., Souter, B.J., Trapeznikov, Y.A., Tsurkov, V.Y., and Zubovich, A.V., 1996, Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements crustal deformation rates: *Nature*, v. 384, p. 450-453.
- Aitchison, J.C., Davis, A.M., Badengzhu, and Luo, H., 2002, New constraints on the India-Asia collision: the Lower Miocene Gangrinboche conglomerates, Yarlung Tsangpo suture zone, SE Tibet: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, p. 251-263.
- Avouac, J.-P., and Tapponnier, P., 1992, Kinematic model of active deformation in central Asia: *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 315, p. 1791-1798.
- Avouac, J.-P., Tapponnier, P., Bai, P., You, M., and Wang, G.A., 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*, v. 98, p. 11.791-11.808.
- Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., and Van Den Driessche, J., 2005, Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape : An experimental approach: *Geological Society of American Bulletin*, v. 33, p. 301-304.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., and Aubry, M.-P., 1995, A revised geochronology and chronostratigraphy, *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, Volume SEPM Special Publication No. 54.
- Besse, J., and Courtillot, V., 2002, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr: *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. DOI 10.1029/2000JB000050.
- Bullen, M.E., Burbank, D.W., Garver, J.I., and Abdrakhmatov, K.Y., 2001, Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 113, p. 1544-1559.
- Burchfiel, B.C., Brown, E.T., Qidong, D., Li, J., Feng, X., Molnar, P., Shi, J., Wu, Z., and You, H., 1999, Crustal Shortening on the Margins of the Tian Shan, Xinjiang, China: *International Geology Review*, v. 41, p. 663-700.
- Carroll, A.R., Graham, A.S., Hendrix, M.S., Ying, D., and Zhou, D., 1995, Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China : Sedimentary record of the Northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar Basins: *Geological Society of American Bulletin*, v. 107, p. 571-594.
- Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Dominguez, S., Avouac, J.-P., Sevket, S., Dongjia, S., Yangan, L., and Wei-Ming, W., 2005a, 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*, v. 230, p. 177-192.
- Charreau, J., Gilder, S., Chen, Y., Dominguez, S., Avouac, J.-P., Sevket, S., Jolivet, M., Li, Y., and Wang, W., 2005b, Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tianshan Mountains: *Geology*, in press
- Chen, H., Lin, X.L., Guan, K.N., and Xu, J.M., 1994, Early Pleistocene deposits and its lower boundary (Q/N) in Tian Shan MT, Xinjiang Region: *Quaternary sciences*, v. 1, p. 38-47.
- Chen, J., Burbank, D.W., Scharer, K.M., Sobel, E., Jinhui, Y., Rubin, C., and Rubin, Z., 2001, Magnetostratigraphy of the Upper Cenozoic strata in the Southern Chinese

- Tian Shan : rates of Pleistocene folding and thrusting: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 6075, p. 1-19.
- Chen, Y., Courtillot, V., Tapponnier, P., and Zhu, X.Y., 1993, Cretaceous Paleomagnetic Results From Western Tibet and Tectonic Implications: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 17,981-17,999.
- Chen, Y., Gilder, S., Cogné, J.P., and Courtillot, V., 2002, New Mesozoic and Cenozoic paleomagnetic data help constrain the age of motion on the Altyn Tagh fault and rotation of the Qaidam basin: *Tectonics*, v. 21, p. 1-19.
- Cogné, J.P., 2003, Paleomac : a Macintosh TM application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions: *Geochem. Geoph. Geost.*, v. 4, p. 1007.
- Dupont-Nivet, G., Guo, Z., Butler, R.F., and Jia, C., 2002, Discordant paleomagnetic direction in Miocene rocks from the central Tarim Basin : evidence for local deformation shallowing: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 199, p. 473-482.
- Dumitru, T.A., Zhou, D., Chang, E.Z., Graham, S.A., Hendrix, M.S., Sobel, E.R., and Carroll, A.R., 2001, Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, *in* Hendrix, M.S., and Davis, G.A., eds., *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia : From continental assembly to intracontinental deformation*: Boulder : Colorado, Geological Society of America Memoir 194, p. 71-99.
- England, P., and Houseman, G., 1986, Finite strain calculations of continental deformation : 2. Comparaison with the India-Asia collision zone: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 3664-3676.
- England, P., and Molnar, P., 1997, The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults: *Geophysical Journal International*, v. 130, p. 551-582.
- Fisher, R.A., 1953, Dispersion on a sphere: *Proc. R. Soc.*, v. 217, p. 295-302.
- Fu, B., Lin, A., Kano, K.-i., Maruyama, T., and Guo, J., 2003, Quaternary folding of the eastern Tian Shan, northwest China: *Tectonophysics*, v. 369, p. 79-101.
- Gilder, S., Chen, Y., and Sevkett, S., 2001, Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for shallow inclinations in central Asia: *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 30505-30521.
- Gregoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P., Nédélec, A., and Launeau, P., 1998, Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study: *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 937-944.
- Hendrix, M.S., Dumitru, T.A., and Graham, A.S., 1994, Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan : An early effect of the India-Asia collision: *Geology*, v. 22, p. 487-490.
- Hendrix, M.S., Graham, A.S., Carroll, A.R., Sobel, E.R., McKnight, C.L., Schulein, B.J., and Wang, Z., 1992, Sedimentary record and climatic implications of deformation in the Tian Shan : Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan Basins, northwest China: *Geological Society of American Bulletin*, v. 104, p. 53-79.
- Hrouda, F., 1982, Magnetic anisotropy of rocks and its application to geology and geophysics: *Geophys. Surv.*, v. 5, p. 37-82.
- Jelinek, V., 1981, Characterization of the magnetic fabrics of rocks: *Tectonophysics*, v. 79, p. 63-67.
- Kirschwink, J.L., 1980, The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. 62, p. 699-712.

- Lague, D., Crave, A., and Davy, P., 2003, Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. doi:10.1029/2002JB0011785.
- Le Goff, M., Henry, B., and Daly, L., 1992, Practical method for drawing a VGP path: *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, v. 70, p. 201-204.
- Liu, T., Ding, M., and Derbyshire, E., 1996, Gravel Deposits on the margins of the Qinghai-Xizang plateau, and their environmental significance: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 120, p. 159-170.
- McEhlinny, M.W., and McFadden, P.L., 1964, Statistical Significance of the Fold Test in Paleomagnetism: *Geophy. J. R. astron. Soc.*, v. 7, p. 457-468.
- McFadden, P.L., and McEhlinny, M.W., 1990, Classification of the reversal test in Paleomagnetism: *Geophysical Journal International*, v. 103, p. 725-729
- Métivier, F., 1996, Volumes sédimentaires et bilans de masses en Asie pendant le Cénozoïque: Paris, Université Paris VII.
- Métivier, F., and Gaudemer, Y., 1997, Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics: *Geophysical Journal International*, v. 128, p. 1-17.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., and Meyer, B., 1998, Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas : The Qaidam and Hexi Corridor basins, China: *Tectonics*, v. 17, p. 823-842.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., and Michel, K., 1999, Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic: *Geophysical Journal International*, v. 137, p. 280-318.
- Molnar, P., and England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?: *Nature*, v. 346, p. 29-34.
- Patriat, P.A., and Achache, J., 1984, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates: *Nature*, v. 311, p. 615-621.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., and Cobbold, P., 1982, Les grands décrochements de l'Est asiatique, évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental: *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planètes*, v. 294, p. 1341-1348.
- Poisson, B., and Avouac, J.-P., 2004, Holocene Hydrological Changes Inferred from Alluvial Stream Entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China): *Journal of Geology*, v. 112, p. 231-249.
- Reigber, C., Michel, G.W., Galas, R., Angermann, D., Klotz, J., Chen, J.Y., Papschev, A., Arslanov, R., and Tzurkov, V.E., Ishanov, M.C., 2001, New space geodetic constraints on the distribution of deformation in the Central Asia: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 191, p. 157-165.
- Roberts, A.P., and Winklhofer, M., 2004, Why are geomagnetic excursions not always recorded in sediments? Constraints from post-depositional remanent magnetization lock-in modelling: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 227, p. 345-359.
- Sun, J., Zhu, R., and Bowler, J., 2004, Timing of the Tianshan Mountains uplift constrained by magnetostratigraphic analysis of molasse deposits: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 219, p. 239-253.
- Tapponnier, P., and Molnar, P., 1976, Slip-line field theory and large-scale continental tectonics: *Nature*, v. 264, p. 319-324.
- Tapponnier, P., Xu, Z., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wiltinger, G., and Yang, J., 2001, Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau: *Science*, v. 294, p. 1670-1677.
- Wang, Q., Zhang, P.-Z., Freymueller, J.T., Bilham, R., Larson, K.M., Lai, X., You, X.Z., Niu, Z.J., Wu, J.C., Li, Y.X., Liu, J.N., Yang, Z.Q., and Chen, Q.Z., 2001, Present-day

Chapitre II : Magnétostratigraphie des sédiments Néogène des piémonts Nord et Sud du Tianshan et implications sur l'histoire de la surrection de la chaîne

- crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements: *Science*, v. 294, p. 574-577.
- Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z.-Y., and Wang, G.R., 1990, Paleozoic accretion and Cenozoic deformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia: *Geology*, v. 18, p. 128-131.
- Zijderveld, J.D.A., 1967, A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results, *in* Collinson, D.W., Creer, K.M., and Runcorn, S.K., eds., *Methods in paleomagnetism*, p. 254-286.

Chapitre III : The sedimentary record of Cenozoic erosion and tectonics of Central Tian Shan



Article 4

The sedimentary record of Cenozoic erosion and tectonics of Central Tianshan

Julien Charreau^{1*}, Jean-Philippe Avouac², Stéphane Dominguez³, Marc Jolivet³, Robert Finkel⁴, Yan Chen¹, Stuart Gilder⁵, Ken Farley²

Preliminary version

- ¹. Institut des Sciences de la Terre d'Orléans; Bâtiment Géosciences, rue de Saint Amand, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France; Julien.Charreau@univ-orleans.fr, Yan.Chen@univ-orleans.fr
². California Institute of Technology; Division of Geological and Planetary Sciences, Mail Code 100-23, Pasadena CA 91125, USA, Phone: (626) 395-4239, Fax: (626) 395-1740, avouac@gps.caltech.edu
³. Laboratoire Dynamique de la Lithosphère; UMR CNRS/UMII 5573, Bâtiment 22 (cc. 60) Place Bataillon, 34095 Montpellier Cedex, France; Phone: {33}0467144589, Fax: {33}0467523908; dominguez@dstu.univ-montp2.fr
⁴. Center for Accelerator Mass Spectrometry, Lawrence Livermore National Laboratory, P.O Box 808, L206, Livermore CA94550, USA, Phone : (925) 422 2044, Fax : (925) 422 3118, rfinkel@llnl.gov
⁵. Institut de Physique du Globe de Paris; Laboratoire de Paléomagnétisme, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05 FRANCE; Phone: 33-1.44.27.49.34, Fax: 33-1-44277463; gilder@ipgp.jussieu.fr

Abstract

The Dzoungar and Kuche flexural basins which flank the Tianshan range to the north and to the south respectively, have recorded the history of erosion and overthrusting of the range. We combine detailed magnetostratigraphic section from the fold-and-thrust piemont belts, seismic data on subsurface structures and cooling ages from detrital. These data indicate that the flux of sediment eroded from the Tianshan has increased first about 15 ago and again around 10Myr ago to reach a plateau of $\sim 140 \pm 50 \text{ km}^3/\text{Myr}$ (with correction for sediment compaction). Given the area of the Tianshan presently drained by these basins, the sedimentary flux imply erosion rates of the order of 0.3-0.5 mm/yr in northern Tianshan and about 0.8-1 mm/yr in southern Tianshan over the last 10Myr. The uppermost formation in both forelands, the Xiyu formation, consist of a dark coarse gravel often thought to mark the beginning of the Pliocene. This formation is shown to be highly diachronous: the gravel sheet has prograded over the underthrusting forelands at rates of 6mm/yr in the south, and 2.5mm/yr in the north, suggesting a shortening rate across the Central Tianshan (at $\sim 83^\circ\text{E}$) of at most 8.5mm/yr, comparable to the present 6mm/yr shortening rate. Our study shows that the shortening rate across the central Tianshan probably didn't change much over the last 8Myr and that the present tectonic regime was established between about 10 and 12Ma. There is no indication of an increase in sedimentary flux at 4-2Myr, as proposed in some earlier

studies and taken to reflect enhanced erosion rates driven by a global climate change. We conclude that the Tianshan may have been reactivated by about 20-24Ma. The sedimentary flux increased by about 15Ma and again by 11Myr, probably reflecting a coeval increase of tectonic rates which lead to the creation of the topography of the modern Tianshan. The 10Myr time lag between the earliest deformation of the range and the increase in sedimentary flux might reflect the time needed to create sufficient topography to enhance surface processes and for the development of the drainage.

Introduction

The Tarim and Junggar basins in Central Asia (Fig. 1) are closed intracontinental basins flanking high mountains which were reactivated by the India Asia collision (*e.g.*, Tapponnier and Molnar, 1979). Their Cenozoic stratigraphy is characterized by a gradual coarsening upward with increasing sedimentation rates in the late Cenozoic (*e.g.* Metivier and Gaudemer, 1997). Some authors have interpreted this trend as reflecting directly tectonic uplift (*e.g.*, Zheng et al, 2000) while others assign it to a global effect of climate change on erosion rates (Peizhen et al, 2001). In any case, it is probable that both tectonic rates and erosion rates have evolved jointly. The growth of a mountain range results primarily from crustal thickening driven by horizontal shortening. As mountain grows surface processes become more active and operate mass transfer from the uplifted zone to the flanking lowlands. This transfer depends on climate and topography. It moreover contributes to uplift or subsidence through isostasy, and affects the thermal structure by its effect on heat advection. The thermal structure and redistribution of mass at the surface are key factors determining tectonic deformation. Mountain building is therefore a complex process resulting from coupling between tectonic deformation, surface processes and climate (*e.g.*, Molnar and England, 1990; Avouac and Burov, 1996; Burbank, 1992).

The Tianshan is the intervening mountain range from which eroded material is shed to both the Tarim and Junggar. Folding and thrusting along both the northern and southern piedmont have exposed sections of the sediment fill. This setting is particularly appropriate to quantify sediment flux into the basins and analyze the sedimentary record of thrusting, as schematized in Figure 2 for section across half the range. First, if the chronology of the sediments is well constrained from biostratigraphy or magnetostratigraphy, and if the geometry of the sedimentary units is constrained from sub-surface data, it is possible to estimate the sediment flux.

Provided that the section across the piedmont can be restored, and that dated growth strata are identified, it is possible to estimate shortening rates, V_i , across the various thrust faults within the piedmont. Finally, as the foreland underthrusts the range with a velocity V_1 , we expect the architecture of sedimentary units to show a progradation of the various facies over the foreland at a rate $V_{pr}=V_1+dW/dt$, where W is the half width of the orogen.

In this paper, based on this scheme, we combine (1) structural model of the piedmont and the foreland basin, (2) chronological constraints on the stratigraphy derived from magnetostratigraphic sections of Neogene sediments and (3) thermochronologicals and cosmonucleid dating respectively of detrital grains and actual river sand, to determine:

- sediment flux history
- timing and rate of deformation of the Tianshan piedmont
- erosion rates
- sediment propagation rates

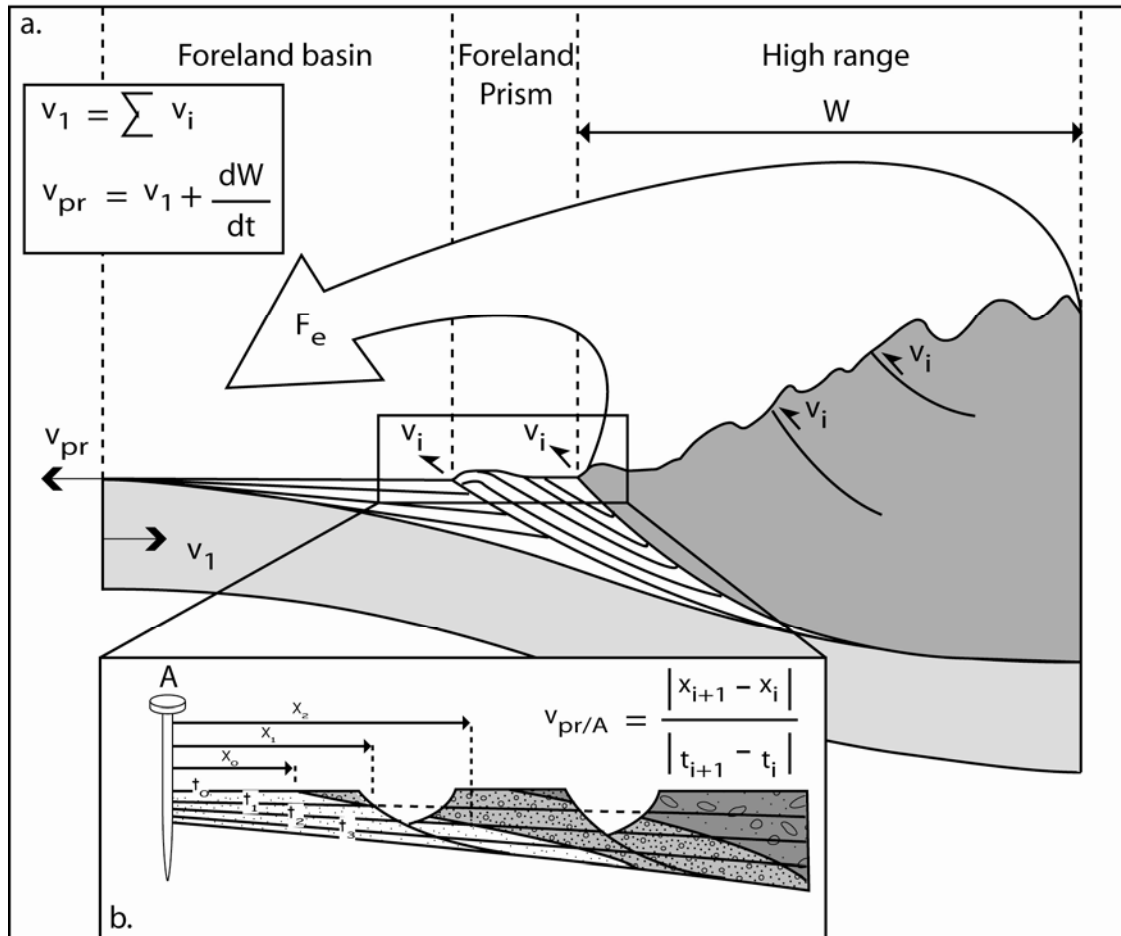


Fig. 2 : Schematic sketch defining the kinematic framework used in this study

Tectonic setting of study area

Outline of the geology and topography of the Tianshan range

The Junggar and Kuche basins (Western China) are internally filled foreland basins where sediments deposited from Paleozoic to Cenozoic time were mainly related to the evolution of the Tianshan mountains.

The Tianshan is a 2500-km-long range with an average altitude of 2500 m with summit up to 7000 m high. The range was originally built during Devonian to Carboniferous (e.g Burtman et al., 1975; Windley et al., 1990; Gao et al. 1998); and probably remained a dominant relief during the Paleozoic time (Hendrix et al., 1992; Carroll et al., 1995). During Oligocene to late Miocene ancient structures were reactivated by the India-Asia collision giving most of the living topography (Windley et al., 1990; Avouac et al., 1993; Hendrix et al., 1994, Métivier and Gaudemer, 1997; Dumitru et al., 2001, Bullen et al., 2001, 2003). But the exact timing of the reactivation remains poorly constrained. The range separates two large foreland basins with the Junggar basin to the north and the The width of the mountain belt increases from east to west and Avouac et al. (1993) related this geometry to a westward increase in shortening rate associated with clockwise rotation of the Tarim. Consistently, the Tianshan range is actively deforming absorbing about ~20 mm/yr of N-S shortening across wetstern Tianshan and about 6 mm/ur across central Tianshan (Abdrakhmatov et al., 1996; Reigber et al., 2002). On both sides of the Tianshan, the late stratigraphy of foreland basins is characterized by the Xiyu formation that is a widespread dark conglomerate unit supposed to be Plio-pleistocene in age. Based on the thickness of this units Burchfiel et al. (1999) and Fu et al. (2003) proposed that the range has underwent a late Plio-pleistocene accleration of uplift. Yet, age of the Xiyu formation is very poorly documented since the only chronostratigraphic control was the presence at the transition zone between the Dushanzi formation (Neogene) and the Xiyu formation on one single section (Anjihai section, northern piedmont) of *Equus sameniensis* fossil interpreted to be early Pleistocene in age (e.g Chen et al., 1994).

The topography of the range is also characterized by several well preserved intramountains basins such as the Yili basin or the Bayanbulak basin that are actively deformed (Jolivet et al., in prep, see ANNEXE).

The geology within the range is mainly constituted by Paleozoic rocks related to a long Island Arc and subduction/collision history. First, the North Tianshan Block and the Central

Tianshan block were amalgamated along a southverging subduction zone during Ordovician to middle Devonian (Laurent Charvet et al., 2003) and then were collided by the Tarim block until late Devonian (Windley et al., 1990; Gao et al., 2001; Laurent-Charvet et al. 2003). This late collision yield to the closure of the South Tianshan Paleocean giving the South Tianshan Fault Zone also name the Nikolaev line that may be seen as a suture zone outlined by the presence of several ophiolitic bodies. From early Carboniferous to early Permian the Junggar paleocean was subducted along a south verging subduction zone associated with magmatism arc and followed by the collsion of the Junggar block to the previous almagamated terranes (Windley et al., 1990; Gao et al., 2001; Laurent-Charvet et al. 2003). These Paleozoic initial building was ended by a late shearing stages that reactivated the previous structures by middle to late Permian (Laurent-Charvet et al., 2003).

Structures and stratigraphy of the Junggar and Kuche foreland basin

The Junggar foreland basin extends over a surface of $\sim 130000 \text{ km}^2$ and presents a triangular shape between the Tianshan range to the south, the Bogdashaan to the east and the Dzungarskiy Alatau to the west. The Kuche basin is about the same size for a surface of $\sim 120000 \text{ km}^2$ but is part of the larger Tarim basin. The Tianshan range constitutes the northern boundary of the Kuche basin but the southern limit is less clear. The Junggar basin is about 300 m-high in average while the Kuche basin as the entire Tarim basin is about 900 m high in average. Some deformation of the Tarim basement is observed in the south of the basin (Chen et al., 2005) with some thrust fault and shortening, but no large scale deformation that may generate uplift of the Tarim basin is known.

Sediment of both Junggar and Kuche basins were continental in origin since at least late Permian (Carroll et al., 1995) and fossil poor with mainly endemic fauna (Carroll et al., 1995). Thus deposition ages are poorly constraint from biostratigraphic controls and remains ambiguous. The stratigraphy of the Junggar and Kuche is subdivided in several formations that are mainly defined on facies sequences and colour. Ages of these formations is based on correlation to reference sections where ages are constrained from the occurrence of some fossils (mainly mammalian or ostracodes). Sediments are mainly fluvio-lacustrine in origin with some carbonated and coal layers in particular within Mesozoic strata.

Structure of the Tianshan piedmonts

During the 90's several studies have focused on the Tianshan piedmont (e.g Avouac et al., 1993; Burchfiel et al., 1999). More recently, numerous seismic line profiles made for exploration of gas –oil resources have greatly improve our knowledge on deep structures (e.g Wang et al., 2004; Suppe et al., 2004; Dengfa et al., 2005).

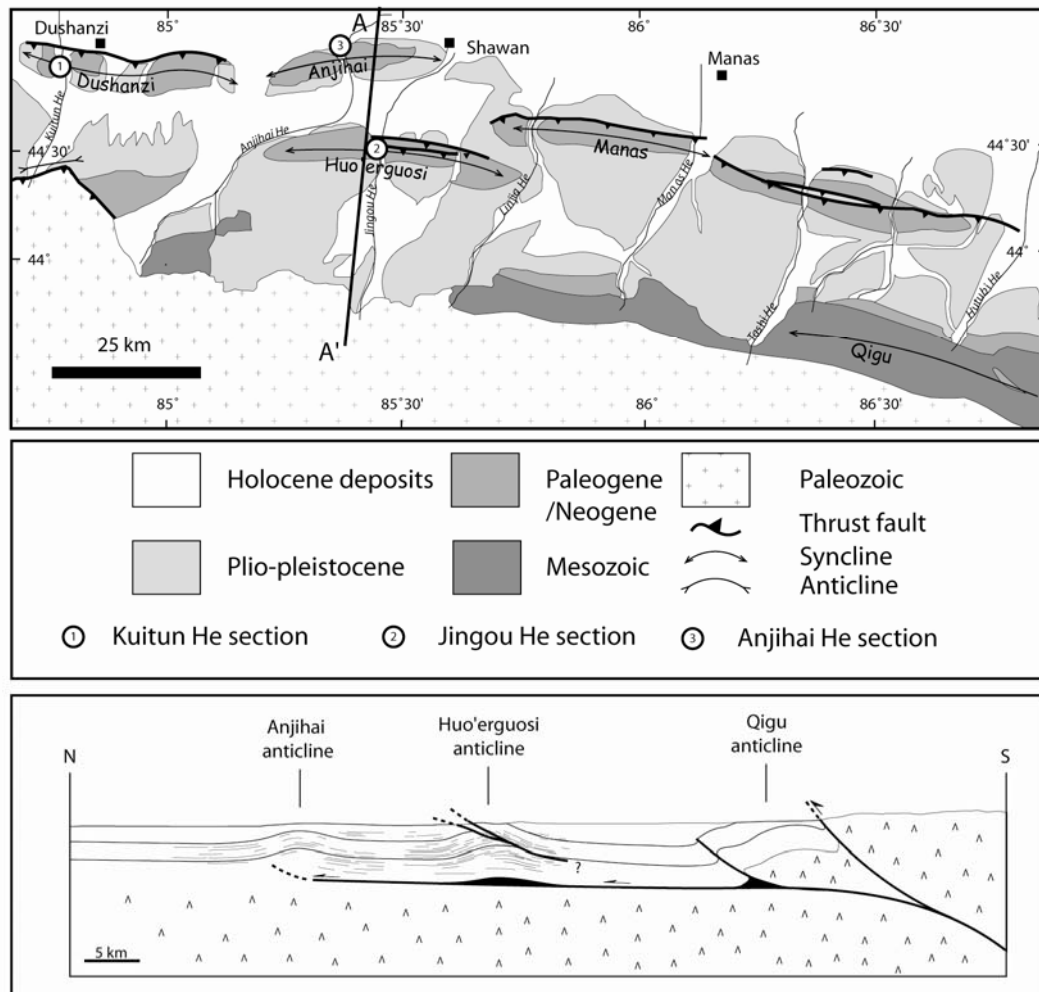


Fig. 3 : Geological map of the south Junggar piedmont and localisation of the Kuitun and the Jingou He magnetstratigraphic section (top); schematic cross section of the northern piedmont at the Jingou He longitude (bottom)

The northern Tianshan boundary is about 1000 km long and lies from the Bogdashan to the Dzungarskiy Alatau. We define as the south Junggar piedmont the restricted zone from the Urumqi city to the Dushanzi city where the geology is constituted by series of fold and thrust belt where Palaeozoic to Quaternary sediments, initially deposited in the foreland basin, are

now overthrust. These structures generate an intermediate topography of 1000-1500 m high while along the remaining part of the northern Tianshan boundary, no topographic transition exists between the high range and the low and flat Junggar foreland basin. The south Junggar piedmont is constituted by three rows of fold and thrust that are respectively left lateral offsetted from south to north (Fig. 3). The northern row is constituted by the Dushanzi anticline that is a fold-bend fault and the Anjihai anticline that is a detachment fold and may be seen as a propagation fold. The middle fold and thrust row is strictly constituted by fold bend fault that are from west to east by the Huo'Erguosi anticline, the Manas anticline and the Tugulu anticline. From seismic line across the Manas River it seems that the Tugulu anticline overthrust the Manas anticline giving no lateral continuity between these different folds. The southern row of fold and thrust is constituted by the long Qigu anticline that is mainly composed of Paleozoic to Mesozoic strata. Ramp and fault are probably mainly localised in two main weak levels that may be (1) the Paleogene Anjihai He formation which is rich in argillaceous layers and (2) the lower Jurassic Kelizenuer formation composed of important coal layers. The southern Tianshan boundary is about 3000 km long from the Turfan basin to the Kashgar city. We may recognize three main segments that are (1) the Turfan/Korla segment, (2) the Kuche piedmont from the Korla city to the Aksu city and (3) the Aksu piedmont from the Aksu city to the Kashgar city. The Turfan/Korla segment is mainly constituted by two important basins with some localised thrust and fold belt. The Kuche and Aksu piedmont are constituted mainly by important fold and thrust belt series and constituted noticeable intermediate topography from the high range to the flat low Tarim basin. We focus our study on the Kuche piedmont that is at a similar longitude than the south Junggar piedmont. The Kuche piedmont is mainly constituted by two very long anticlines that are the Quilitage anticline and the frontal Yakeng anticline (Fig. 4). Seismic imaging define the Quilitage anticline as a 225 km long fold bend-fault while the Yakeng anticline may be seen as a detachment fold (Fig. 4 after Suppe et al., 2004). Between these two southern most anticlines and the high range, the piedmont presents also several fold and thrust in mainly paleozoic to mesozoic sediments. Again, as along the southern Junggar piedmont, ramp and fault are mainly localised in two main weak levels that according to Suppe et al. (2004) are (1) the lower Neogene Jidike formation which is gypsum rich and (2) the lower Jurassic Kelizenuer formation composed of important coal layers.

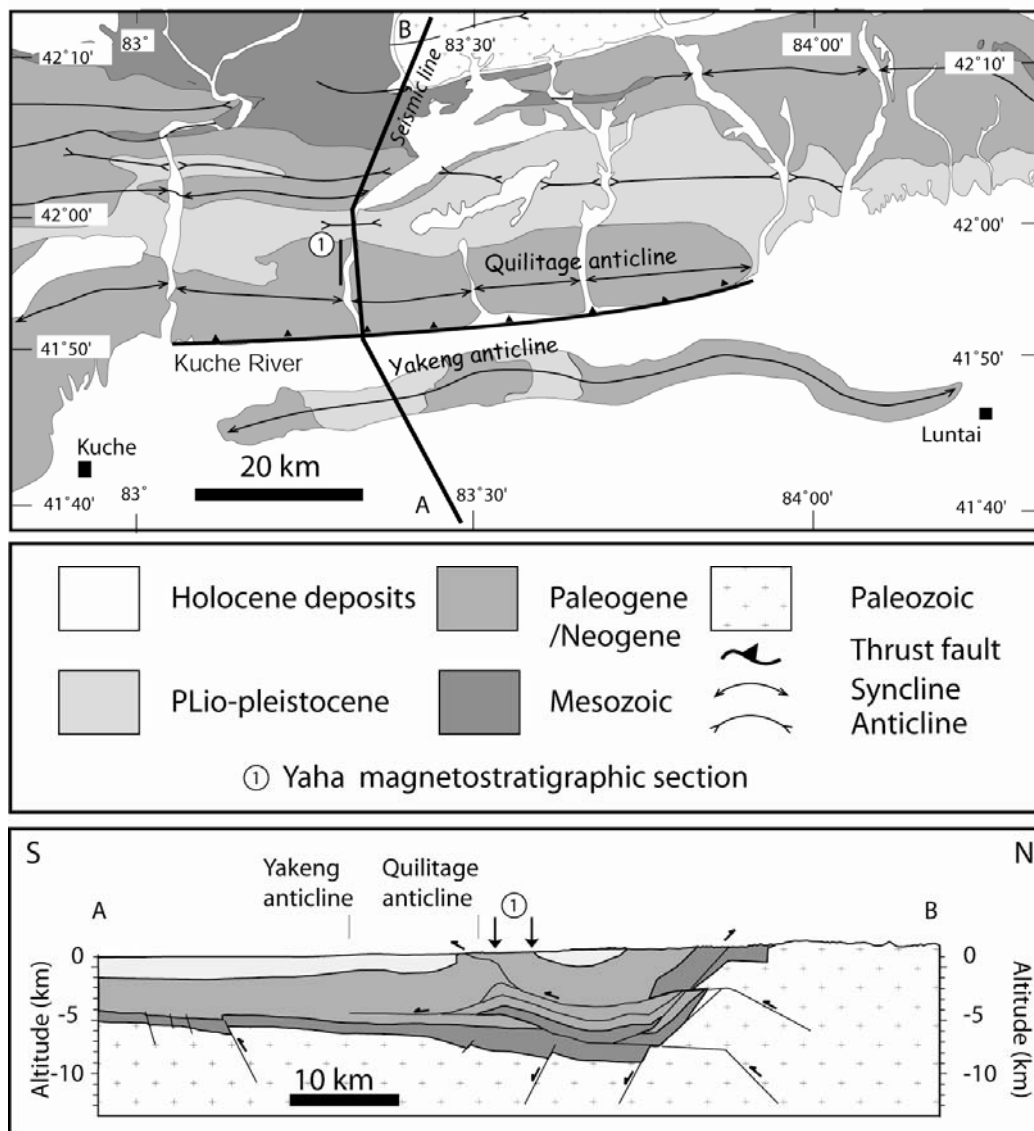


Fig. 4 : Geological map of the west part of Kuche piedmont with localisation of the Yaha magnetostratigraphic section (top) and cross section of the piedmont after Suppe et al. (2004)

Magnetostratigraphy of Neogene sediments and sedimentation rates

To better constraint the ages of Junggar and Kuche Neogene sediments, we carried out three magnetostratigraphic sections on both sides of the Tianshan at the Yaha section located on the Kuche piedmont and the Kuitun and Jingou He sections on the south Junggar piedmont (Charreau et al., 2005a, 2005b). Since fission tracks analyses show that early stages of the Tianshan deformation, due to the India-Asia collision, probably occurred by ~24 Ma (Hendrix

et al., 1994, Dumitru et al., 2001) we focused our analyses on Neogene sediments that should have record the growth history.

Stepwise demagnetization isolated a stable magnetic component of dual polarity that passes the fold test in all three sections. We found 18, 16, and 22 polarity chrons respectively at the Yaha, Kuitun and Jingou He sections, which we correlated with a reference polarity time scale to date the sections between 5.2 and 12.6 Ma, 3.1 and 10.5 Ma, and 8.5 Ma and 22 Ma, respectively (Fig. 5). At Yaha, compacted sedimentation rate increases markedly at ~ 11 Ma, while sedimentation rate is constant at Kuitun; Jingou He is characterized by two important accelerations at ~15 Ma and 11 Ma (Fig. 6).

The sampled sections are mainly overlaid by dark conglomerate that belong to the Xiyu formation where magnetostratigraphic sampling remains hard. But from structural constraint and/or seismic line profile one can calculate the actual stratigraphic depth of the top of the sampled sections. In the hypotheses that at 0 m in depth sediment are actual, and giving the magnetostratigraphic age of the top of the section we can extrapolated sedimentation rates. Thus we estimate the compacted sedimentation rates within the overlying conglomeratic part to be ~0.25 mm/Yr, 0.2 mm/yr and ~0.3 mm/yr respectively for the Jingou He, the Kuitun and the Yaha sections (Fig. 6).

Shortening rates across the Tianshan piedmonts from magnetostratigraphic constraints

Active shortening across the northern piedmonts was documented from folded and faulted fluvial and alluvial terraces (Avouac et al; 1993; Molnar et al.; 1994; Poisson et Avouac, 2004). The shortening rate across the whole piemont is estimated to about 3 mm/yr. The longer term history (>100 kyr) remains unconstrained. Long term rates of deformation may be obtained from structural geology and subsurface analyses such as identification and dating of growth strata. Thus Burchfiel et al. (1999) and Molnar et al. (1994) used this approach during the last decades but they made strong assumptions on the age of the growth strata because of absence of sediment age control due to their continental origin. Magnetostratigraphy remains the only valuable method to provide reliable datation of continental sediments. Thus, to determine Pliocene rate of deformation on the Northern Tianshan, we identify growth strata along two main sections using geomorphic markers, structural geology and seismic line profile while magnetostratigraphic dating gives us reliable age constraint on the chronology of deformation.

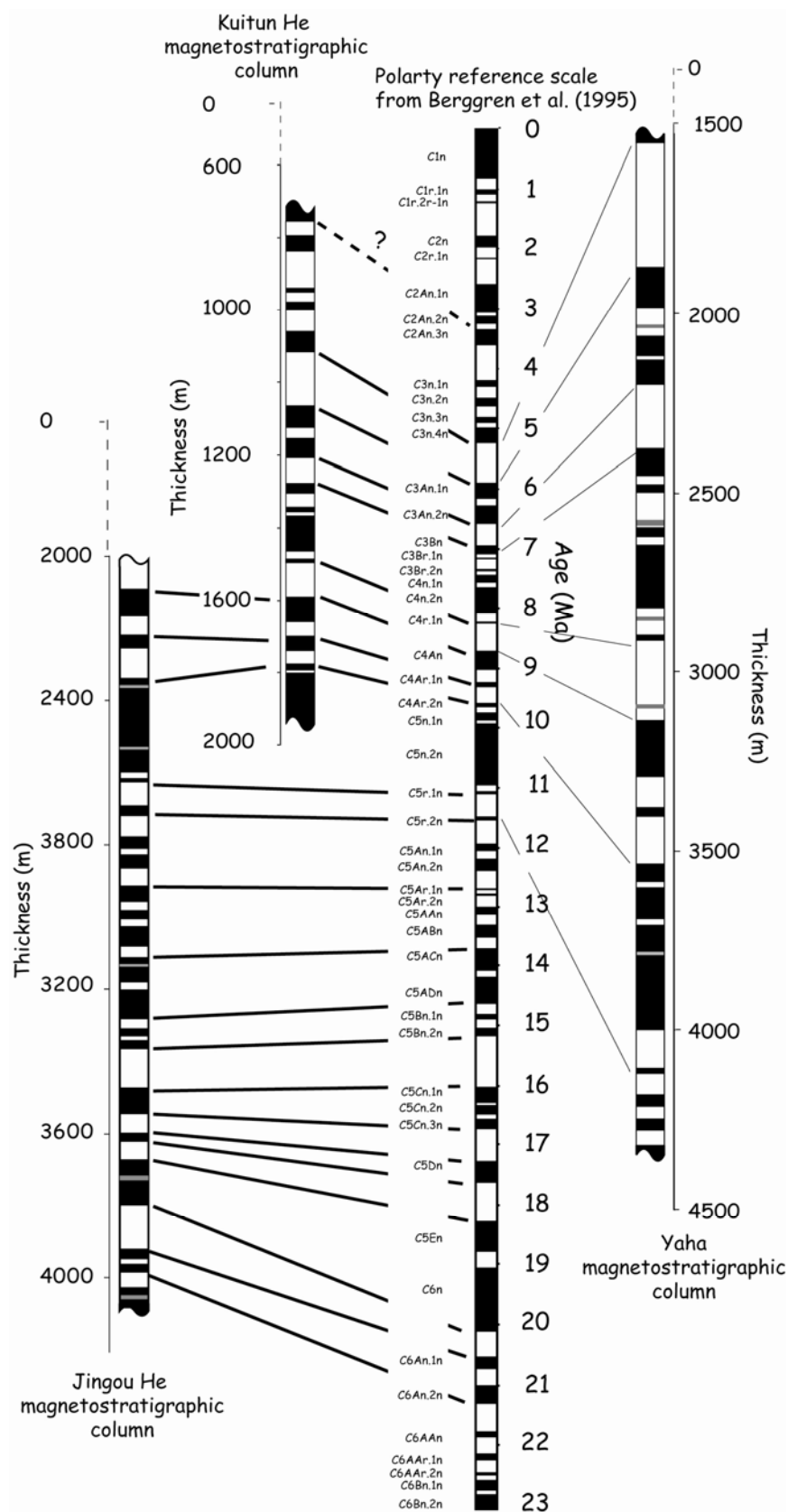


Fig. 5 : Correlation to reference scale of the three Jingou He, Kuitun and Yaha magnetostratigraphic column

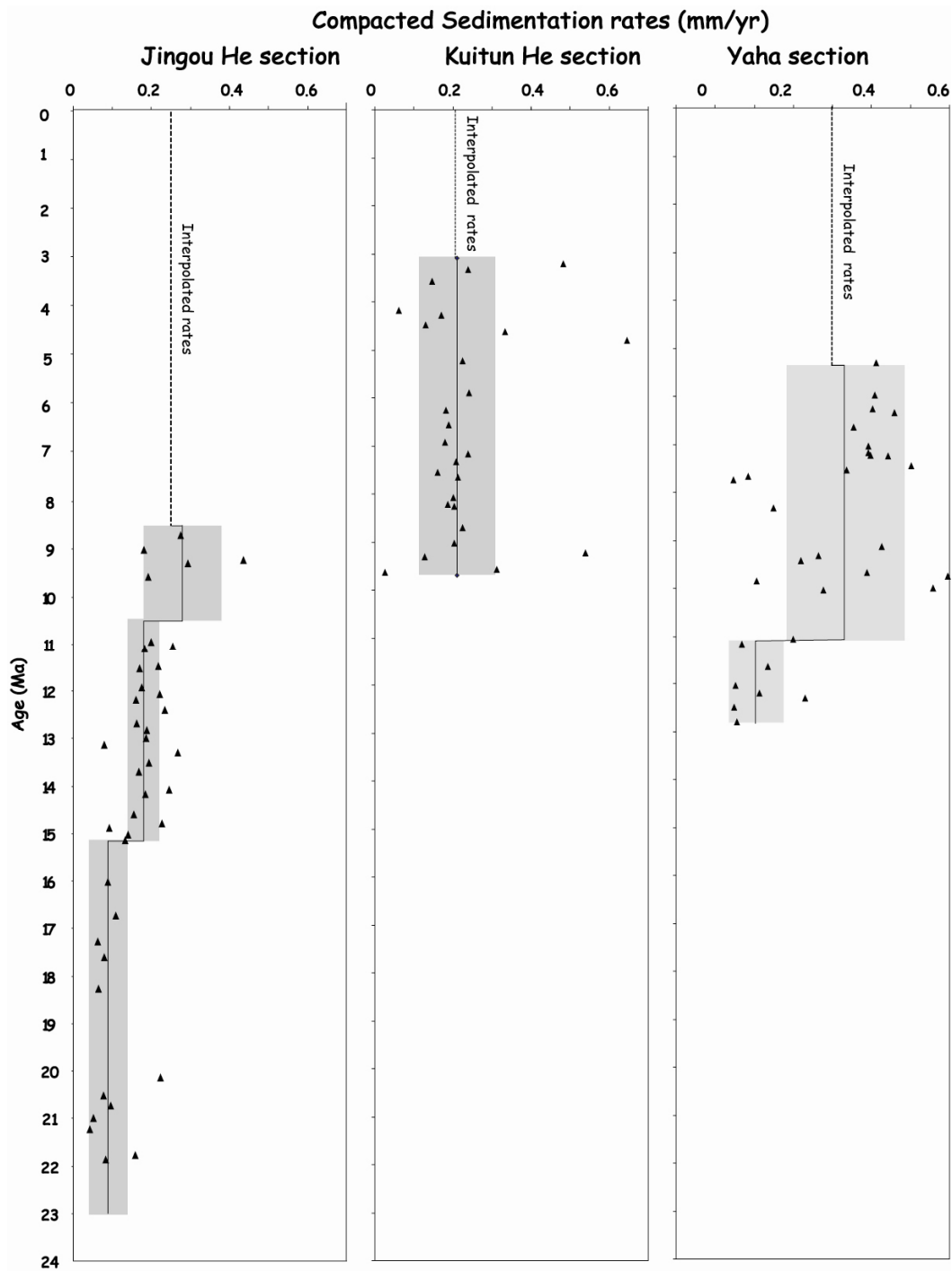


Fig. 6 : compacted sedimentation rates with respect to time in the three magnetostratigraphic sections. Heavy solid line show the averages sedimentation rate over the last ~10 Ma; 1σ uncertainties in gray

First let us consider the Anjihai and the Yakeng anticlines. The seismic lines indicated that both are detachment folds (Dengfa et al., 2005). Across such detachment fold, in the

hypotheses that no bed parallel shear occur, shortening of pregrowth strata should be constant while shortening of growth strata should decrease with time. Considering a given deformed horizon located above the detachment layer, one can calculate the 'excess area' (Epard and Groshong, 1993; Hubert Ferrari et al., 2005) between the deformed horizon and its initial geometry obtained by interpolating the horizon linearly across the fold. In the hypothesis of conservation of bed thickness and assuming that no diapirism, the excess area is equal to the shortening time the thickness above the detachment layer (e.g Hubert Ferrari et al., 2005). Pregrowth strata should be characterized by a linear relationship between excess area and thickness while growth strata should present a non-linear relationship. In the south Tianshan, from seismic line run across the Yakeng anticline at the Yaha longitude, Hubert Ferrari et al. (2005.) calculated the excess area of about 30 horizons and found that the growth strata are localized about ~2.5 km above a detachment layer located at ~4km in depth. Based on magnetostratigraphic constraints on sedimentation rates along the nearby Yaha sections (Charreau et al., 2005b) Hubert Ferrari et al. (2005.) found that the beginning of the fold growth probably started by ~5 Ma at the Yaha longitude and the total shortening is about ~1.2 km giving an average shortening of ~0.24 mm/yr.

Here we use the same approach on the Anji Hai He anticline. From analyses of the seismic line across the Anjihai He anticline (Fig. 7a) we supposed that the detachment layer is located at ~6.5 km in depth and may correspond to the lower Jurassic Kelizenuer formation which is a notably coal rich formation. We plot on Fig. 7c the excess area of several horizons against the stratigraphic thickness. Ages of horizons were calculated based on the sedimentation rates profile (Fig 7d) that was constrained by our magnetostratigraphic study of the nearby Jingou He section (Charreau et al., in prep.). From this approach, it turns out that the fold growth probably started by ~8 Ma and then accelerated by ~3 Ma (Fig. 7e). The average of the total shortening is of 2.5 km giving an average shortening rate of ~0.3 mm/yr during the last 8 Ma with a slow period until 3 Ma with a shortening rates of ~0.21 mm/yr and then acceleration to ~0.48 mm/Yr (Fig. 7e). (These results are really preliminary and should be taken with cautious and would be greatly improve with a depth corrected seismic line). This is only a minimum estimate of the shortening rate since the thrust fault within the core of the Huoerguosi anticline is active since it cuts and offsets Holocene fluvial terraces (Avouac et al, 1993).

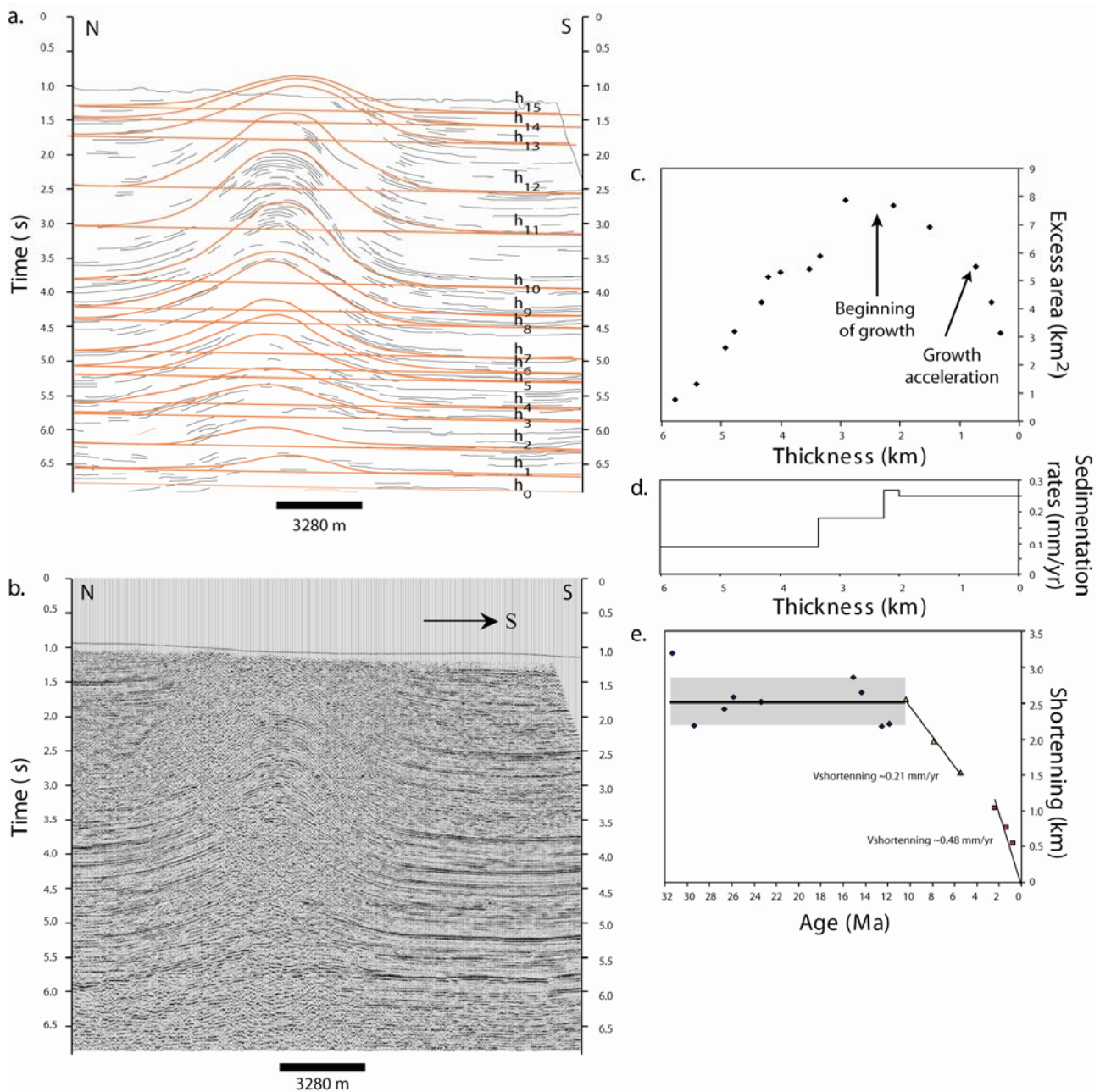


Figure 7 : (a) line drawing analyses of the seismic line run across the Anjihai He anticline; (b) uninterpreted seismic line (c) diapiric area against thickness; (d) evolution of sedimentation rates with respect to the thickness; (e) shortening with respect to time

Growth strata may also be identified using geomorphic and structural measurements together with magnetostratigraphic constraints (Avouac et al., in prep). Indeed, in a mature fold-bend fold, uplift along the section may be deciphered from topographic folded terraces. In the case of no growth strata, uplift at any point along the section should be equal to the product of the sine of local dip angle and the shortening across the fold. When the beds postdate the

fold initiation this simplistic relation is not verified and thus permits to identify precisely the location of growth strata along a section. Giving the location of the growth strata and age of sediments constrained by magnetostratigraphy one can calculate easily the deformation rates across the fold. This method is valid under two main assumptions that are (1) the fold is a mature fold-bend fault with beds at the surface being parallel to the fault at depth and (2) bed thickness is conserved during fold growth. Thus Avouac et al. (in prep) used this approach on the Dushanzi anticline where several terraces exist and were actively measured and dated (Molnar et al., 1994, Poisson et Avouac, 2004). Using these measurements added with structural ones and giving magnetostratigraphic constraint of Charreau et al. (2005), Avouac et al. (in prep) found that growth of the Dushanzi anticline probably started by ~4 Myr with a total shortening of ~4 km giving a long term shortening rate of ~1 mm/yr which is somewhat lower than the Holocene rate of $\sim 3 \pm 0.3$ mm/yr.

Constraints on erosion rates from U-Th/He and cosmonucleid dating

Cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be datation from actual river sand

Cosmic rays induce in situ nuclear reactions that produce rare nucleides (^{26}Al , ^{10}Be ...) within minerals and thus soils and rocks. The production of these nucleid decreases exponentially with depth and is erosion dependant. Cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be analyses in detrital quartz have been used to calculate the erosion rates of a whole catchment basin (e.g Brown et al., 1995). We collected one sample of actual sand in the Kuitun He river bed close to the Dushanzi city. ^{10}Be and ^{26}Al of sand quartz concentrations were measured by mass accelerator spectrometry at the Center for Accelerator Mass Spectrometry of the Lawrence Livermore National Laboratory. Analyses give ^{10}Be age of 4577 ± 2022 yrs while ^{26}Al age is of 4564 ± 849 yrs giving an average erosion rates on the catchment basin of ~0.1 mm/yr.

U-Th/He datation of detrital zircon and apatite grains

U-Th/He dating is based on the accumulation of ^4He from U and Th decays in crystals. Accumulation is effective under a given temperature above which He diffuses across crystals. Usually dated grains are apatite and zircon crystals because they are commonly U and Th rich. Their closure temperatures are respectively of 65-80°C (e.g Wolf et al., 1996) and 171-196°C (Reiners et al., 2004). Thus U-Th/He ages might be interpreted as ages of cooling

throw very low temperatures and may be used to decipher the late exhumation history of a mountain growth.

We collected 5 samples of sandstone along the Kuitun section and 5 samples along the Yaha section. (5 samples were also collected along the Jingou He section but these samples were damaged during transport from China). From the Kuitun section only 3 samples provided sufficient apatite grains to be dated and 4 yielded sufficient zircon grains. Unfortunately the Yaha samples didn't yield enough grains.

Samples were analysed at the Noble Gas Laboratory at California Institute of Technology (Caltech). Crystals were selected by hand-picking and microscopic analysis on the basis of morphology, size, and absence of visible defects and inclusions (especially for apatite). The dimensions of the grains were measured in order to determine the necessary alpha-emission correction (Ft) (Farley et al., 1996). Analysed grains in this study present relatively uniform size with dimensions of ~56 μm and ~245 μm in length, ~56 μm and ~263 μm in width respectively for apatite and zircon. Grains were put in platinum aliquot with 1 grain for apatite measurement and 2 grains for zircon measurements and we analysed 4-5 aliquots per sample. Helium of apatite and zircon grains were extracted following the method developed by House et al. (2000) by heating Pt aliquot to 1000°C using a Nd-YAG laser and then He content was analysed using an isotope dilution (^3He spike) quadrupole mass spectrometry system. Crystals were then dissolved by HNO_3 and U and Th composition of grain was determined by inductively coupled plasma mass spectrometry measurement (ICP-MS) at the Caltech Laboratory. Ages were computed using U, Th and He composition and then corrected from alpha emission with the Ft parameter. Note that α -emission corrections (Ft) assume that U and Th are homogeneous distributed (Farley et al., 1996; Jolivet et al., 2003)

Table 1 presents results on both zircon and apatite grains. Age of apatite grains range from 28.4 Ma to 323.0 Ma but most of them are younger than ~150 Ma and relatively well distributed with respect to time and along the section (Fig. 8a). Zircon ages are older and range from 139.8 Ma to 305.9 Ma but 9 of the 14 grains present cluster ages between 210 and 260 Ma (Table 1 and Fig. 8a).

As these ages are strictly older than sediments depositional ages inferred from magnetostratigraphy, we can conclude that grains did not underwent sufficient burring by sedimentation and subsidence. Thus these detrital ages are related to the exhumation history of rocks within the Tianshan range and we can use the lag-time concept to calculate the late Cenozoic erosion rates of the Tianshan.

Sample N°	Magnetostratigraphic site N°	U (ppm)	Th (ppm)	He (nmol/g)	mass (ug)	mean r (μm)	mean l (μm)	Ft	Age (Ma)	Corrected age (Ma)
<i>Apatite</i>										
KTN125(a)	125	5.8	16.1	5.3	8.9	74.3	300.0	0.80	101.5	125.9
KTN125(b)	125	6.8	21.6	4.4	4.6	51.4	325.7	0.74	68.1	91.9
KTN125(c)	125	4.9	12.3	0.9	4.1	57.1	231.4	0.75	21.5	28.6
KTN125(d)	125	63.1	211.4	67.6	2.3	45.7	205.7	0.70	109.4	156.3
KTN300(a)	300	7.8	15.7	2.6	6.9	68.6	274.3	0.79	41.3	52.1
KTN300(b)	300	10.7	25.9	5.5	4.3	68.6	171.4	0.77	59.6	77.3
KTN300(c)	300	13.2	40.4	2.5	3.2	45.7	282.8	0.71	20.2	28.4
KTN300(d)	300	5.6	14.9	1.1	1.9	45.7	171.4	0.69	21.8	31.5
KTN400(d)	400	3.6	8.8	0.9	4.0	62.9	188.6	0.76	29.6	38.9
KTN400(a)	400	40.6	89.3	31.3	5.1	62.9	240.0	0.77	92.7	120.0
KTN400(b)	400	10.6	40.2	24.4	2.7	40.0	308.6	0.68	220.7	323.0
KTN400(d)	400	185.1	3.4	95.0	3.4	51.4	240.0	0.74	93.1	124.6
<i>Zircon</i>										
KTN-125 (b)	125	51.9	33.4	39.7	69.9	72.9	342.8	0.86	120.9	139.8
KTN 125 (c)	125	240.4	96.1	226.8	23.1	52.9	222.8	0.81	156.2	193.2
KTN 125 (d)	125	323.7	123.6	342.3	18.5	47.1	225.7	0.79	175.4	221.7
KTN 300 (a)	125	318.1	136.9	327.7	18.0	47.1	217.1	0.79	169.3	214.1
KTN 300 (b)	300	208.5	104.5	269.5	30.6	58.6	231.4	0.83	208.4	251.3
KTN 300 (d)	300	152.4	87.6	188.7	14.6	42.9	208.6	0.77	196.8	253.7
KTN 400 (a)	400	481.3	212.3	635.8	26.7	51.4	271.4	0.81	215.5	265.4
KTN 400 (b)	400	116.7	55.8	141.7	36.4	60.0	245.7	0.84	197.0	234.4
KTN 400 (c)	400	127.7	55.8	135.8	31.8	48.6	362.8	0.81	174.3	215.3
KTN 400 (d)	400	198.1	96.8	316.3	37.2	64.3	242.8	0.83	256.7	305.9
KTN 501 (a)	501	195.7	75.9	247.9	46.8	61.4	331.4	0.84	209.1	248.1
KTN 501 (b)	501	384.6	174.5	495.4	29.9	58.6	234.3	0.82	209.7	254.0
KTN 501 (c)	501	284.6	136.7	414.8	42.4	68.6	245.7	0.84	235.3	278.2
KTN 501 (d)	501	128.0	73.5	165.7	33.4	54.3	305.7	0.82	205.7	250.3

Table 1. U-Th/He data from apatite and zircons. Ft is the alpha ejection correction after Farley et al., 1996. The error is 6% of calculated age on each individual replicate

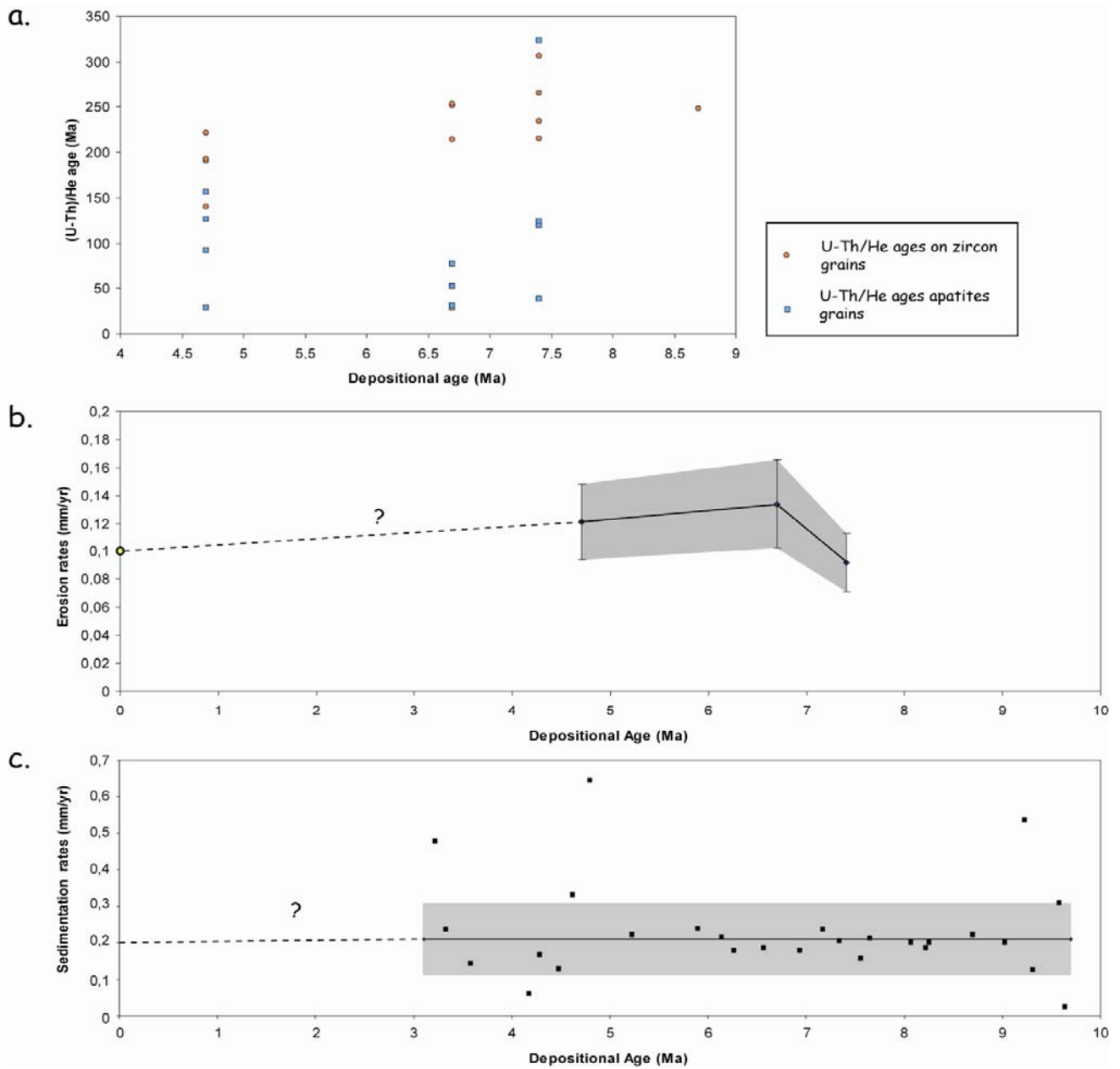


Fig. 8 : (a) U-Th/He ages of both zircon and apatite grains with respect to their stratigraphic position along the Kuitun section; (b) erosion rates deduced from the lag time concept (diamond) and cosmogenic dating (circle); (c) evolution of sedimentation rates in the Kuitun section

The lag time of a dated detrital mineral is defined as the time duration between closure and deposition (e.g Brandon et al., 1998; Bernet et al., 2001). In the hypothesis that sediments were not reworked and that time transport from erosion to deposition is negligible, lag time provides a direct measure of the time of exhumation from the depth where closure occurs to the surface where erosion is active. Given the hypotheses of thermal gradient one can calculate

the erosion rates. But if detrital grains were reworked from older sediment deposits, the transport time is not negligible giving doubt on the related erosion rates. To free from this problem we must consider only the youngest detrital ages where reworked processes had less chances to have occurred. The lag time concept was mainly used based on fission tracks analyses (e.g Brandon et al., 1998; Bernet et al., 2001) but the U-Th/He dating method is also suitable for such application because it is the lowest temperature thermochronological method. Thus from the youngest apatite age and giving the depositional age inferred from magnetostratigraphic dating, we calculate the lag time for each sampling layers (Table 2). Assuming a thermal gradient is of 30 °C/km (Ulmishek, 1984) we calculated the depth of closure giving a temperature of 72.5 ± 7.5 °C (after Wolf et al., 1996). From the lag time and the calculated depth of closure we determined erosion rates of 0.1 ± 0.02 , 0.11 ± 0.02 and 0.07 ± 0.01 mm/yr (Table 2 and Fig.8b). The errors on erosion rates were obtained considering (1) the incertitude of ± 7.5 °C on the temperature of closure and (2) the analytical error of ~6% on the age. This rates are averaged values over about 20Myr. Recent exhumation rates could have been much higher if reactivation of the Tianshan occurred much later than about 20Myr.

Site	Thickness (m)	Depositional age (Ma)	Apatite youngest age (Ma)	Lagtime (Ma)	Erosion rate (mm/yr)
125	400	4.7	28.6	23.9	0.12 ± 0.02
300	765	6.7	28.3	21.6	0.13 ± 0.02
400	975	7.4	38.8	31.4	0.09 ± 0.01

Table 2 : *erosion rates calculated from the lag time between depositional ages and U-Th/He cooling ages*

Mass transfer along the Tianshan

Calculation of sediment flux

Under the hypothesis that the relative thickness is uniform throughout the basins, from isopachs map and drill hole Métivier and Gaudemer (1997) previously reconstructed the mass accumulation history of the Junggar and Tarim basins. However, Métivier and Gaudemer (1997) considered very long interval time (~5Ma) and the chronological constraints on their data was low because of the absence of good biostratigraphic control.

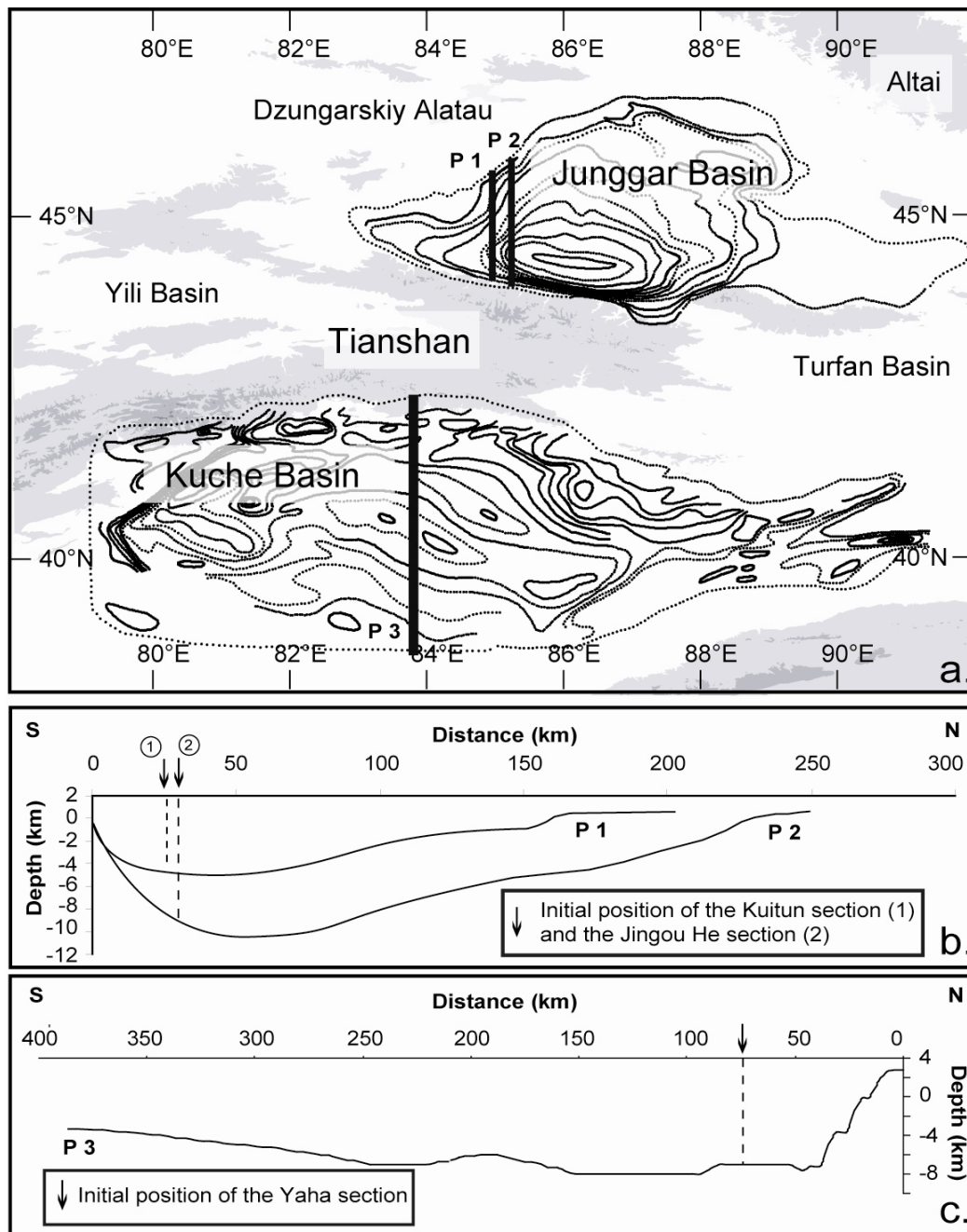


Fig. 9: (a) isopach map of both the Kuche and the Junggar basin used to calculate their total volume; (b) schematic north-south profiles of the basin basement obtained from the isopach map

In order to better document the Cenozoic sediment flux history, we built simple models of the basins following the same approach as Métiver and Gaudemer (1997) and Métiver et al. (1999) using our more detailed magnetostratigraphic ages constraints.. Assuming that the

relative thickness is uniform throughout the basins the volume V_i above a i layer in the whole basin may be expressed as follow:

$$V_i = V_0 \cdot \frac{Z_i}{Z_0}$$

Where z_i is the true depth of the i layer at a given vertical profile, z_0 is the depth of basin basement at the same profile and V_0 is the total volume of the basin. Yet, horizontal section along river in the piedmont may be considered as vertical profiles as drill hole. We thus reconstruct the sediment flux accumulation in the Junggar and the Kuche basin based on the stratigraphy constrained by our magnetostratigraphic dating along the three Yaha, Kuitun and Jingou He sections.

We calculated V_0 of both the Junggar and the Kuche basin by digitalizing isopachs map of the basement (B.G.M.R.X, 1985; Fig. 9a) and found a total volume of $\sim 430.10^3 \text{ km}^3$ and $\sim 1500.10^3 \text{ km}^3$ respectively for the Junggar and the Kuche basins. Z_i is obtained from the magnetostratigraphic thickness (giving the depth of the top of the section) and the necessary compaction correction using the solidity-depth curve developed by Métiver and Gaudemer (1997). z_0 must be estimated giving the initial position of the sedimentary column before shortening and incorporation within the piedmont.

From balanced cross section and surface structural measurements Dominguez et al. (in prep) calculated a shortening of $\sim 8 \text{ km}$, $\sim 5 \text{ km}$ and $\sim 8 \text{ km}$ respectively across the Huo'erguosi, the Dushanzi and the Quilitage anticline along our magnetostratigraphic sections. Hubert-Ferrari et al. (2005) calculated a shortening of $\sim 1.2 \text{ km}$ across the Yakeng detachment fold and from same approach we calculated a shortening of $\sim 2.5 \text{ km}$ across the Anjihai detachment fold. We thus estimate the initial position of each magnetostratigraphic section giving a total shortening of 9.2 km , 5 km and 10.5 km and found that z_0 is $\sim 7 \text{ km}$, $\sim 4.9 \text{ km}$ and $\sim 9.6 \text{ km}$ respectively for the Yaha, the Kuitun and the Jingou He sections.

We calculate the sediment volume and flux for each polarity intervals of our three magnetostratigraphic columns. We also calculated the sediment flux and volume based on the thickness of the Chinese stratigraphic formations given in Métiver (1996). Figure 10 shows the sediment flux with respect to time for both the Kuche and the Junggar basin. On both sides of the Tianshan fluxes seems to be relatively high during Permian time and then remains relatively low until late Cenozoic where they rapidly increase.

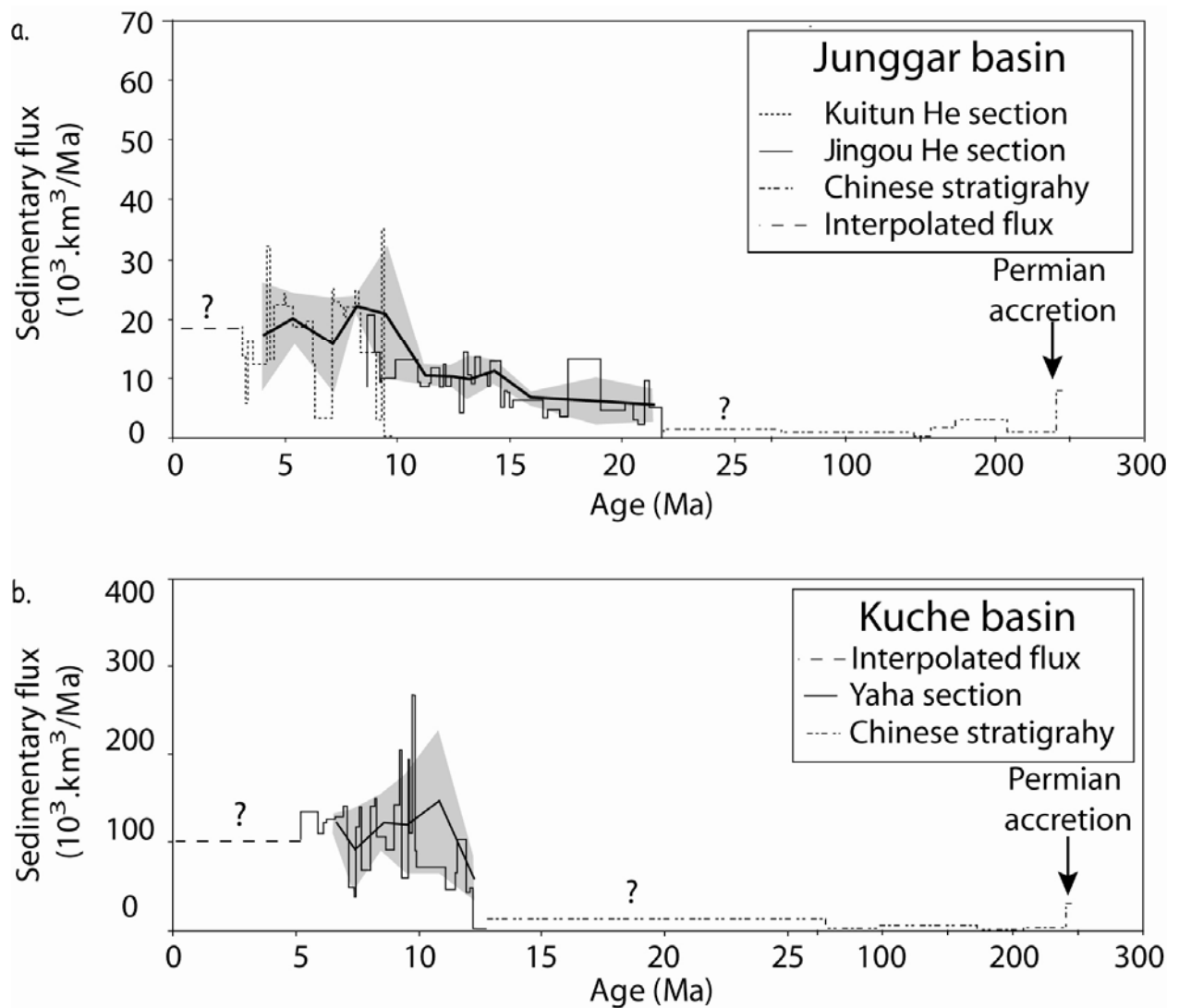


Fig. 10 : sediment flux evolution of both the Junggar (a) and the Kuche basin (b) based on the hypothesis of uniform relative thickness. Heavy solid line show the averages of a sliding windows shifted every 5 magnetic chronos; 1 σ uncertainties in gray

Over the last 25 Ma the sediment flux delivered to the Junggar basin increased from ~ 3 to ~ 60 km^3/Ma with periods of significant acceleration by ~ 15 Ma and ~ 11 Ma. In the south the sediment fluxes delivered to the Kuche basin during the last 15 Myr increases from ~ 50 km^3/Ma to ~ 260 km^3/Ma with a noticeable acceleration by ~ 11 Ma.

Evidence for diachronic deposition of the Xiyu formation and rates of propagation of sediment

In the Yaha piedmont a seismic line was ran across the Yakeng anticline close to the Yaha section. This profile shows important seismic facies changes that we may interpret as a sedimentological change from the conglomerate Xiyu formation to the Neogene Kuche formation that is mainly constituted by mudstone to coarse sandstone. At the transition from the Xiyu conglomerate to the Kuche formation seismic reflectors are characterized by onlap geometry meaning that the deposition of the Xiyu formation was diachronous in place. Given the average sedimentation rate of $\sim 0.3 \pm 0.02$ mm/yr calculated above, we estimated deposition age of the base of the Xiyu formation at several point along the seismic profile (Fig. 11a). Thus from the ages and giving the horizontal distance we found that the Xiyu formation propagate to the south at a rate of $\sim 6.2 \pm 7.3/5.3$ mm/a in the Kuche basin. (to calculate the error bars we estimate age error of 100 kyr and depth error of 100 m)

On the northern Tianshan piedmont from our own magnetostratigraphic column along the Kuitun section (Charreau et al., 2005a) we date the age of deposition of the Xiyu formation at ~ 4.8 Ma while 5 km to the west and, from the reinterpretation of the magnetostratigraphic column of Sun et al. (2004), we found that the age of deposition may be ~ 4.2 Ma (Charreau et al., 2005a).

Moreover in the Jingou He section that is about 60 km west of the Kuitun section, from magnetostratigraphy we found that the limit between the Dushanzi Neogene formation and the Xiyu formation is ~ 8.1 Ma (Charreau et al., in prep). From satellite Landsat image analyses we traced the limit between the Dushanzi Neogene formation and the Xiyu formation. On figure 11b point A and B represent the limit between the Dushanzi and the Xiyu formation respectively along the Kuitun and the Jingou He sections where our magnetostratigraphic sections give coefficient age controls.

We then estimated the horizontal distance from these two points to the $44^\circ 30' \text{N}$ parallel that represent our reference line. Distance from point A was corrected from shortening across the

Dushanzi ramp anticline while distance from point B was corrected from shortening across both the Anjihai and the Huo'erguosi anticlines. Indeed as fold and fault activation is younger than the deposit of the Xiyu formation the initial distance between the Xiyu/Dushanzi limit and our reference line has been reduced by shortening across the piedmont. Thus giving our magnetostratigraphic ages and the initial horizontal distance that we calculated we found that the Xiyu formation propagate to the north at a rate of $\sim 2.5 \pm 7.1/1.7$ mm/a (again to calculate the error bars we used age errors of 100 kyr and depth errors of 100 m).

Discussion

Cenozoic building and erosion of the Central Tianshan

From sedimentation rates together with rock magnetism parameters that give information on the hydrodynamic regime during sedimentation, we previously conclude based on the three magnetostratigraphic Kuitun, Yaha and Jingou He sections that accumulation rates increase in three steps by 24-21 Ma, 15 Ma and 11 Ma (Charreau et al., 2005b; Charreau et al., in prep). But, as pointed out by Métivier and Gaudemer (1997) and Métivier et al., (1999), sedimentation rates estimated from a single section might not be representative of the evolution of the total flux of sediments. Yet, sedimentation rates at one point are strongly dependant of the position in the basin and it is not straightforward to compare different sedimentation rates from different profile. For example in the Kuitun section from magnetostratigraphy we found that the average sedimentation rates is of ~ 0.21 mm/yr from 3.1 to ~ 10.5 Ma while in the nearby Jingou He section we found that the sedimentation rates may be slightly higher with a value of 0.28 mm/yr from ~ 11 Ma to ~ 8 Ma. To convert sedimentation rates along a single profile into a volumetric acculation rate we need to take into account the geometry of the basin in 3-D. We thus calculated the sedimentary flux history based on our magnetostratigraphic studies and the hypothesis of uniform relative thickness initially proposed by Métivier et al. (1999) and Métivier and Gaudemer (1997). However, this hypothesis may be seen as tentative in particular for continental foreland basins where geometry of sedimentary body are often more complex. Based on seismic lines across both the piedmonts and the basins, we believe that it represents a good first approximation of the geometry of the sedimentary filling.

We start the discussion with the Junggar basin where we combined two sections to reconstruct the sediment flux history and where the Tianshan is undoubtedly the main source of sediments. The sediment flux show two main important accelerations by 15 Ma and then by

~11 Ma and long term stable fluxes intervals from 15 Ma to 11 Ma and then from 11 Ma to ~3Ma. Such sedimentary fluxes acceleration may be due to ever tectonics changes or heightened erosion but discriminating between both is not straightforward (e.g Molnar et al., 1990). But as we already discuss in a previous paper (Charreau et al., 2005b) rapid sedimentation fluxes acceleration may be explained by two different models with ever uplift alone acceleration due to tectonics or erosion acceleration due to climate. In first case, if uplift acceleration is not compensated by higher erosion rate, the range will continually growths giving larger eroded surface and thus increasing sediment flux. In second case if the higher erosion rates are not compensated by higher rock uplift rates, the topography of the range and the sediment flux will decrease (e.g Lague et al., 2003; Babault et al. 2005). Our data show that sedimentation fluxes remains relatively constant after about 10Ma. Thus neither accelerated uplift or enhanced erosion considered alone may explain the observed acceleration of sediment flux by 15 Ma and 11 Ma. We need therefore to consider the alternative model where uplift and erosion are coupled. Thus, we believe that by ~15 Ma the Tianshan range may have underwent rapid uplift acceleration with a rising topography that is rapidly stabilized as compensated by heightened erosion rates that give higher sediment fluxes delivered to the basin. After that the range may have approached some steady state with relatively constant topography and sediment fluxes until ~11 Ma when a second similar event may have occurred. The sediment fluxes acceleration observed by ~11 Ma on the northern Junggar basin is located at the transition zone from sediment fluxes calculated from the Jingou He section and sediment fluxes calculated from the Kuitun section. Given that this change is also seen in the evolution of sedimentary flux to the Kuche basin (Fig. 10), we believe that it is not an artifact. In addition, Bullen et al. (2001) from U-Th/He and fission tracks analyses in the Kyrgyz Tianshan have documented accelerated uplift also by ~11 Ma. Based on magnetostratigraphic constraints on the age of growth strata we have seen that the frontal Anjihai he detachment fold was activated by ~8 Ma while Avouac et al. (in prep) and Hubert-Ferrari et al. (2005) show that the folding of Dushanzi anticline and the south similar Yakeng anticline probably started by ~4 Ma and ~5 Ma respectively. Yet, the Yakeng, the Dushanzi and the Anjihai anticline are the most frontal folds generate by the propagation of the deformation toward the basin and should be the youngest of the Kuche and south Junggar piedmont. Piemont deformation thus probably started much earlier.

Altogether tectonic reactivation started quite early, may be around 24 Ma as suggested from fission tracks analyses of detrital apatites from Mesozoic units along the Piedmont Hendrix et al. (1994) and Dumitru et al. (2001). Such an early age would be consistent with the Paleogene unconformity within the Xigou anticline in the north (stop 22, Dengfa et al., 2005) and a ~25Ma old unconformity in the southern piedmont (in south near the Kuche city, Dengfa et al., 2005).

However, the main phase of uplift which created the modern Tianshan topography probably started much later by about ~15 Ma. Another possibility is that the time lag between the early reactivation and the increased of erosion rate would reflect the time needed to create a high topography with enough relief to enhance mass wasting processes, or the time needed for the drainage to attain a mature stage. This is a plausible scenario, because of the slow deformation rates in the Tianshan (without erosion it would take about 10Myr to thicken the crust enough to create the present topography starting from a 35km thick crust with elevation at sea level). Also such a time lag between onset of uplift and increased sedimentary flux has been observed in analogue experiment and shown to relate to the evolution of the drainage network (Lague et al, 2003). After about 11Ma a relatively stable tectonic and erosional regime similar to the current conditions was established.

Erosion rates

The cluster ages of zircon grains around 200-250 Ma means that rock uplift remains very low since late Permian despite the reactivation of the range due to the India –Asia collision, and evidences for some tectonics during Jurassic time (Dumitru et al., 2001; Jolivet et al., in prep., see ANNEXE). Also the distribution of U-Th/He ages on apatite grains show a widespread range of ages since ~150 Ma. This means that since late Permian the average erosion rates probably remain low when comparing to other active ranges. The youngest ages lag by about 20Myr before the depositional ages suggesting average rates of erosion over that period of the order of .1mm/yr..

Our analysis indicates that the flux of sediment eroded from the Tianshan reached a plateau of $\sim 140 \pm 50 \text{ km}^3/\text{Myr}$ after about 10Ma. This volumetric estimate was corrected for sediment compaction. Given the area of the Tianshan presently drained by these basins, the sedimentary flux imply erosion rates of the order of 0.3-0.5 mm/yr in northern Tianshan and about 0.8-1 mm/yr in southern Tianshan over the last 10Myr. These rates are larger than those inferred from U-Th/He cooling ages or from the cosmogenic dating of sand from the Kuitun river.

The present low erosion rates of ~ 0.1 mm/yr inferred from cosmogenic dating may traduce the relative inefficacy of sediment transport under the current arid conditions in the Tian Shan area. Erosion rates deduce from the U-Th/He ages of detrital zircons are also quite smaller. should be considered as minimum value and correspond to the average erosion rate over a longer period greater than ~ 20 Ma. However these data seem to suggest rates of a few 0.1 mm/yr at most, lower than those estimated from the sedimentary budget. Others complementary dating are needed to better constrained these preliminary results.

Significance of the Xiyu Formation

We show evidence for diachronic deposition of the Xiyu formation along both sides of the Tianshan. In the Aksu piedmont along the Atushi-Talanga anticline and along the Boguzihe and the Ganhangou magnetostratigraphic sections, Chen et al. (2002) similarly show longitudinal and lateral important age variations of the basal deposition in order of 1 to 2 million years over less than 5 km. In the same area, from structural constraint with balanced cross section along the frontal piedmont thrust and fold belt, Sharer et al. (2004) show also structural evidence for diachronic deposition of the Xiyu with depositional age up to ~ 8 Ma (Sharer, oral communication). Thus tectonic or climatic related interpretations of the Xiyu formation and similar large conglomeratic units deposited in central Asia must be taken with cautious in absence of confident age control.

Our interpretation is that this gravel sheet was prograded over the foreland as it was underthrusting beneath the orogenic wedge. We reject the common assumption that these conglomerates would reflect climate change or a particular episode of thrusting and uplift of the Tian Shan.

Shortening across central Tianshan

Despite some evidence of active deformation within the range (Jolivet et al., in prep., see ANNEXE), most of the deformation is probably accommodated by both piedmonts that may present similar deformation rates. The summation of the shortening rates across the southern and northern piedmont is probably close to the 6mm/yr inferred from GPS measurements.

We found that the propagation rate of the Xiyu formation is about ~ 6.2 mm/yr to the south and ~ 2.5 mm/yr to the north. If the width of the orogen is assumed constant ($W = \text{cst}$) then the total shortening rate would be ~ 8.7 mm/yr. In fact accretion of early thrust sheet to the front both north and south of the range must have contributed to increasing the width of the range, while

internal shortening may have contributed to reduce it. We tend to think that accretion probably dominated. It seems possible that since about 10Ma the shortening rate has been constant and close to the 6mm/yr present shortening rate, while the width of the range would have grown by 2-3mm/yr.

Conclusion

By combining age constraints from magnetostratigraphic sections and available information on the geometry of the sedimentary units in the Kuche and Dzungar basin we have shown that the sediment flux of material eroded from the Tian Shan increased in two steps around 15 and 11 Ma, and has changed much over the last 10Myr. The progradation of the Xiyu gravel sheet over both piedmonts indicates that over the last about 8Myr continuous underthrusting of the Tarim basin and Dzungar basin has absorbed a maximum of 8.7 mm/yr. The previous interpretation that the Xiyu formation marks the transition to enhanced erosion rates driven by climate change 2 to 4 Myr ago is rejected. Also it doesn't either mark a particular tectonic episode but is simply the proximal facies of the sediments shed to the piedmonts since the topography of the range and its drainage system reached some mature stage probably about 10-15 Myr ago.

References

- Abdrakhmatov, K.Y., Aldazhanov, S.A., Hager, B.H., Hamburger, M.W., Herring, T.A., Kalabaev, K.B., Makarov, V.I., Molnar, P., Panasyuk, S.V., Prilepin, M.T., Reilinger, R.E., Sadybakasov, I.S., Souter, B.J., Trapeznikov, Y.A., Tsurkov, V.Y., and Zubovich, A.V., 1996, Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements crustal deformation rates: *Nature*, v. 384, p. 450-453.
- Avouac, J.-P., and Burov, E.B., 1996, Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 17747.
- Avouac, J.-P., Charreau, J., Dominguez, S., Bernard, S., Yan, C., Gilder, S., and Poisson, B., Measuring fold growth and crustal shortening across fault-bend folds: a case study from northern Tianshan: In prep.
- Avouac, J.-P., Tapponnier, P., Bai, P., You, M., and Wang, G.A., 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*, v. 98, p. 11,791-11,808.
- Avouac, J.-P., 2003, Mountain building, erosion and the seismic cycle in the Nepal Himalaya: *Advances in Geophysics*, v. 46, p. 1-80.
- Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., and Van Den Driessche, J., 2005, Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape : An experimental approach: *Geological Society of American Bulletin*, v. 33, p. 301-304.
- Bernet, M., Zattin, M., Garver, J.I., Brandon, M.T., and Vance, J.A., 2001, Steady-state exhumation of the European Alps: *Geology*, v. 29, p. 35-38.
- Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., and Garver, J.I., 1998, Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State: *Geological Society of American Bulletin*, v. 110, p. 985-1009.
- Brown, E.T., Bourlès, D.L., Burchfiel, B.C., Deng, Q., Li, J., Molnar, P., Raisbeck, G.M., and Yiou, F., 1998, Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates abandoned alluvial fans: *Geological Society of American Bulletin*, v. 110, p. 377-386.
- Brown, E.T., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Raisbeck, G.M., and Yiou, F., 1995, Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo experimental forest, Puerto Rico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, p. 193-202.
- Bullen, M.E., Burbank, D.W., and Garver, J.I., 2003, Building the Northern Tien Shan : Integrated Thermal, Structural, and Topographic Constraints: *Journal of Geology*, v. 111, p. 149-165.
- Bullen, M.E., Burbank, D.W., Garver, J.I., and Abdrakhmatov, K.Y., 2001, Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 113, p. 1544-1559.
- Burbank, D.W., 1992, Causes of recent Himalayan uplift deduced from depositional patterns in the Ganges basin: *Nature*, v. 357, p. 680-683.
- Burchfiel, B.C., Brown, E.T., Qidong, D., Li, J., Feng, X., Molnar, P., Shi, J., Wu, Z., and You, H., 1999, Crustal Shortening on the Margins of the Tian Shan, Xinjiang, China: *International Geology Review*, v. 41, p. 663-700.
- Bureau of Geological and Mineral Resources of the Xinjiang Uygur Autonomous region, 1985, Geological map of the Xinjiang Uygur Autonomous Region, China: China Geological Printing House.

- Burtman, V.S., 1975, Structural geology of the Variscan Tian Shan, USSR: American Journal of Science, v. 275-A, p. 157-186.
- Carroll, A.R., Graham, A.S., Hendrix, M.S., Ying, D., and Zhou, D., 1995, Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China : Sedimentary record of the Northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar Basins: Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 571-594.
- Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Dominguez, S., Avouac, J.-P., Sen, S., Graveleau, F., and Yongan, L., Uplift pulses of the Tianshan mountains recorded in the Neogene Jingou He section (Northwest China): from magnetostratigraphic and rock magnetism constraints: In prep.
- Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Dominguez, S., Avouac, J.-P., Sevkett, S., Dongjia, S., Yangan, L., and Wei-Ming, W., 2005a, 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, v. 230, p. 177-192.
- Charreau, J., Gilder, S., Chen, Y., Dominguez, S., Avouac, J.-P., Sevkett Sen, S., Jolivet, M., Li, Y., and Wang, W., 2005b, Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tianshan Mountains: Geology, v. submitted.
- Chen, H., Lin, X.L., Guan, K.N., and Xu, J.M., 1994, Early Pleistocene deposits and its lower boundary (Q/N) in Tian Shan MT, Xinjiang Region: Quaternary sciences, v. 1, p. 38-47.
- Chen, H., Yang, S., Shaw, J.H., Chen, X., and Xiao, A., 2005, The Deformation In Southern Tarim Basin, in Suppe, J., ed., International conference on theory and application of fault-related folding in foreland basin: Beijing.
- Chen, J., Burbank, D.W., Scharer, K.M., Sobel, E., Yin, J., Rubin, C., and Zhao, R., 2002, Magnetostratigraphy of the Upper Cenozoic strata in the Southwestern Chinese Tian Shan: rates of Pleistocene folding and thrusting: Earth and Planetary Science Letters, v. 195, p. 113-130.
- Dengfa, H., Suppe, J., Geng, Y., Shuwei, G., Shaoying, H., Xin, S., Xiaobo, W., and Chaojun, Z., 2005, Guide book for field trip in south and north Tianshan foreland basin, Xinjiang Uygur Autonomous Region, China, International conference on theory and application of fault-related folding in foreland basins: Beijing, p. 77.
- Dumitru, T.A., Zhou, D., Chang, E.Z., Graham, A.S., Hendrix, M.S., Sobel, E.R., and Carroll, A.R., 2001, Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, in Hendrix, M.S., and Davis, G.A., eds., Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia : From continental assembly to intracontinental deformation: Boulder : Colorado, Geological Society of America Memoir 194, p. 71-99.
- Epard, J.-L. & Groshong, R. H. J., 1993, Excess area and depth to detachment. The American Association of Petroleum Geologists. 77, 1291-1302
- Fu, B., Lin, A., Kano, K.-i., Maruyama, T., and Guo, J., 2003, Quaternary folding of the eastern Tian Shan, northwest China: Tectonophysics, v. 369, p. 79-101.
- Gao, J., Li, M., Xiao, X., Tang, Y., and He, G., 1998, Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China: Tectonophysics, v. 287, p. 213-231.
- Hendrix, M.S., Dumitru, T.A., and Graham, A.S., 1994, Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan : An early effect of the India-Asia collision: Geology, v. 22, p. 487-490.
- Hendrix, M.S., Graham, A.S., Carroll, A.R., Sobel, E.R., McKnight, C.L., Schulein, B.J., and Wang, Z., 1992, Sedimentary record and climatic implications of deformation in the

- Tian Shan : Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan Basins, northwest China: *Geological Society of American Bulletin*, v. 104, p. 53-79.
- Hubert-Ferrari, A., Suppe, J., Gonzalez-Mieres, R., and Xin, W., 2005, Surface Effects Of Active Folding, Illustrated With Examples From The Tianshan, *in* Suppe, J., ed., International conference on theory and application of fault-related folding in foreland basin: Beijing.
- Jolivet, M., Dominguez, S., Charreau, J., Avouac, J.-P., Chen, Y., Gilder, S., Farley, K.A., Li, Y., and Lindsey, H., Low erosion rates, reactivated tectonic structures and active deformation: the Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the Bayanbulak basin, Central Tianshan.: In prep.
- Lague, D., Crave, A., and Davy, P., 2003, Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. doi:10.1029/2002JB0011785.
- Métivier, F., 1996, Volumes sédimentaires et bilans de masses en Asie pendant le Cénozoïque: Paris, Université Paris VII.
- Métivier, F., and Gaudemer, Y., 1997, Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics: *Geophysical Journal International*, v. 128, p. 1-17.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., and Michel, K., 1999, Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic: *Geophysical Journal International*, v. 137, p. 280-318.
- Molnar, P., Brown, E.T., Burchfiel, B.C., Deng, Q., Feng, X., Li, J., Raisbeck, G.M., Shi, J., Wu, Z., Yiou, F., and You, H., 1994, Quaternary Climate Change and the Formation of River Terraces across Growing Anticlines on the North Flank of the Tien Shan, China: *Journal of Geology*, v. 102, p. 583-602.
- Molnar, P., and England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?: *Nature*, v. 346, p. 29-34.
- Peizhen, Z., Molnar, P., and Downs, W.R., 2001, Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates: *Nature*, v. 410, p. 891-897.
- Poisson, B., and Avouac, J.-P., 2004, Holocene Hydrological Changes Inferred from Alluvial Stream Entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China): *Journal of Geology*, v. 112, p. 231-249.
- Reigber, C., Michel, G.W., Galas, R., Angermann, D., Klotz, J., Chen, J.Y., Papschev, A., Arslanov, R., and Tzurkov, V.E., Ishanov, M.C., 2001, New space geodetic constraints on the distribution of deformation in the Central Asia: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 191, p. 157-165.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., and Zanetti, K.A., 2004, Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 1857-1887.
- Scharer, K.M., Burbank, D.W., Chen, J., Weldon, R.J., Rubin, C., Zhao, R., and Shen, J., 2004, Detachment folding in the Southwestern Tian Shan-Tarim foreland, China: shortening estimates and rates: *Journal of Structural Geology*, v. 26, p. 2119-2137.
- Sun, J., Zhu, R., and Bowler, J., 2004, Timing of the Tianshan Mountains uplift constrained by magnetostratigraphic analysis of molasse deposits: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 219, p. 239-253.
- Suppe, J., Hubert-Ferrari, A., and Xin, W., 2004, The long active Tianshan thrust belt, Kuche, Xinjiang China: AGU Fall meeting.

- Tapponnier, P., and Molnar, P., 1979, Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 3425-3459.
- Ulmishek, G., 1984, Geology and petroleum resources of basins in western China: Argonne National laboratory Report ANL/ES-146, p. 131.
- Wang, C.-Y., Yang, Z.-E., Luo, H., and Mooney, W.D., 2004, Crustal structure of the northern margin of the eastern Tien Shan, China, and its tectonic implications for the 1906 M_w7.7 Manas earthquake: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, p. 187-202.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., and Silver, L.T., 1996, Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4231-4240.
- Zheng, H., C.M. Powell, Z. An, J. Zhou, and G. Dong, Pliocene Uplift of the northern Tibetan Plateau, *Geology*, 28, 715-718, 2000.

Chapitre IV : Conclusions et perspectives



Chapitre IV : Conclusions et perspectives

1. Histoire tectonique et âge de réactivation du Tianshan : conséquences sur la déformation en Asie

1.1. *Age de réactivation et phases de construction de la chaîne au cours du Néogène*

Une des problématiques majeures qui nous a occupés dans ce mémoire fut la détermination de l'âge de réactivation du Tianshan en réponse à la collision Inde-Asie. En effet, il existait un flou notable à ce sujet, car si certaines études précédentes estimaient que la réactivation de la chaîne s'est déroulée à la transition Oligo-miocène autour de ~24 Ma (Windley et al., 1990; Hendrix et al., 1994, Dumitru et al., 2001), d'autres plaçaient la réactivation au Néogène moyen entre 11 et 17 Ma (Avouac et al., 1993 ; Métiver et Gaudemer, 1997, Bullen et al., 2001 et 2003) alors que par exemple Burchfiel et al. (1999) voyaient dans la présence de l'importante formation conglomératique de Xiyu une preuve d'activité majeure au Plio-Pleistocène.

Tout d'abord, d'après notre étude il apparaît peu probable que la formation conglomératique de Xiyu traduise une phase tectonique majeure récente. En effet, l'extrapolation des vitesses sédimentaires depuis le sommet des différentes coupes magnétostratigraphiques jusqu'à la

surface, montre qu'elles n'ont probablement pas beaucoup changé, et ceci malgré la puissante unité conglomératique, ce qui peut paraître étonnant. Les flux sédimentaires sont ainsi probablement restés relativement constants depuis ~10 Ma ce qui n'est pas compatible avec une accélération de la déformation et de l'érosion à cette période. Par ailleurs les contraintes temporelles apportées par les études magnétostratigraphiques montrent que les âges de déposition de la formation de Xiyu peuvent varier de plusieurs millions d'années à quelques dizaines de kilomètres de distance. La formation de Xiyu est donc probablement diachrone et ne traduit donc pas un événement global et synchrone sur l'ensemble de la chaîne.

Les vitesses de sédimentation déduites de nos études magnétostratigraphiques montrent deux périodes d'accélération importantes à ~15 Ma et ~11 Ma qui correspondent à de probables changements hydrodynamiques mis en évidence par l'étude du magnétisme des roches (principalement l'ASM). De plus, à partir d'un modèle structural simple du remplissage sédimentaire des bassins Junggar et Kuche nous avons montré que ces changements de vitesse correspondent probablement également à des changements de flux sédimentaire qui traduisent une érosion et une tectonique plus intenses. La phase majeure semble se dérouler à ~15 Ma et pourrait ainsi correspondre à l'âge de réactivation suivie d'une accélération de la surrection et de l'érosion à ~11 Ma. Ces âges sont par ailleurs confirmés par d'autres études magnétostratigraphiques ou thermochronologiques réalisées sur la chaîne.

Cependant, nous avons mis également en évidence à ~21 Ma des changements de conditions hydrodynamiques sans accélérations marquées des vitesses de sédimentation. Ce premier événement pourrait aussi correspondre au début de la réactivation du Tianshan puisque les analyses de traces de fission de Hendrix et al. (1994) et Dumitru et al. (2001) montrent également des mouvements tectoniques légèrement plus anciens autour de ~24 Ma. De plus, les analyses de traces de fission de Jolivet et al. (en préparation, voir ANNEXE) ou de Dumitru et al. (2001) montrent également sur quelques échantillons collectés dans le bassin de Bayanbulak des mouvements verticaux beaucoup plus anciens autour de 60 Ma. Mais, considérant les faibles vitesses de sédimentation (<0.1 mm/an) avant 15 Ma, nous pensons que la phase majeure de construction du Tianshan débute plutôt à ~15 Ma avec une accélération à ~11 Ma. Les indices d'activité tectonique plus anciens restent localisés et traduiraient plutôt selon nous des phases de réorganisations tectoniques majeures à l'échelle de l'Asie. Par exemple entre 25 et 20 Ma la déformation asiatique est marquée par le début probable de la surrection de l'Himalaya (ex : premier mouvements sur le MCT) ou du Plateau du Tibet et l'activation supposée de nombreux grands décrochements lithosphériques (voir Chapitre I). Il est également possible que l'accélération des vitesses et flux sédimentaire à ~15

Ma, soit ~10 Ma après les premières déformations, correspondent au temps nécessaire pour créer une topographie suffisante à la mise en place d'un réseau hydrographique et à la réalisation des processus érosifs de surface.

En conclusion ; s'il reste une incertitude quant à l'âge réel de début de la déformation du Tianshan liée à la collision Inde-Asie (24 ou 15 Ma ?), notre étude à tout de même confirmé deux phases tectoniques majeures associées à une intensification de l'érosion à 15 Ma puis 11 Ma ce qui est en accord avec plusieurs études précédentes.

Une initiation de la déformation du Tianshan à 15 Ma pourrait correspondre au début de la rotation horaire du Tarim (Avouac et al., 1993) liée au poinçonnement au niveau du Pamir. Mais à notre connaissance aucune donnée précise géochronologique ne permet de contraindre les âges de déformation au niveau du Pamir. Par contre, si la déformation débute à 24-21 Ma c'est probablement en réponse à une réorganisation globale de la déformation en Asie. Dans les deux cas le modèle de propagation de la déformation vers le Nord supposé pour le Plateau du Tibet (Tapponnier et al., 2001) ne paraît pas s'appliquer à l'ensemble de l'Asie puisque les déformations majeures au Nord du plateau semblent dater du Pliocène (Métiver et al., 1998 ; Jolivet et al., 2001; Tapponnier et al., 2001).

1.2. *Continuité de la déformation*

La difficulté à déterminer précisément l'âge de la réactivation du Tianshan tient peut-être dans le fait que, de part sa position septentrionale, la chaîne ait subi les contrecoups des nombreuses collisions qui se sont déroulées plus au sud (e.g Hendrix et al., 1992 ; Jolivet et al. en préparation, voir en ANNEXE). En effet, le Tianshan s'est formé très tôt dans l'histoire de l'accrétion asiatique. Or, suite à la dislocation du Gondwana plusieurs blocs continentaux importants sont venus s'accréter au continent. A l'image, de la répartition actuelle des déformations en Asie, le Tianshan a ainsi probablement absorbé une bonne partie de la déformation lors de chacune des collisions. La chaîne présente ainsi un relatif continuum de déformation avec plusieurs phases importantes dont les plus récentes se situent d'après notre étude à 15 et 11 Ma et sont responsables de la topographie actuelle. Mais les analyses des traces de fission montrent également une phase possible au Jurassique et plusieurs échantillons montrent une accélération de la surrection à 60 Ma. Ainsi pour Jolivet et al. (en préparation, ANNEXE) la phase mise en évidence au Jurassique serait liée aux collisions des blocs de Qiangtang et de Kunlun alors que les mouvements à ~60 Ma (qui sont légèrement antérieurs à l'âge supposé de la collision Inde-Asie) seraient liés à la collision de l'Inde au niveau de l'arc de Kohistan-Dras.

Ces données sont en accord avec nos datations U-Th/He sur apatite qui montrent que la chaîne s'est continuellement soulevée depuis ~150 Ma puisque les âges obtenus sont bien distribués principalement entre 150 et 30 Ma. Cependant l'amplitude des exhumations reste faible puisque nos datations U-Th/He sur zircons (qui correspondent à une isotherme plus profonde) montrent des âges très regroupés entre 200 et 250 Ma environ, signifiant une exhumation inférieure à ~6 km depuis 200 Ma. Ceci explique notamment pourquoi, malgré sa taille et ses reliefs, la chaîne du Tianshan présente à l'affleurement si peu de roches métamorphiques de haut voire très haut degré.

Mais la surrection de reliefs de cette importance malgré une exhumation très faible nécessite des taux d'érosion relativement bas. A partir des datations U-Th/He nous avons pu calculer de manière préliminaire les taux d'érosion sur les ~7 derniers Ma pour le Tianshan Nord. Même si ces taux doivent être considérés comme des valeurs minimales, ils permettent de donner un bon ordre de grandeur. Or, on obtient une valeur moyenne de ~0.1 mm/a ce qui est très faible par rapport à d'autres orogènes actifs notamment l'Himalaya où les vitesses sont de l'ordre de 1 mm/a. La surrection de la chaîne du Tianshan avec des reliefs remarquables, malgré une exhumation qui semble faible, pourrait donc s'expliquer par des taux d'érosion relativement bas dus peut-être au caractère très continental du climat en Asie Centrale.

2. Apport de la magnétostratigraphie et du magnétisme des roches à l'étude d'une orogène active

2.1. Evolution tectonique, bilans sédimentaires et détermination des taux d'érosion

La magnétostratigraphie permet au premier ordre de dater de manière fiable des sédiments pauvres en repères stratigraphiques et fossiles caractéristiques en termes d'âges. Elle permet également d'établir l'évolution des vitesses de sédimentation au cours du temps. Dans le cas de bassin d'avant pays l'histoire sédimentaire est fortement liée à celui de l'orogène qui le borde. Mais l'interprétation des seules vitesses de sédimentation sur une coupe donnée en terme d'histoire tectonique d'une chaîne reste discutable car les changements peuvent être liés à des effets locaux ou à des changements de niveau de base général du bassin. Elle doit donc s'accompagner d'études complémentaires.

Ainsi, une analyse du magnétisme des roches (minéralogie magnétique, paramètres de l'ASM) traduit, selon nous, des phénomènes hydrodynamiques plus larges à l'échelle d'un bassin versant. Associée à l'étude magnétostratigraphique elle permet donc de mieux

contraindre l'évolution tectonique d'une chaîne. Les mesures d'ASM ou la caractérisation de la minéralogie magnétique sont de plus, relativement simples et rapides à mettre en œuvre et ne demandent pas d'échantillonnages supplémentaires.

De plus c'est seulement par la réalisation des études magnétostratigraphiques que l'on peut mieux contraindre les changements de vitesses de sédimentation à une échelle plus large. Cela permet également d'établir des flux sédimentaires sur l'ensemble d'un bassin (bilans qui traduisent plus directement les phénomènes tectoniques et d'érosion de la chaîne). Dans le cas d'un bassin continental plusieurs études magnétostratigraphiques en divers points apportent également de meilleures contraintes sur la stratigraphie et les âges des formations et unités sédimentaires reconnues. Dans le bassin Junggar nous avons pu ainsi montrer l'existence du diachronisme de la Xiyu formation et estimer des vitesses de progradation des sédiments.

Associée à une étude thermochronologique sur des grains détritiques, la magnétostratigraphie permet, en donnant les âges de déposition, d'établir des vitesses d'érosion à partir du modèle dit de "lag time".

2.2. *Quantification des taux de déformation d'un prisme d'avant chaîne*

La magnétostratigraphie est un outil indispensable à la détermination précise des vitesses et des âges de déformation d'un prisme d'avant chaîne. En effet, les vitesses de déformation actuelles peuvent être obtenues par des études GPS ou par l'analyse d'escarpements de failles très jeunes (ex. Avouac et al., 1993). Les taux de déformation récents peuvent être déterminés par des analyses de géomorphologie quantitative associées à des modèles structuraux des piémonts (Molnar et al., 1994 ; Poisson et Avouac, 2003 ; Avouac et al., in prep.) et des datations (OSL, cosmogénique, ...) des objets géomorphologiques. Mais à plus long terme (>100 Ka) la détermination des vitesses de déformation demande (1) l'établissement de coupes équilibrées à partir de mesures de terrain et d'analyses de profils sismiques et (2) des contraintes fiables sur les âges des sédiments qui, en domaine continental, ne peuvent être déterminées sans une étude magnétostratigraphique. Ainsi pour le Tianshan les trois études magnétostratigraphiques de Kuitun, Yaha et Jingou He ont permis de mieux contraindre les vitesses de déformation des structures les plus frontales des piémonts au cours des ~8 derniers millions d'années. On s'est aperçu notamment que les âges d'activation des structures frontales (plis de détachement et plis de rampe) des piémonts de Junggar et de Kuche sont bien plus anciens (de 2 à 4 Ma) que ceux précédemment estimés (Molnar et al., 1994 ; Burchfiel et al., 1999) en absence de contraintes fiables sur les âges sédimentaires.

2.3. *Bilan dynamique d'une chaîne de montagne*

Grâce à la magnétostratigraphie on peut (1) calculer les vitesses de déformation au niveau des prismes d'avant chaîne, (2) estimer les vitesses de progradation des sédiments et (3) calculer les flux sédimentaires issus de l'érosion d'une chaîne montagne. L'ensemble de ces grandeurs, intégré dans un model simple de la chaîne permet de décrire l'évolution dynamique à la fois de la chaîne et des bassins qui la bordent. On peut ainsi quantifier les transferts de masse depuis la plaque qui subducte jusqu'aux sédiments déposés dans les bassins.

3. Perspectives

3.1. *Magnétostratigraphie complémentaire des piémonts Nord et Sud*

Afin d'assurer l'âge exact de la réactivation il nous paraît important de réaliser des coupes magnétostratigraphiques similaires dans des sédiments supposés plus anciens afin de contraindre les vitesses de sédimentation et les changements hydrodynamiques à plus long termes. Par ailleurs, la datation de sédiments syn-tectonique (growth strata) assurerait sans ambiguïté l'âge de la déformation. Au niveau des piémonts, les structures les plus frontales sont trop postérieures au début de la déformation du Tianshan (voir Chapitre III). Il est donc nécessaire de viser les structures situées au contact immédiat de la haute chaîne qui sont susceptibles d'avoir enregistré les premiers mouvements tectoniques des piémonts. Dans cette optique, au vu des récentes données sismiques disponibles (e.g. Dengfa et al., 2005) et de nos études de terrain, deux cibles nous paraissent appropriées à savoir (1) la coupe de la rivière Kuche sur le piémont sud et (2) celle de l'Anjihai He nord sur le piémont nord (Figs. 4.1 et 4.2). En effet, pour la première, une étude magnétostratigraphique nous permettrait de mieux contraindre les âges des sédiments qui sont assurément syn-tectoniques comme le montre le profil sismique réalisé quelques kilomètres à l'ouest (Fig. 4.1). De plus cette coupe est relativement accessible et la qualité d'affleurement semble bonne (Fig. 4.2).

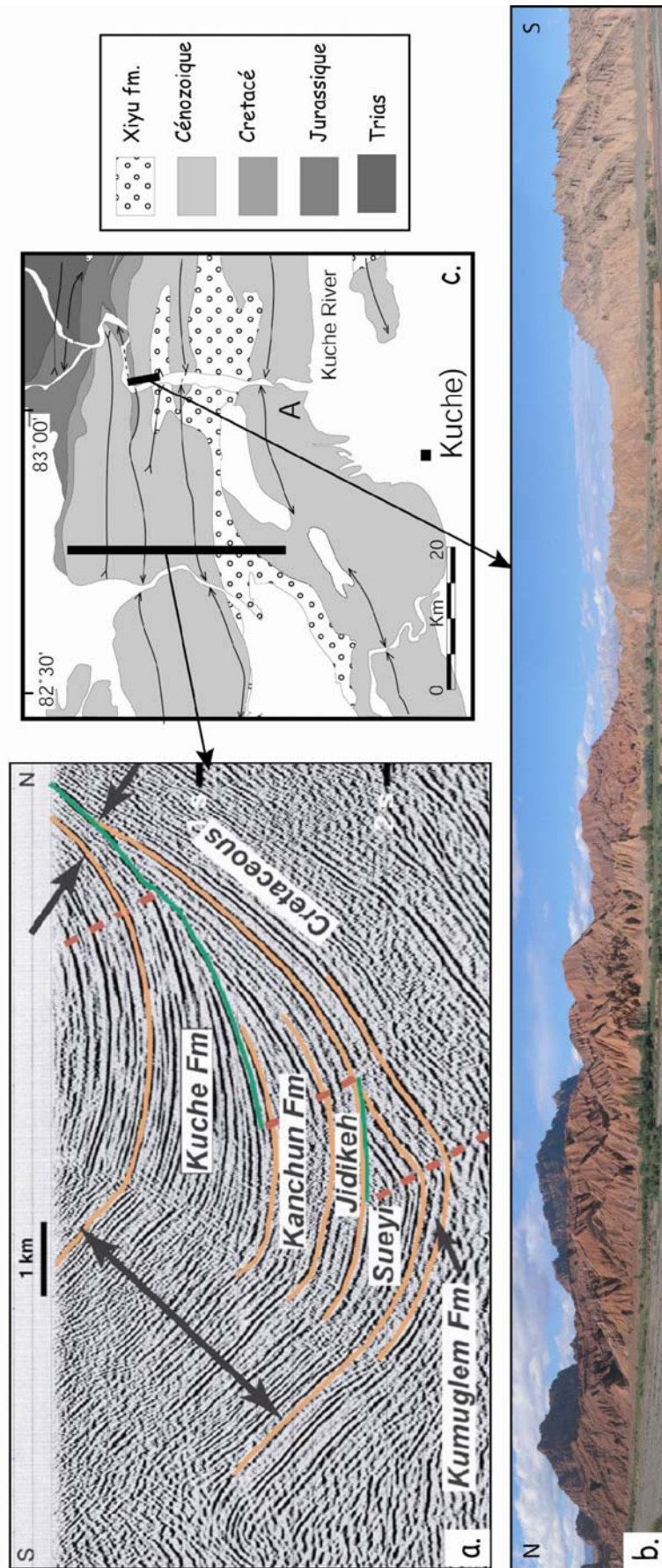


Fig. 4.1 : (a) profil sismique réalisé sur le piémont de Kuche d'après Dengfa et al ; (2005) ; (b) panorama de la coupe de Kuche pris le long de la rivière du même nom (c) carte géologique à proximité de la ville de Kuche avec la localisation du profil sismique et du panorama

3.2. *Sédimentologie et stratigraphie séquentielle*

Il nous paraît également important de mieux contraindre les environnements de dépôt des sédiments par une analyse sédimentologique détaillée et la réalisation de logs stratigraphiques le long des différentes coupes que nous venons de dater par la magnétostratigraphie. De telles données nous permettraient de mieux discuter la signification des variations des taux de sédimentation observés et celles des paramètres magnétiques en termes d'environnements de dépôts. Cela permettrait notamment de confirmer ou d'infirmer notre modèle hydrodynamique basé sur les mesures d'ASM. Mais, tout comme les vitesses de sédimentation, les faciès sédimentaires peuvent être extrêmement disparates à différents points d'un bassin flexural. Une analyse sédimentologique doit donc se faire de manière séquentielle avec plusieurs coupes réparties sur les piémonts. Ceci nous permettrait par ailleurs d'améliorer notre vision des structures sédimentaires des bassins et donc probablement d'affiner les bilans de masse et les flux sédimentaires. Une analyse sédimentologique globale permettrait par ailleurs de mieux contraindre les paléoenvironnements des piémonts du Tianshan dont l'évolution a été probablement largement guidée par celle du Tianshan.



Fig. 4.2 : photographie vers le sud de la coupe de l'Anjihai He nord

La seconde présente l'intérêt d'exposer de manière remarquable (Fig. 4.1) une série continue depuis la formation de l'Anjihai He jusqu'à celle de la Xiyu et permettrait de prolonger dans le temps les études de la Kuitun et de la Jingou He.

3.3. *Caractérisation des paléoenvironnements : résultats préliminaires de l'étude de la Matière Organique (MO)*

3.3.1. **Introduction**

Les différentes coupes étudiées lors de ce mémoire représentent des enregistrements sédimentaires maintenant bien datés et remarquablement continus des processus tectoniques mais également environnementaux des piémonts du Tianshan. Or, l'Asie centrale de manière générale a probablement subi d'importantes modifications climatiques au cours du Tertiaire en réponse aux nombreuses surrections telles celles de l'Himalaya ou du Plateau du Tibet (e.g. Rudiman et Kuzbach, 1989 ; Fluteau et al., 1999). De plus, le Tianshan correspond actuellement à une zone climatiquement clé puisque, au sud il représente la limite nord de la zone d'influence de la mousson Est-Asiatique alors qu'au nord l'environnement est dominé par les Westerlies sous l'influence de l'environnement sibérien. De plus une bonne connaissance des changements environnementaux, à la lumière de l'histoire tectonique dessiné ci-dessus, permettra de mieux comprendre les interactions entre climat et tectonique lors de la construction d'une chaîne de montagne, en précisant par exemple quels sont les événements forcés par un climat global, ou ceux qui sont principalement guidés par la tectonique (voir par exemple Molnar et England., 1990)

Par conséquent si dans ce mémoire nous avons proposé une histoire de la construction du Tianshan au cours du Néogène, il nous paraît maintenant important de mieux contraindre les changements environnementaux associés.

3.3.2. **Méthodologie**

Les sédiments présents dans les deux bassins Junggar et Tarim sont strictement continentaux depuis le Permien (voir Chapitre II) et par conséquent pauvres en fossiles qui pourraient caractériser les paléoenvironnements. Il convient donc de choisir des marqueurs paléoenvironnementaux adaptés au milieu continental et présents dans les sédiments de la Junggarie et de Kuche. La magnétostratigraphie nous a permis de contraindre l'âge de manières fiables sur plusieurs coupes Néogène. Le long de ces coupes, on se propose de réaliser l'étude de la Matière Organique (MO) associée à celle des argiles et de la minéralogie magnétique.

Certains travaux préliminaires, notamment l'analyse de la MO, ont été réalisés en parallèle de cette thèse à travers l'encadrement d'étudiants de deuxième cycle (M1 et M2) en collaboration avec C. Di-Giovanni et E. Verges de l'équipe Matière Organique de l'ISTO. Nous présentons ci-dessous les résultats préliminaires de leurs travaux. Nous avons également débuté l'étude de la minéralogie argileuse mais les résultats sont encore beaucoup trop préliminaires pour être exposés

3.3.3. Etude de la MO

Principes

Les particules de MO, présente dans les sédiments, possèdent une signature paléoenvironnementale relativement bien déterminée (e.g. Tyson, 1995 ; Di-Giovanni et al., 2002). En effet à l'échelle d'un bassin versant les différents environnements (litière, couvert végétal, sols, lits rocheux ...) produisent différents types de particules de MO que l'on retrouve ensuite dans les sédiments. Associée à ces particules issues d'un bassin versant et caractéristiques de différents environnements, on retrouve également une production de MO in-situ c'est-à-dire dans le milieu de dépôt (e.g. les algues en milieu lacustre). La méthode consiste à identifier, classer puis quantifier les particules de MO afin de décrire l'évolution environnementale du bassin versant et du milieu de dépôt. Pratiquement, elle consiste en des analyses optiques, dites des palynofaciès qui s'effectuent après une série d'attaques chimiques acides (HCl, HF) destinées à dissoudre la phase minérale (carbonates, silicates). Le concentré organique résiduel ainsi obtenu est récupéré puis disposé entre lame et lamelle afin d'être observé en lumière transmise. Différentes classes de particules organiques peuvent, alors, être définies selon différents critères tels que la forme, la couleur, la structure (Combaz, 1980 ; Tyson, 1995). Ces différentes classes sont caractéristiques de divers environnements et leur quantification au cours du temps permet donc de décrire l'évolution paléoenvironnementale. La quantification se fait de manière relative par la mesure des surfaces de chaque type de particules organiques. Elle devient significative lorsque 200 surfaces élémentaires au moins ont été comptabilisées ; le pourcentage d'erreur devenant inférieur à 5% (Noël, 2001).

En préliminaire des analyses des palynofaciès nous avons également analysé le carbone organique total (COT) des sédiments par des pyrolyses Rock Eval (RE). Mais, les résultats obtenus montrent que la fraction organique des sédiments est extrêmement faible (~0.1% en moyenne). Malheureusement, les variations en COT au cours du temps ne sont pas interprétables car le COT analysé par pyrolyse RE n'est analytiquement significatif que pour des valeurs supérieures à 0.3% (Disnar, communication orale).

Résultats de l'étude des palynofacies sur la coupe Jingou He

En parallèle des prélèvements magnétostratigraphiques, 73 échantillons (tous les 20 m environ) ont également été prélevés dans des niveaux fins principalement argileux afin d'optimiser la quantité de matière organique pour l'analyse des palynofacies. Seuls 18 échantillons ont aujourd'hui été analysés dont certains résultats de comptage sont présentés par Figure 4.3 où nous avons représenté uniquement trois paramètres :

- L'abondance relative en MO Amorphe Grisâtre (MOAG) qui témoigne de la qualité de l'eau et traduit le développement de la production planctonique et algale. Elle est caractéristique d'un milieu aquatique essentiellement lacustre.
- Le rapport sols/MO terrestre qui regroupe plusieurs types de particules organiques et traduit le développement des sols par rapport au MO dites terrestres (provenant du lit rocheux)
- Le rapport entre Tissus végétaux et la MO terrestre qui traduit le développement du couvert végétal

D'après l'évolution de ces trois paramètres on distingue les trois grands ensembles suivants :

- Depuis la base jusqu'à ~16 Ma – cet ensemble est caractérisé par une faible production aquatique, un faible pourcentage de tissus végétaux et une plus forte abondance en débris opaques de MO (MO mature ayant subi une diagenèse) qui pourrait témoigner d'un environnement caractérisé par une forte érosion des roches sédimentaires. A partir de ~18-19 Ma les marqueurs de sols sont plus abondant traduisant, probablement une diminution progressive de l'aridité et de l'érosion.
- entre ~15.5 et ~14 Ma – cet ensemble est caractérisé par la forte proportion en MOAG qui traduisent un milieu lacustre et une importante production algale in situ au détriment des apports détritiques en provenance du bassin versant qui sont probablement limités par le développement de sols et litières. On note également à cette période une forte proportion en spores et pollens. Tout ceci fait de cet ensemble organique un optimum environnemental ce qui est en accord avec les quelques fossiles de poisson et tortue connus à cette période qui indiquent également un milieu fortement aquatique.
- Entre 14 Ma et le sommet – Cet ensemble est marqué par une réduction notable en marqueurs de sols et de la production planctonique et algale au profit d'un couvert végétal plus important. Les particules de MO de type opaque sont par ailleurs plus abondantes au cours de cette période et traduisent probablement une érosion plus forte.

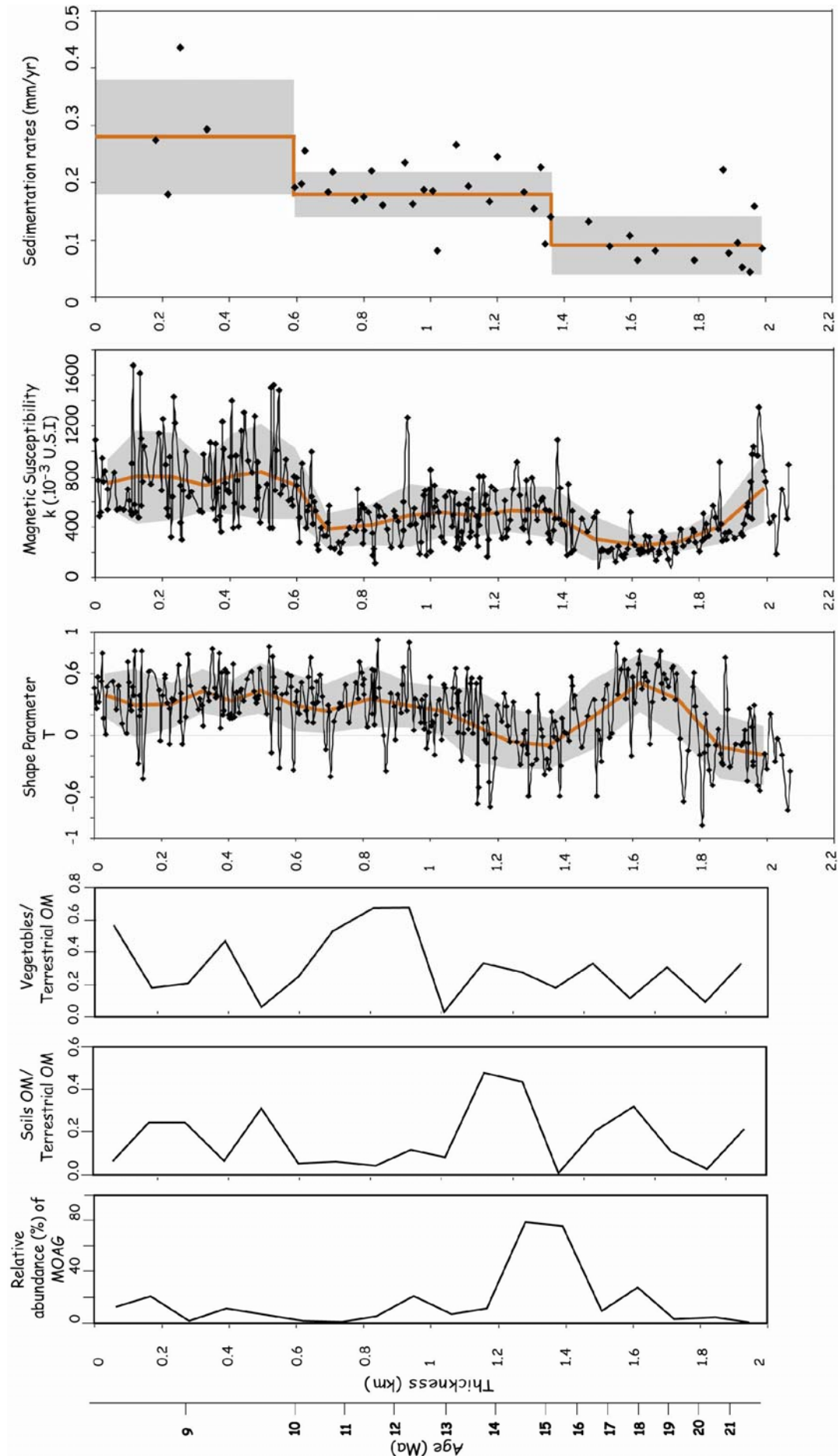


Fig. 4.3 : évolution de quelques paramètres organiques et magnétiques le long de la coupe de la Jingou He

Si l'on compare maintenant ces grands ensembles organiques avec les vitesses de sédimentation d'une part et les paramètres magnétiques d'autre part (que nous avons interprétés comme marqueurs hydrodynamiques et de source) on aperçoit une corrélation relativement bonne.

En effet, l'installation des sols à ~18-19 Ma correspond à une augmentation significative du paramètre T peut-être due à une pluviométrie plus forte et donc un transport plus intense. Mais surtout, la période lacustre entre 15,5 et 14 Ma est caractérisée par un paramètre T proche à 0. Dans ce cas, le paramètre T traduirait plutôt l'hydrodynamisme du milieu de dépôt (ex : milieu calme : $T \approx 0$) qui influencerait sur l'orientation statistique des grains plutôt que le temps et la distance de transport qui guiderait la forme des grains par abrasion (chimique et/ou mécanique). Par ailleurs, l'accélération des vitesses de sédimentation à ~15 Ma est associée à un changement important du paramètre T or elle est synchrone d'une chute de la production algaire et d'une augmentation des apports détritiques avec la mise en place d'un couvert végétal.

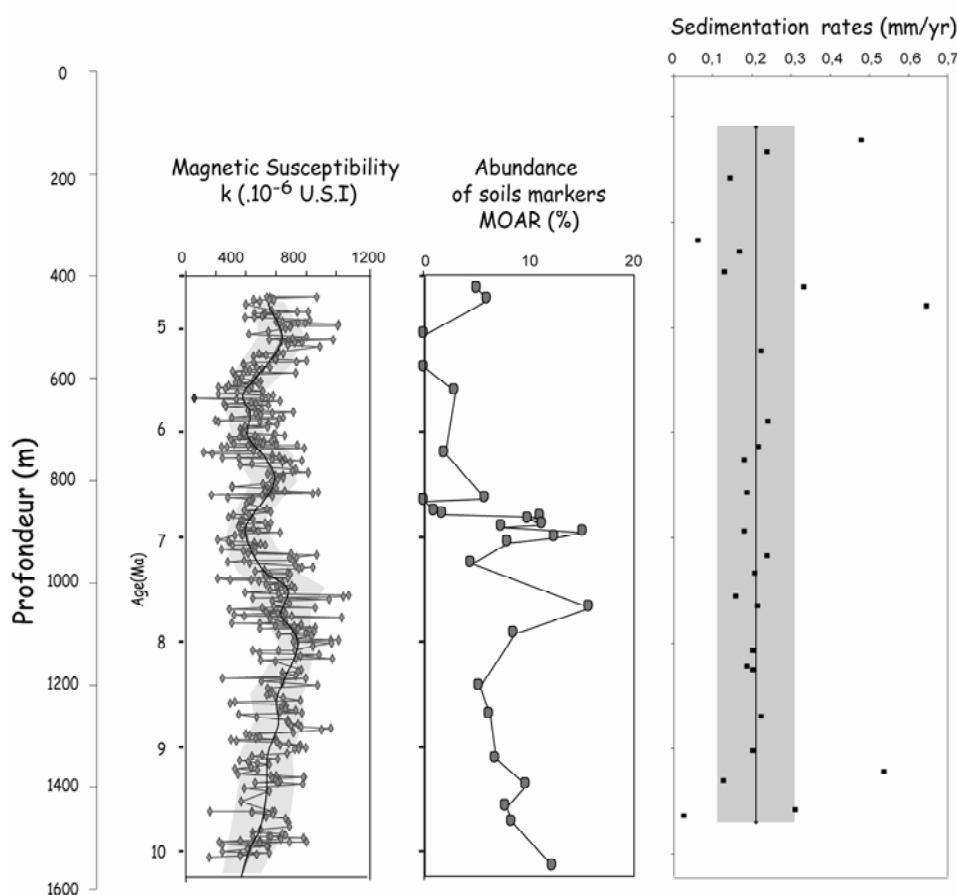


Fig. 4.4 : Evolution de la susceptibilité magnétique, de la proportion en marqueurs de sols (MOAR) et des vitesses de sédimentation en fonction de la profondeur et du temps le long de la coupe Kuitun

Résultats de l'étude des palynofacies sur la coupe Kuitun

70 échantillons ont été prélevés le long de la coupe magnétostratigraphique Kuitun principalement dans des niveaux fins argileux. 27 ont été analysés par la méthode des palynofaciés. De ces analyses il ressort principalement que, en moyenne, 70 à 80% des grains de MO sont de type opaque. Les débris opaques résultent, soit de l'oxydation plus ou moins brutale de débris ligneux sur le bassin versant, soit de l'érosion des formations géologiques dans lesquelles les particules organiques sont plus matures du fait de la diagenèse. Par ailleurs l'abondance en MO marquant le couvert végétal reste faible. Depuis ~10 Ma le piémont Nord du Tianshan semble donc relativement aride avec peu de couvert végétal. L'autre point marquant est la chute importante de l'abondance des marqueurs de sols à ~7 Ma qui pourrait traduire une accélération de l'aridification. Or cette chute est légèrement postérieure à une chute de la susceptibilité magnétique qui est souvent utilisée comme un marqueur environnemental (e.g. Guo et al.; 2001). Il semble donc se passer un changement environnemental entre 8 et 7 Ma. Il est notablement admis qu'à cette période, et en réponse au soulèvement du plateau du Tibet, l'Asie du Sud a subi de profonds changements climatiques avec l'initiation de la mousson (e.g. Harrison et al., 1994). Pour An et al. (2001) la surrection du Tibet provoque également une aridification globale de l'Asie centrale avec pour conséquence la formation du plateau de loess dont la déposition aurait débuté à ~7 Ma. Par conséquent le changement environnemental du piémont Nord du Tianshan que nous supposons pourrait être lié à un changement climatique à plus grande échelle. Or, les taux de sédimentation sont relativement constants depuis ~10 Ma. Les vitesses de sédimentation sont donc peut-être plus guidées par la tectonique couplée à l'érosion au niveau de la chaîne que par un forçage climatique à grande échelle qui n'aurait que peu d'influences sur l'évolution tectonique de la chaîne du Tianshan. Ceci est peut-être dû à la position continentale très reculée de l'Asie centrale qui fait que cette zone est moins sensible aux grands changements climatiques.

Conclusion

D'une façon générale, l'évolution paléoenvironnementale du flanc nord de la chaîne du Tian Shan semble pour les derniers 22 millions d'années traduire une aridification de plus en plus marquée du climat. Les datations des différents changements environnementaux obtenus restent pour l'instant peu précises au vu du faible nombre d'échantillons analysés par la méthode des palynofacies. Malgré tout, il existe une bonne corrélation entre paramètres magnétiques, taux de sédimentation et signature organique. Par conséquent la méthode des

palynofacies, principalement utilisée sur des sédiments lacustres alpins, semblent être adaptée au contexte intracontinental de l'Asie Centrale et permet donc d'avancer un premier modèle préliminaire d'évolution.

De façon plus précise, les marqueurs organiques retrouvés dans les sédiments de Jingou He témoignent d'un environnement initialement aride voyant progressivement s'installer un couvert forestier conséquent, vraisemblablement lié à une amélioration climatique. L'optimum climatique semble être atteint (dès 20 millions d'années ?) avec la mise en place d'un système lacustre encadré par un système forestier conséquent. A partir de 14 millions d'années (?), une augmentation des apports forestiers traduirait une augmentation du ruissellement sur le bassin versant. Ces précipitations semblent par la suite se réduire (depuis 11 Ma ?) car l'ensemble de la sédimentation organique enregistre une aridification de plus en plus poussée avec une accélération possible à 7-8 Ma enregistrée sur la coupe Kuitun.

Par conséquent, la poursuite des analyses des palynofacies associée à une étude sédimentologique, au regard des données magnétostratigraphiques (âges fiables, vitesses de sédimentation, paramètres magnétiques) présentées dans ce mémoire, permettra d'établir l'évolution paléoenvironnementale des piémonts du Tianshan. En confrontant ces données avec les changements climatiques connus en Asie, on pourra ainsi mieux comprendre les interactions entre climat et tectonique suivant l'adage bien connu de "l'oeuf ou la poule" (e.g. Molnar et al., 1990).

Bibliographie

A

- Abdrakhmatov, K.Y., Aldazhanov, S.A., Hager, B.H., Hamburger, M.W., Herring, T.A., Kalabaev, K.B., Makarov, V.I., Molnar, P., Panasyuk, S.V., Prilepin, M.T., Reilinger, R.E., Sadybakasov, I.S., Souter, B.J., Trapeznikov, Y.A., Tsurkov, V.Y., and Zubovich, A.V., 1996, Relatively recent construction of the Tien Shan inferred from GPS measurements crustal deformation rates: *Nature*, v. 384, p. 450-453.
- Agrinier, P., Gallet, Y., and Lewin, E., 1999, On the age calibration on the geomagnetic polarity timescale: *Geophysical Journal International*, v. 137, p. 81-90.
- Aitchison, J.C., Davis, A.M., Badengzhu, and Luo, H., 2002, New constraints on the India-Asia collision: the Lower Miocene Gangrinboche conglomerates, Yarlung Tsangpo suture zone, SE Tibet: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 21, p. 251-263.
- Allen M.B., Windley B.F., and Zhang C., 1992, Paleozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, central Asia. *Tectonophysics*, Vol. 22, pp. 89-115.
- Allen M.B., Windley B.F., Zhang C., and Guo J.H., 1993, Evolution of the Turfan basin, Chinese central Asia. *Tectonics*, Vol. 12, N°4, pp. 889-896.
- Allen M.B., Windley B.F., and Zhang C., 1994, Cenozoic tectonics in the Urumqi-Korla region of the Chinese Tien Shan. *Geol. Rundsch.*, Vol. 83, pp. 406-416.
- Allen M.B., Sengör A.M.C., and Natal'in B.A., 1995, Juggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to ?Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia. *J. Geol. Soc. London*, Vol. 152, pp. 327-338.
- An, Z., Kutzbach, J.E., Prell, W.L., and Porter, S.C., 2001, Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times: *Nature*, v. 411, p. 62-66
- Appel, E., Rösler, W., and Corvinus, G., 1991, Magnetostratigraphy of the Miocene-Pleistocene Surai Khola Siwaliks in West Nepal: *Geophysical Journal International*, v. 105.
- Avouac, J.P., and Burov, E.B., 1996, Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 17747-17769.

- Avouac, J.-P., and DeWever, P., 2002, Himalaya-Tibet - Le choc des continents, CNRS Editions, 191 p.
- Avouac, J.-P., and Tapponier, P., 1992, Kinematic model of active deformation in central Asia: C.R. Acad. Sci. Paris, v. 315, p. 1791-1798.
- Avouac, J.-P., Tapponnier, P., Bai, P., You, M., and Wang, G.A., 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, v. 98, p. 11.791-11.808.

B

- Babault, J., Bonnet, S., Crave, A., and Van Den Driessche, J., 2005, Influence of piedmont sedimentation on erosion dynamics of an uplifting landscape : An experimental approach: Geological Society of American Bulletin, v. 33, p. 301-304.
- Barbarand J., Carter A., Wood I., and Hurford T., 2003, Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. Chemical Geology, Vol. 198, pp. 107-137. 
- Beck, R.A., Burbank, D.W., Sercombe, W.J., Riley, G.W., Barndt, J., Berry, J.R., Afzal, J., Asrar, M.K., Herman, J., Metje, J., Cheema, A., Shafique, N.A., Lawrence, R.D., and Khan, M.A., 1995, Stratigraphic evidence for an early collision between India and Asia: Nature, v. 373, p. 55-58.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., and Aubry, M.-P., 1995, A revised geochronology and chronostratigraphy, Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, Volume SEPM Special Publication No. 54.
- Bernet, M., Zattin, M., Garver, J.I., Brandon, M.T., and Vance, J.A., 2001, Steady-state exhumation of the European Alps: Geology, v. 29, p. 35-38.
- Besse, J., and Courtillot, V., 2002, Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr: Journal of Geophysical Research, v. 107, p. DOI 10.1029/2000JB000050.
- Bouchez, J.-L., 2000, Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics in granites: Anisotropie de susceptibilite magnetique et fabrique des granites: Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, v. 330, p. 1-14.
- Brandon, M.T., Roden-Tice, M.K., and Garver, J.I., 1998, Late Cenozoic exhumation of the Cascadia accretionary wedge in the Olympic Mountains, northwest Washington State: Geological Society of American Bulletin, v. 110, p. 985-1009.

- Brown, E.T., Stallard, R.F., Larsen, M.C., Raisbeck, G.M., and Yiou, F., 1995, Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced ^{10}Be in the Luquillo experimental forest, Puerto Rico: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, p. 193-202.
- Brown, E.T., Bourlès, D.L., Burchfiel, B.C., Deng, Q., Li, J., Molnar, P., Raisbeck, G.M., and Yiou, F., 1998, Estimation of slip rates in the southern Tien Shan using cosmic ray exposure dates abandoned alluvial fans: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 377-386.
- Bullen, M.E., Burbank, D.W., and Garver, J.I., 2003, Building the Northern Tien Shan : Integrated Thermal, Structural, and Topographic Constraints: *Journal of Geology*, v. 111, p. 149-165.
- Bullen, M.E., Burbank, D.W., Garver, J.I., and Abdrakhmatov, K.Y., 2001, Late Cenozoic tectonic evolution of the northwestern Tien Shan: New age estimates for the initiation of mountain building: *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 113, p. 1544-1559.
- Burbank, D.W., 1992, Causes of recent Himalayan uplift deduced from depositional patterns in the Ganges basin: *Nature*, v. 357, p. 680-683.
- Burbank, D.W., Derry, L.A., and France-Lanord, C., 1993, Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon: *Nature*, v. 364, p. 48-50.
- Burbank, D.W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R.S., Brozovic, N., Ried, M.R., and Duncan, C., 1996, Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas: *Nature*, v. 379, p. 505-510.
- Burbank D.W., McLean J.K., Bullen M., Abdrakhmatov K.Y., and Miller M.M., 1999, Partitionning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research*, Vol. 11, pp. 75-92.
- Burchfiel, B.C., Brown, E.T., Qidong, D., Li, J., Feng, X., Molnar, P., Shi, J., Wu, Z., and You, H., 1999, Crustal Shortening on the Margins of the Tian Shan, Xinjiang, China: *International Geology Review*, v. 41, p. 663-700.
- Bureau of Geological and Mineral Resources of the Xinjiang Uygur (B.G.M.R.X.U), Autonomous Region, Regional geology of Xinjiang Uygur Autonomous region, People's Republic of China ministry of geology and mineral resources GEOLOGICAL MEMOIRS 1(32), 841p, 1993.
- Butler, R., 1992, Paleomagnetism : Magnetic Domains to Geologic Terranes, Blackwell Scientific Publications.

- Burtner R.L., Nigrini A., and Donelick R.A., 1994, Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming Thrust Belt. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Vol. 78, pp. 1613-1636.
- Burtman, V.S., 1975, Structural geology of the Variscan Tian Shan, USSR: *American Journal of Science*, v. 275-A, p. 157-186.

C

- Cande, S., and Kent, D., 1992, A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 13917-13951.
- Cande, S., and Kent, D., 1995, Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 6093-6095
- Carroll, A.R., Graham, A.S., Hendrix, M.S., Ying, D., and Zhou, D., 1995, Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China : Sedimentary record of the Northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar Basins: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 571-594.
- Carroll A.R., Graham S.A., Chang E.Z., and McKnight C., Sinian through Permian tectonostratigraphic evolution of the northwestern Tarim basin, China. In Hendrix, M.S., and Davis, G.A. eds., *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation*; Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 194.
- Catlos, E.J., Dubey, C.S., Harrison, T.M., and Edwards, M.A., 2004, Late Miocene movement within the Himalayan Main Central Thrust shear zone, Sikkim, north-east India: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 22, p. 207-226.
- Catlos, E.J., Harrison, T.M., Manning, C.E., Grove, M., Rai, S.M., Hubbard, M.S., and Upreti, B.N., 2002, Records of the evolution of the Himalayan orogen from in situ Th-Pb ion microprobe dating of monazite: Eastern Nepal and western Garhwal: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 20, p. 459-479.
- Cattin, R. and Avouac, J.P., 2000, Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal. *Journal of Geophysical Research*, v 105, 13,389-13,407.
- Charreau, J., Chen, Y., Gilder, S., Dominguez, S., Avouac, J.P., Sen, S., Sun, D.J., Li, Y.A., and Wang, M.W., 2005a, 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*, v. 230, p. 177-192.
- Charreau, J., Gilder, S., Chen, Y., Dominguez, S., Avouac, J.-P., Sevket Sen5, Jolivet, M., Li, Y., and Wang, W., 2005b, Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tianshan Mountains: *Geology*, in press
- Che Z.C., Liu H.F., and Liu L., 1994, *The formation and Evolution of the central Tianshan orogenic belt*. Geological Publishing House, Beijing, 135 p. (In Chinese).
- Chen C., Lu H., Jia D., Cai D., and Wu S., 1999, Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny. *Tectonophysics*, Vol. 302, pp. 23-40.
- Chen, H., Yang, S., Shaw, J.H., Chen, X., and Xiao, A., 2005, The Deformation In Southern Tarim Basin, in Suppe, J., ed., International conference on theory and application of fault-related folding in foreland basin: Beijing.
- Chen, H., Lin, X.L., Guan, K.N., and Xu, J.M., 1994, Early Pleistocene deposits and its lower boundary (Q/N) in Tian Shan MT, Xinjiang Region: *Quaternary sciences*, v. 1, p. 38-47.
- Chen, J., Burbank, D.W., Scharer, K.M., Sobel, E., Jinhui, Y., Rubin, C., and Ruibin, Z., 2001, Magnetostratigraphy of the Upper Cenozoic strata in the Southern Chinese Tian Shan : rates of Pleistocene folding and thrusting: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 6075, p. 1-19.
- Chen, Y., Courtillot, V., Tapponnier, P., and Zhu, X.Y., 1993, Cretaceous Paleomagnetic Results From Western Tibet and Tectonic Implications: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 17,981-17,999.
- Chen, Y., Gilder, S., Cogné, J.P., and Courtillot, V., 2002, New Mesozoic and Cenozoic paleomagnetic data help constrain the age of motion on the Altyn Tagh fault and rotation of the Qaidam basin: *Tectonics*, v. 21, p. 1-19.
- Chen Z., and Xu X., 1995, Opening-closing tectonic system at the continental margin of Altay, China. In: *Selected Academic Theses of 3rd Symposium of Geology and Mineral Resources of Xinjiang*, pp. 15-27. Xinjiang People's Publishing House. (In Chinese with English abstract).
- Cogné, J.P., 2003, Paleomac : a Macintosh TM application for treating paleomagnetic data and making plate reconstructions: *Geochem. Geoph. Geost.*, v. 4, p. 1007.
- Coleman R.G., 1989, Continental growth of northwest China. *Tectonics*, 8, pp. 621- 635.

- Collinson, D.W., 1983, *Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism : Techniques and Instrumentation*: New York, Chapman and Hall, 503 p.
- Copeland, P., Harrison, T.M., Kidd, W.S.F., Ronghua, X., and Yuquan, Z., 1987, Rapid early acceleration of uplift in the Gangdese Belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accomodation mechanisms of the India-Asia collision: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 86, p. 240-252.
- Copeland, P., Mark Harrison, T., and Le Fort, P., 1990, Age and cooling history of the Manaslu granite: implications for Himalayan tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 44, p. 33-50.
- Cox, A., and Hart, R.B., 1986, *Plate tectonics : how it works*: Palo Alto, Blackwell Scientific Publications.
- Crawford, M.B., and Windley, B.F., 1990, Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 44, p. 1-19.

D

- DeCelles, P.G., Gehrels, G.E., Quade, J., and Ojha, P., 1998, Eocene-early Miocene foreland basin development and the history of Himalayan thrusting, western and central Nepal: *Tectonics*, v. 17, p. 741-765.
- DeCelles, P.G., and Giles, K.A., 1996, Foreland basin systems: *Basin Res.*, v. 8, p. 105-123.
- Deng, Q., Zhang, P., Xu, X., Yang, X., Peng, S., and Feng, X., 1996, Paleosismology of the northern piedmont of Tianshan Moutains, northwesr China: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 5895-5920.
- Dengfa, H., Suppe, J., Geng, Y., Shuwei, G., Shaoying, H., Xin, S., Xiaobo, W., and Chaojun, Z., 2005, Guide book for field trip in south and north Tianshan foreland basin, Xinjiang Uygur Autonomous Region, China, International conference on theory and application of fault-related folding in foreland basins: Beijing, p. 77.
- Delville N., Arnaud N., Ontel J.M., Roger F., Brunel M., Tapponnier P., and Sobel E., Paleozoic to Cenozoic deformation along the Altyn Tagh Fault in the Altun Shan massif area, Eastern Qilian Shan, NE Tibet, China. In Hendrix, M.S., and Davis, G.A. eds., *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation*; Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 194.

- Di-Giovanni, C., Disnar, J.-R., Bakyono, J.P., Keravis, D., Millet, F., Olivier, J. E., 2000, Application de l'étude de la matière organique à l'analyse de l'érosion : exemple du bassin versant du Moulin, dans les Terres Noires des Alpes de Haute Provence, France. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 331, 7-14.
- Donelick R.A., 1993, A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. U.S. Patent Number 6,267,274.
- Dominguez S., Avouac, J.-P., M. Jolivet. Quaternary shortening rates across Chinese Tian-Shan (Xinjiang, China). Insight from geomorphology and tectonics observations. In prep for *Geology*.
- Dumitru, T.A., Zhou, D., Chang, E.Z., Graham, S.A., Hendrix, M.S., Sobel, E.R., and Carroll, A.R., 2001, Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan, *in* Hendrix, M.S., and Davis, G.A., eds., *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia : From continental assembly to intracontinental deformation*: Boulder : colorado, Geological Society of America Memoir 194, p. 71-99.
- Dupont-Nivet, G., Guo, Z., Butler, R.F., and Jia, C., 2002, Discordant paleomagnetic direction in Miocene rocks from the central Tarim Basin : evidence for local deformation shallowing: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 199, p. 473-482.
- Durani, K.H., Chen, Y., Courme, M.-D., and Kassi, A., 1997, Etude magnétostratigraphique préliminaire sur l'âge du bassin de Rudgai-Sibi (Nord-Est du Balouchistan, Pakistan) et ses implications tectoniques: *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 325, p. 11-18.

E

- England, P., and Houseman, G., 1986, Finite strain calculations of continental deformation : 2. Comparaison with the India-Asia collision zone: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 3664-3676.
- England, P., and Molnar, P., 1997, The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults: *Geophysical Journal International*, v. 130, p. 551-582.
- Enkin, R.J., Yang, Z., Chen, Y., and Courtillot, V., 1992, Paleomagnetic Constraints on the Geodynamic history of the Major Blocks of China From the Permian to the Present: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 13,953-13,989.
- Epard, J.-L. & Groshong, R. H. J, 1993, Excess area and depth to detachment. *The American Association of Petroleum Geologists*. 77, 1291-1302

Evans, M.E., and Heller, F., 2003, Environmental Magnetism : Principles and Applications of Enviromagnetics, Academic Press.

F

Farley, K.A., Wolf, R.A., and Silver, L.T., 1996, The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4223-4229.

Fisher, R.A., 1953, Dispersion on a sphere: *Proc. R. Soc.*, v. 217, p. 295-302.

Fluteau, F., Ramstein, G., and Besse, J., 1999, Simulating the evolution of the Asian and African monsoons during the past 30 millions years using an atmopsheric general circulation model: *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p. 11995-12018.

Fu, B., Lin, A., Kano, K.-i., Maruyama, T., and Guo, J., 2003, Quaternary folding of the eastern Tian Shan, northwest China: *Tectonophysics*, v. 369, p. 79-101.

G

Gao J., Li M., Xiao X., Tang Y., and He G., 1998, Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, Vol. 287, pp. 213-231.

Gilder, S., Chen, Y., and Sen, S., 2001, Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for shallow inclinations in central Asia: *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 30505-30521.

Ghose, S., Hamburger, M.W., and Virieux, J., 1998, Three dimensional velocity structure and earthquakes locations beneath the northern Tien Shan of Kyrgystan, central Asia: *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 2725-2748.

Glatzamaier, G.A., and Roberts, P.H., 1995, A three-dimensional self-consistent computer simulation of a geomagnetic field reversal: *Nature*, v. 377.

GMRBX (Geological and Mineral Resources Bureau of Xinjiang Uygur Autonomous Region), 1993, Regional Geology of Xinjiang Uygur Autonomous Region: Ministry of Geology and Mineral Resources of the People's Republic of China, Geological Memoirs, v. 1, 841 p

Graham S.A., Zhou D., Chang E.Z., and Hendrix M.S., 1994, Origins of intermontane Jurassic strata of the Chinese Tian Shan. *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, Vol. 26, N°7, pp. A464.

- Gregoire, V., Darrozes, J., Gaillot, P., Nedelec, A., and Launeau, P., 1998, Magnetite grain shape fabric and distribution anisotropy vs rock magnetic fabric: a three-dimensional case study: *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 937-944.
- Guillot, S., Hodges, K., Le Fort, P., and Arnaud, P., 1994, New constraints on the age of the Manaslu leucogranite : Evidence for episodic denudation in the central Himalaya: *Geology*, v. 22, p. 559-562.

H

- Harrison, T.M., Copeland, P., Kidd, W.S.F., and Lovera, O.M., 1995, Activation of the Nyainqantanghla Shear Zone: Implications for uplift of the southern Tibetan Plateau: *Tectonics*, v. 14, p. 658-676.
- Hendrix, M.S., Graham, A.S., Carroll, A.R., Sobel, E.R., McKnight, C.L., Schulein, B.J., and Wang, Z., 1992, Sedimentary record and climatic implications of deformation in the Tian Shan : Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Junggar, and Turpan Basins, northwest China: *Geological Society of American Bulletin*, v. 104, p. 53-79.
- Hendrix, M.S., Dumitru, T.A., and Graham, A.S., 1994, Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan : An early effect of the India-Asia collision: *Geology*, v. 22, p. 487-490.
- Heubeck, C., 2001, Assembly of central Asia during the middle and late Paleozoic, *in* Hendrix, M.S., and Davis, G.A., eds., *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia : From continental assembly to intracontinental deformation*: Boulder, Colorado, Geological Society Memoir 194, p. 1-22.
- Hodges, K., Parrish, R.R., and Searle, M.P., 1996, Tectonic evolution of the central annapurna Range, Nepalese Himalayas: *Tectonics*, v. 15, p. 1264-1291.
- House M.A., Farley K.A., and Stockli D., 2000, Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating. *E.P.S.L.*, Vol. 183, N°3-4, pp. 365-368.
- Houseman, G., and England, P., 1993, Crustal Thickening Versus Lateral Expulsion in the Indian-Asian Continental Collision: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 12,233-12,249.
- Hrouda, F., 1991, Models of magnetic variations in sedimentary thrust sheets: *Tectonophysics*, v. 185, p. 203-210.
- Hu A., Zhang Z., Liu J., Peng J., Zhang J., Zhao D., Yang S., and Zhou W., 1986, U-Pb age and evolution of Precambrian metamorphic rocks of the middle Tianshan uplift zone, eastern

- Tianshan, China. *Geochimica*, pp. 23-35.
- Hubert-Ferrari, A., Suppe, J., Gonzalez-Mieres, R., and Xin, W., 2005, Surface Effects Of Active Folding, Illustrated With Examples From The Tianshan, *in* Suppe, J., ed., International conference on theory and application of fault-related folding in foreland basin: Beijing.
- Hurford A.J., 1990, Standardization of fission track dating calibration : Recommendation by the Fission track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, vol. 80, pp. 171-178.
- Hurford A.J. and Green P.F., 1983, The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 1, pp 285-317.

I,J

- Jaeger, J.J., Courtillot, V., and Tapponier, P., 1989, Paleontological view of the ages of the Decan Traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision: *Geology*, v. 17, p. 316-319.
- Jelinek, V., 1981, Characterization of the magnetic fabrics of rocks: *Tectonophysics*, v. 79, p. 63-67.
- Johnson, M.R.W., 2002, Shortening budgets and the role of continental subduction during the India-Asia collision: *Earth-Science Reviews*, v. 59, p. 101-123.
- Jolivet, M., Brunel, M., Seward, D., Xu, Z., Yang, J., Roger, F., Tapponnier, P., Malavieille, J., Arnaud, N., and Wu, C., 2001, Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission-track constraints: *Tectonophysics*, v. 343, p. 111-134.
- Jolivet M., Dempster T.J., and Cox R., 2003, Répartition de l'U et du Th dans les apatites : application à la thermochronologie U-Th/He. *Comptes Rendus Géoscience*, Paris. Vol. 335, pp. 899-906
- Jouanne, F., Mugnier, J.-L., Gamond, J.F., Le Fort, P., Pandley, M.R., Bollinger, L., Flouzat, M., and Avouac, J.P., 2004, Current shortening across the Himalayas of Nepal: *Geophysical Journal International*, v. 157, p. 1-14.

K,L

- Kanamatsu, T., Herrero-Bervera, E., Taira, A., Saito, S., and Ashi, J., 1996, Magnetic fabric development in tertiary accretionary complex in the Boso and Miura Peninsulas of central Japan: *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 471-474.
- Ketcham R.A., Donelick R.A., and Carlson W.D., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, Vol. 84, pp. 1235-1255.
- Khain V.E., 1985, *Geology of the USSR*. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 272 p.
- Kirschwink, J.L., 1980, The least-square line and plane and the analysis of paleomagnetic data: *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, v. 62, p. 699-712.
- Lacassin, R., Valli, F., Arnaud, N., Leloup, P.H., Paquette, J.L., Haibing, L., Tapponnier, P., Chevalier, M.-L., Guillot, S., Maheo, G., and Zhiqin, X., 2004, Large-scale geometry, offset and kinematic evolution of the Karakorum fault, Tibet: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 219, p. 255-269.
- Lague, D., Crave, A., and Davy, P., 2003, Laboratory experiments simulating the geomorphic response to tectonic uplift: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, doi:10.1029/2002JB0011785, 11 p.
- 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 de doctorat de l'Université d'Orléans.
- Laurent-Charvet S., Charvet J., Shu L.S., Ma R.S., and Lu H.F., 2002, Palaeozoic late collisional strike-slip deformations in Tianshan and Altay, eastern Xinjiang, NW China. *Terra Nova*, Vol. 14, N°4, pp. 249-256.
- Laurent-Charvet S., Charvet J., Monié P., and Shu L.S., 2003, Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern Central Asia (NW China): new structural and geochronological data. *Tectonics*, Vol.22, N°2, pp. 1099-1101.
- Le Goff, M., Henry, B., and Daly, L., 1992, Practical method for drawing a VGP path: *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, v. 70, p. 201-204
- Liu, T., Ding, M., and Derbyshire, E., 1996, Gravel Deposits on the margins of the Qinghai-Xizang plateau, and their environmental significance: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 120, p. 159-170.

M

- Ma R.S., Wang C.Y., and Ye S.F., 1993, Tectonic framework and crustal evolution of Eastern

- Tianshan mountains. Publishing House of Nanjing University, Nanjing, 225 p. (In Chinese).
- Mahéo, G., 2002, Exhumation des roches de très haute température, dômes et décrochements, Karakorum: Lyon, Université Claude Bernard.
- Matte P., Tapponnier P., Arnaud N., Bourjot L., Avouac J.P., Vidal P., Liu Q., Pan Y., and Wang Y., 1996, Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 142, p. 311-330.
- McElhinny, M.W., 1964, Statistical Significance of the Fold Test in Paleomagnetism: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 7, p. 457-468.
- McFadden, P.L., and McElhinny, M.W., 1990, Classification of the reversal test in Paleomagnetism: *Geophysical Journal International*, v. 103, p. 725-729
- Mellors R.J., Vernon F.L., Pavlis G.L., Abers G.A., Hamburger M.W., Ghose S., and Iliasov B., 1997, The Ms=7.3 1992 Suusamyr, Kyrgyzstan, Earthquake: 1. Constraints on Fault Geometry and Source Parameters Based on Aftershocks and Body-Wave Modeling. *Bull. Seismological Soc. Amer.*, Vol. 87, N°1, pp. 11-22.
- Métivier, F., 1996, Volumes sédimentaires et bilans de masses en Asie pendant le Cénozoïque: Paris, Université Paris VII.
- Métivier, F., and Gaudemer, Y., 1997, Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia): constraints on regional tectonics: *Geophysical Journal International*, v. 128, p. 1-17.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., and Meyer, B., 1998, Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas : The Qaidam and Hexi Corridor basins, China: *Tectonics*, v. 17, p. 823-842.
- Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., and Michel, K., 1999, Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic: *Geophysical Journal International*, v. 137, p. 280-318.
- Mock, C., Arnaud, N.O., and Cantagrel, J.-M., 1999, An early unroofing in northeastern Tibet? Constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology on granitoids from the eastern Kunlun range (Qianghai, NW China): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 171, p. 107-122.
- Molnar, P., Brown, E.T., Burchfiel, B.C., Deng, Q., Feng, X., Li, J., Raisbeck, G.M., Shi, J., Wu, Z., Yiou, F., and You, H., 1994, Quaternary Climate Change and the Formation of River Terraces across Growing Anticlines on the North Flank of the Tien Shan, China: *Journal of Geology*, v. 102, p. 583-602.

- Molnar, P., and Deng, Q., 1984, Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in Central and Eastern Asia: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 6203-6227.
- Molnar, P., and England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg?: *Nature*, v. 346, p. 29-34.
- Molnar, P., and Tapponnier, P., 1975, Cenozoic tectonics of Asia : Effects of a Continental Collision: *Science*, v. 189, p. 419-426.

N

- Nelson, M.R., McCaffrey, R., and Molnar, P., 1987, Source parameters for 11 earthquakes in the Tian Shan, Central Asia, determined by P and Sh waveform inversion: *Journal of Geophysical Research*, v. 92, p. 12629-12648.
- Noël, H., Garbolino, E., Brauter, A., Lallier-Vergès, E., De Beaulieu, J.L., Disnar, J.-R., 2001, Human impact and soil erosion during the last 5000 years as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology*, 25, 229-244.

O,P

- Opdykes, N.D., Lindsay, E., Johnson, N., Tahirkheli, R.A.K., and Mirza, M.A., 1979, Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of the upper Siwaliksub-Group of northern Pakistan: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 27, p. 1-34.
- Parrish, R.R., and Hodges, K., 1996, Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequence, Nepalese Himalaya: *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 904-911.
- Parès, J.M., and Van der Pluijm, B., 2002, Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks: *Tectonophysics*, v. 350, p. 283-298.
- Patriat, P.A., and Achache, J., 1984, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates: *Nature*, v. 311, p. 615-621.
- Peizhen, Z., Molnar, P., and Downs, W.R., 2001, Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates: *Nature*, v. 410, p. 891-897.
- Peltzer, G., Tapponier, P., and Cobbold, P., 1982, Les grands décrochements de l'Est asiatique, évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental:

- Comptes Rendus de l'Academie de Sciences - Serie Ila: Sciences de la Terre et des Planetes, v. 294, p. 1341-1348.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., and Armijo, R., 1989, Magnitude of late Quaternary Left-Lateral Displacement Along the North Edge of Tibet: *Science*, v. 246, p. 1285-1289.
- Poisson, B., 2002, Impact du climat et de la tectonique sur l'évolution géomorphologique d'un piémont : exemple du piémont Nord du Tian Shan depuis la fin du Pléistocène [Ph. D Thesis thesis]: Paris, University of Paris XI.
- Poisson, B., and Avouac, J.-P., 2004, Holocene Hydrological Changes Inferred from Alluvial Stream Entrenchment in North Tian Shan (Northwestern China): *Journal of Geology*, v. 112, p. 231-249.
- Poupinet, G., Avouac, J.-P., Jiang, M., Wei, S., Kissling, E., Herquel, G., Guilbert, J., Paul, A., Wittlinger, G., Su, H., and Thomas, J.-C., 2002, Intracontinental subduction and palaeozoic inheritance of the lithosphere suggested by a teleseismic experiment across the Chinese Tien Shan: *Terra Nova*, v. 14, p. 18-24.

Q,R

- Raymo, M.E., and Ruddiman, W.F., 1992, Tectonic forcing of late cenozoic climate: *Nature*, v. 359, p. 117-122.
- Rees, A.I., 1961, The effects of Water currents on the Magnetic Remanence and Anisotropy of Susceptibility of Some Sediments: *Geophysical Journal*, v. 5, p. 235-251.
- Reigber, C., Michel, G.W., Galas, R., Angermann, D., Klotz, J., Chen, J.Y., Papschev, A., Arslanov, R., and Tzurkov, V.E., 2001, New space geodetic constraints on the distribution of deformation in the Central Asia: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 191, p. 157-165.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., and Zanetti, K.A., 2004, Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 1857-1887.
- Rochette, P., Jackson, M., and Aubourg, C., 1992, Rock Magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility: *Reviews of Geophysics*, v. 30, p. 209-226.
- Roberts, A.P., and Winklhofer, M., 2004, Why are geomagnetic excursions not always recorded in sediments? Constraints from post-depositional remanent magnetization lock-in modelling: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 227, p. 345-359.
- Rowley, D.B., 1996, Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 145, p. 1-13.

Ruddiman, W.F., and Kutzbach, J.E., 1989, Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American West: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 18409-18427.

S

Scharer, U., Lian-Sheng Zhang, and Tapponnier, P., 1994, Duration of strike-slip movements in large shear zones: The Red River belt, China: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 126, p. 379-397.

Searle, M.P., and Phillips, R.J., 2004, A comment on "Large-scale geometry, offset, and kinematic evolution of the Karakoram fault, Tibet" by R. Lacassin et al. (*Earth Planet. Sci. Lett.* 219 (2004) 255-69): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 229, p. 155-158.

Searle M.P., 1991, *Geology and Tectonics of the Karakorum Mountains*. Wiley, New York, 358 p.

Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., and Burtman, V.S., 1993, Evolution of the Altaid tectonic collag and Palaeozoic crustal growth in Eurasia: *Nature*, v. 364, p. 299-307.

Shu L.S., Charvet J., Guo L.Z., Lu H.F., and Laurent-Charvet S., 1999, A large-scale dextral ductile strike-slip zone: the Aqqikkudug-Weiya zone along the northern margin of the Central Tianshan belt, Xinjiang, NW China. *Acta Geol. Sin.*, Vol. 73, N°2, pp. 148-162.

Sobel E.R., 1995, Basin analysis and apatite thermochronology of the Jurassic – Paleogene Western Tarim basin [Ph.D. dissert.] : Stanford, California, Stanford University, 308 p.

Sobel E.R., and Arnaud N., 1996, Age controls on origin and cooling of the Altyn tagh range, NW China : *Geol. Soc. of America Abstract with Programs*, Vol. 28, N°7, p. A67.

Sobel, E.R., and Dumitru, T.A., 1997, Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during India-Asia collision: *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 5043-5063.

Sobel E.R., and Arnaud N., 1999, A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW China. *Tectonics*, vol.18, N°1, pp. 64-74.

Sun, J., Zhu, R., and Bowler, J., 2004, Timing of the Tianshan Mountains uplift constrained by magnetostratigraphic analysis of molasse deposits: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 219, p. 239-253.

Suppe, J., Hubert-Ferrari, A., and Xin, W., 2004, The long active Tianshan thrust belt, Kuche, Xinjiang China: AGU Fall meeting.

T,U

- Tapponnier, P., and et, a., 1990, The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China: *Nature*, v. 343, p. 431-437.
- Tapponnier, P., and Molnar, P., 1976, Slip-line field theory and large-scale continental tectonics: *Nature*, v. 264, p. 319-324.
- Tapponnier, P and Molnar P., 1979, Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions: *Journal of Geophysical Research*, v. 84, p. 3425-3459.
- Tapponnier P., Mattaeur M., Proust F., and Cassaigneau C., 1981, Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.52, pp. 355-371.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., and Armijo, R., 1986, On the mechanism collision between India and Asia, in Coward, M.P.R., A.C., ed., *Collision Tectonics*, Volume 19, Geological Society Special Publication, p. 115-157.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R., and Cobbold, P., 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine.: *Geology*, v. 10, p. 611-616.
- Tapponnier, P., Xu, Z., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wiltinger, G., and Yang, J., 2001, Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau: *Science*, v. 294, p. 1670-1677.
- Tauxe, L., 1998, *Paleomagnetic Principles and Practice*, Kluwer Academic Publisher, 312 p.
- Teng, Z.H., Yue, L.P., Pu, R.H., Deng, X.Q., and Bian, X.W., 1996, The magnetostratigraphic age of the Xiyu Formation: *Geology Review*, v. 42, p. 481-489.
- Tyson, R.V., 1995, *Sedimentary organic matter (Organic faciès and palynofacies)*, Chapman & Hall (Eds), Londres, 615 p.

U,V

- Ulmishek, G., 1984, *Geology and petroleum resources of basins in western China*: Argonne National laboratory Report ANL/ES-146, p. 131.
- Vinnik, L.P., Reigber, C., Aleshin, I.M., Kosarev, G.L., Kaban, M.K., Oreshin, S.I., and Roecker, S.W., 2004, Receiver function tomography of the central Tien Shan: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 225, p. 131-146.
- Vincent S.J., and Allen M.B., 1999, Evolution of the Minle and Chaoshui Basins, China : Implications for Mesozoic strike-slip basin formation in Central Asia. *Geol. Soc. of America Bull.*, Vol. 111, N°5, pp. 725-742.

W

- Wang B., Lang Z., Li X., Qu X., Li T., Huang C., and Cui X., 1994, Comprehensive survey of geological sections in the west Tianshan of Xinjiang, China. Science Publishing House, Beijing, China, 202 p.
- Wang, C.-Y., Yang, Z.-E., Luo, H., and Mooney, W.D., 2004, Crustal structure of the northern margin of the eastern Tien Shan, China, and its tectonic implications for the 1906 M_w7.7 Manas earthquake: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 223, p. 187-202.
- Wang, Q., Zhang, P.-Z., Freymueller, J.T., Bilham, R., Larson, K.M., Lai, X., You, X.Z., Niu, Z.J., Wu, J.C., Li, Y.X., Liu, J.N., Yang, Z.Q., and Chen, Q.Z., 2001, Present-day crustal deformation in China constrained by global positioning system measurements: *Science*, v. 294, p. 574-577.
- Wang, Y., Mooney, W.D., Xuecheng, Y., and Coleman, R.G., 2003, The crustal structure from the Altaï Mountains to the Altyn Tagh fault, northwest China: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, p. doi:10.1029/2001JB000552.
- Wang Z., Wu J., Lu X., and Liu C., 1990, Polycyclic tectonic evolution and metallogeny of the Tianshan mountains: Beijing, Science Press, 217p.
- Warnock A.C., Zeitler P.K., Wolf R.A., and Bergman S.C., 1997, An evaluation of low-temperature apatite U-Th/He thermochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 61, pp. 5371-5377.
- Wartes M.A., Carroll A.R., and Greene T.J., 2002, Permian sedimentary record of the Turpan-Hami basin and adjacent regions, northwest China: Constraints on postamalgamation tectonic evolution. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, Vol. 114, N°2, pp. 131-152.
- Westphal, M., and Pfaff, H., 1986, *Paléomagnétisme et magnétisme des roches*: Paris, DOIN Editeurs.
- Willet, S.D., Slingerland, R., and Hovius, N., 2001, Uplift, shortening, and steady state topography in active mountain belts: *American Journal of Science*, v. 301, p. 455-485.
- Windley, B.F., Allen, M.B., Zhang, C., Zhao, Z.-Y., and Wang, G.R., 1990, Paleozoic accretion and Cenozoic deformation of the Chinese Tien Shan Range, central Asia: *Geology*, v. 18, p. 128-131.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., and Silver, L.T., 1996, Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4231-4240.

X,Y

- Yang, Y. and Liu, M., 2002, Cenozoic deformation of the Tarim plate and the implications for mountain building in the Tibetan Plateau and the Tian Shan, *Tectonics* 21(6), 9-1 - 9-16.
- Yin, A., and Harrison, T.M., 2000, Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen: *Annual Revue of Earth Planetary Science*, v. 28, p. 211-280.
- Yin, A., Nie, S., Craig, P., and Harrison, T.M., 1998, Late Cenozoic tectonic evolution of the southern Chinese Tian Shan: *Tectonics*, v. 17, p. 1-27.
- Yin, A., Rumelhart, P.E., Butler, R., Cowgill, E., Harrison, T.M., Foster, D.A., Ingersoll, R.V., Quing, Z., Xian-Qiang, Z., Xiao-Feng, W., Hanson, A., and Raza, A., 2002, Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in the northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation: *Geological Society of American Bulletin*, v. 114, p. 1257-1295.

Z

- Zijderveld, J.D.A., 1967, A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results, *in* Collinson, D.W., Creer, K.M., and Runcorn, S.K., eds., *Methods in paleomagnetism*, p. 254-286.
- Zhang, P.-Z., Shen, Z., Wang, M., Gan, W., Bürgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Hanrong, S., and Xinzhaio, 2004, Continuous deformation of the Tibetan PLateau from global positioning system data: *Geology*, v. 32, p. 809-812.
- Zhao, J., Liu, G., Lu, Z., Zhang, X., and Zhao, G., 2003, Lithospheric structure and dynamic processes of the Tianshan orogenic belt and the Junggar basin: *Tectonophysics*, v. 376, p. 199-239.
- Zheng, H.B., Powell, C.M., An, Z., Zhou, J., and Dong, G., 2000, Pliocene uplift of the northern Tibetan Plateau: *Geology*, v. 28, p. 715-718
- Zhou D., Graham S.A., Chang E.Z., Wang B., and Hacker B., 2001, Paleozoic tectonic amalgamation of the Chinese Tian Shan: evidence from a transect along the Dushanzi-Kuqa Highway. In: Hendrix M., Davis S., Editors. *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central and Eastern Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation*. Geol. Soc. America Mem., Vol. 194, pp. 71-99.

Liste des figures et des tableaux

Introduction

Chapitre I

Figure 1.1 : carte géologique générale de l'Asie.

Figure 1.2 : carte topographique de l'Asie du sud et central issue des modèles numériques de terrain GTOPO30 (NASA)

Figure 1.3 : Evolution de la vitesse de convergence entre l'Inde et l'Asie (tiré de Avouac et DeWever, 2002; d'après Patriat et Achache, 1984)

Figure 1.4 : quantité totale de raccourcissement horizontal générée par la convergence Inde-Asie et répartition de ce raccourcissement à travers l'Asie (d'après Chen et al., 1993)

Figure 1.5 : évolution des vitesses d'accumulation sédimentaires moyennes des grands bassins d'Asie (d'après Métivier, 1999).

Figure 1.6 : coupe lithosphérique de l'Himalaya et du Plateau du Tibet montrant les trois phases de construction du plateau suivant le modèle de propagation vers le Nord de la déformation (d'après Tapponnier et al., 2001)

Figure 1.7 : carte structurale des grands décrochements d'Asie du sud et centrale, et âges supposés des premiers mouvements dus à la collision Inde-Asie, FAT : faille de l'Altyn Tagh ; FK, faille de Karakorum ; FFR : faille du Fleuve Rouge ; MCT : Main Central Thrust ; ¹ Yin et al. (1998) ; ² Caltos et al. (2002) ; ³ Lacassin et al., (2001) ; ⁴ Tapponnier et al. (1990) ; ⁵ Sharer et al. (1994)

Figure 1.8 : vitesses GPS de l'Asie du Sud (d'après Wang et al., 2001)

Figure 1.9 : vitesses de déplacement Holocène calculées à partir d'un modèle de blocs rigides (d'après Avouac et Tapponnier, 1993)

Figure 1.10 : sismicité enregistrée depuis 1995 de l'Asie centro-méridionale (catalogue IRIS) et structures tectoniques majeures

Figure 1.11 : carte topographique de la chaîne du Tianshan réalisée à partir des modèles numériques de Terrain GTOPO 30 de la NASA

Figure 1.12 : profils topographiques Nord-Sud du Tianshan central (a); profile topographique le long de la coupe Kuitun/Bayanbulak/Kuche (b)

Figure 1.13 : carte géologique du Tianshan central (d'après Wang Bo)

Figure 1.14 : structures lithosphériques du Tianshan d'après Zhao et al. (2003)

- Figure 1.15 :** carte d'Asie centrale montrant les grands ensembles géodynamiques et leur morcellement en de nombreux micro-bloques (d'après Heubeck, 2001)
- Figure 1.16 :** accréation Paléozoïque du Tianshan suivant les modèles géodynamique (A) de Gao et al. (1998) et (B) de Windley et al. (1990)
- Figure 1.17 :** modèle d'accréation du Tianshan au cours du Paléozoïque (d'après Laurent-Charvet, 2001)
- Figure 1.18 :** évolution paléogéographique de l'Asie centrale depuis le Devonien moyen jusqu'au carbonifère supérieur (d'après Heubeck, 2001)
- Figure 1.19 :** évolution paléogéographique de l'Asie centrale au cours du Permien (d'après Heubeck, 2001)
- Figure 1.20 :** Evolution des vitesses d'accumulation des sédiments dans les bassins du Tarim et du Junggar (d'après Métivier, 1996)
- Figure 1.21** Localisation des échantillons prélevés le long de la coupe Manas et âges traces de fission en fonction de la position stratigraphique (d'après Hendrix et al. 1994).
- Figure 1.22 :** âges obtenus par analyses des traces de fission le long du transecte Dushanzi/Kuche (modifié d'après Dumitru et al., 2001)
- Figure 1.23 :** vitesses d'exhumation et de sédimentation du bassin de Chu (Kyrgystan) déduites d'études U-Th/He, trace de fission et magnétostratigraphique (d'après Bullen et al., 2001)
- Figure 1.24 :** carte Carte de la sismicité instrumentale du Tianshan (d'après Dominguez et al. in prép.)
- Figure 1.25 :** carte Carte de la sismicité et mécanisme au foyer des principaux événements (d'après Dominguez et al. in prép.)
- Figure 1.26 :** coupe sismique à travers le Tianshan central (modifié d'après Zhao et al., 2003)
- Figure 1.27 :** carte Carte des vitesses de raccourcissement déduites des études GPS du réseau CATS (Reigber et al., 2001)
- Figure 1.28 :** profils longitudinaux brutes (A) et "rectifiés" (C) des terrasses le long de l'anticlinal de Dushanzi (d'après Poisson et Avouac, 2004).

Chapitre II

Figure 2.1: schéma illustrant les principales composantes du champs magnétique terrestre **H** avec **D** la déclinaison et **I** l'inclinaison (d'après Butler, 1992)

Figure 2.2: schéma illustrant le modèle de dipôle axial géocentré et la relation entre **I** et la latitude λ (d'après Bulter, 1992)

Figure 2.3: modèle électromécanique de la Dynamo auto-exité (tiré de Butler, 1992). Il consiste en un disque conducteur, en constante rotation autour d'un axe et connecté à un solénoïde . L'application d'un champs magnétique initiale va créer un courant électrique dans le disque en rotation qui lui-même va créer un champs induit dans le solénoïde, champs induit qui à son tour va créer un courant dans le disque et ainsi de suite

Figure2.4 : règle de remplissage des couches électronique de Klechkowsky et exemple de la structure électronique du Fer (Fe : [Ar] 4s² 3d⁶)

Figure 2.4 : Aimantation **J** en fonction du champs magnétique **H** appliqué pour des minéraux (a) diamagnétiques (b) paramagnétiques et (c) ferromagnétiques (tiré de Bulter, 1992)

Figure 2.5 : schéma illustrant les différents types de comportement ferromagnétique et les couplages atomiques associés (d'après Butler, 1992)

Figure 2.6 : principe de l'ARD. Lors de la chute dans la colonne d'eau pendant la phase de sédimentation, les particules magnétiques s'orientent suivant le champs magnétique terrestre ambient **B** (ou **H**). Cette orientation est conservée dans le sédiment lors de la phase de compaction/diagenèse

Figure 2.7 : schéma illustrant la méthode de détermination des polarités magnétiques par la mesure des anomalies magnétiques des fonds océaniques (tiré de Cox, 1986). Au moment de leur formation au niveau de la ride océanique les laves enregistrent la direction du champs magnétique terrestre par ATR et sont ensuite expulsées latéralement. En supposant que l'aimantation globale de la colonne sédimentaire est nulle, l'anomalie magnétique mesurée à la surface est directement liée à l'aimantation des laves et donc à leur polarité.

Figure 2.8 : carte topographique du bassin du Tarim (MNT GTOPO30, Nasa) et limite approximative (ligne pointillé) du bassin Kuche

Figure 2.9 : carte topographique du bassin de la Junggarie (MNT GTOPO30, NASA)

Figure 2.10 :Logs stratigraphiques simplifiés des formations Mésozoïque le long des coupes Kuche (a.) et Manas (b) et légende associée (c) réalisés d'après Hendrix et al.,

(1992) ; carte géologique le long des rivières de Manas (d) réalisée d'après Hendrix et al. (1994) et de Kuche (e) ; carte topographique du Tianshan montrant la localisation des coupes Kuche et Manas (f)

Figure 2.11 : photographie panoramique pris le long de la coupe de la Kuche montrant les principales unités stratigraphiques du bassin de Kuche avec : (a) limite Jurassique/Crétacé inférieur, (b) limite Crétacé/Tertiaire et (c) limite entre le Néogène (Kuche Fm.) et le Pléistocène (Xiyu Fm.)

Figure 2.12 : (a) photographie panoramique pris le long de la rivière Manas montrant le Jurassique inférieur ; (b) panorama du Crétacé inférieur et du Jurassique ; (c) photo du Jurassique inférieure sur les rives de la Manans He et (d) photographie de l'unité conglomératique de la formation Yageliemu

Figure 2.13 : log stratigraphiques schématiques des sédiments cénozoïques des bassins Junggar (a) et Kuche (b) réalisés d'après le B.G.M.R.X.U

Article 1

Magnetostratigraphy and rock magnetism of the Neogene Kuitun He Section (Northwest China): Implications for Late Cenozoic uplift of the Tianshan mountains

Table 1. Site-mean paleomagnetic directions from this study. Sites A-C come from the southern flank of the Kuitun He anticline. Subsections 1 to 7 come from the magnetostratigraphic section. Abbreviations are: n, number of samples; S, strike; d, dip; D, magnetic declination; I, magnetic inclination; g, geographic coordinates; s, stratigraphic coordinates; k, precision parameter; α_{95} , radius of the cone in which the mean direction lies within 95% confidence.

Figure 1. Topographic map of central Asia.

Figure 2. (a) Geological map of the Dushanzi area (after Avouac et al. [13]) showing the Kuitun magnetostratigraphic section and the sampling sites farther south; (b) cross section of the Kuitun He anticline indicating the position of the paleomagnetic cores; (c) partial stratigraphic logs of the Kuitun He section (positions indicated in (b)).

Figure 3. Rock magnetic investigations of representative samples: (a, c, e) isothermal remanent magnetization; (b, d, f) Curie point analyses; (g) hysteresis loop.

Figure 4. Representative Zijderveld diagrams [47] obtained from both thermal and alternating field (AF) demagnetization (in situ coordinates).

Figure 5. Equal area projections of: (a, b) component 1 directions (276 samples); (c, d) component 2 directions (182 samples); (e, f) the 10 site mean directions, in in situ and tectonic corrected coordinates, respectively. Diamond (a) shows the Present Earth's field direction and grey (open) stars represent the (overall) mean directions in both polarities.

Figure 6. (a) Magnetic declination and (b) magnetic inclination corresponding to the samples fit with principal component analysis. The shaded area corresponds to the conglomerate-rich Xiyu Formation. (c) magnetostratigraphic column from this study and (d) from Sun et al. [23]. (e) reference polarity time scale after Berggren et al. [28]; (f) Age versus depth plot of the Kuitun section, using the data and correlation from Figures 6c and 6e..

Figure 7. Variations of magnetic susceptibility (κ), anhysteretic remanent magnetization (J_{ARM}), anisotropy degree (P_j) and shape parameter (T) as a function of depth and time for the Kuitun He section. Heavy solid line shows the averages of a sliding window shifted every 50 m; 1σ uncertainties in grey.

Article 2

Magnetostratigraphy of the Yaha section, Tarim Basin (China): 11 Ma acceleration in erosion and uplift of the Tianshan Mountains

Figure 2.14. (a) Topographic and locality map of central Asia. (b) Geological map of the Kuche area (after GMRBX, 1993). (c) Cross section of the Yaha river valley at the Qiulitage anticline. (d) SRTM digital elevation model along the Yaha river showing the paleomagnetic and pollen sample localities.

Figure 2.15. Curie point analyses of representative samples.

Figure 2.16. Representative Zijderveld diagrams (Zijderveld, 1967) obtained from thermal demagnetization (in situ coordinates).

Figure 2.17. Equal area projection of: (a,b) remanent directions (406 samples) in in-situ and tectonic corrected coordinates, respectively; (c,d) the 10 sites mean direction used to make the fold test with 3 sites from the southern limb of the anticline and 7 from subsections of the magnetostratigraphic section, in in-situ and tectonic corrected coordinates respectively; grey stars represent the (overall) mean directions in both polarities.

Figure 2.18. (a) Magnetic declination and inclination corresponding to the samples fit with principal component analysis. (b) Magnetostratigraphic column from this study. Each

normal (black) and reverse (white) polarity chron is defined by at least two samples from two different sedimentary horizons. Reversals found in a single bed are shown in gray. (c) Reference polarity time scale after Berggren et al. (1995) ; (d) Age versus depth plot of the Yaha section, using the data and correlation from 2b and 2c.

Figure 2.19. (a) Plot of the instantaneous sedimentation rate of the data shown in Fig. 2d (uncertainty envelope in gray). (b) Magnetic susceptibility (κ) and (c) magnetic anisotropy shape parameter (T) as a function of depth and time for the Yaha section.

Article 3

Uplift pulses of the Tianshan mountains recorded in the Neogene Jingou He section (Northwest China): from magnetostratigraphic and rock magnetism constraints

Table 1. Site-mean paleomagnetic directions from this study. Sites A-C come from the southern flank of the Kuitun He anticline. Subsections 1 to 8 come from the magnetostratigraphic section. Abbreviations are: n, number of samples; D, magnetic declination; I, magnetic inclination; g, geographic coordinates; s, stratigraphic coordinates; k, precision parameter; α_{95} , radius of the cone in which the mean direction lies within 95% confidence.

Table 2. Neogene formations of the south Junggar basin and their age constraint from our correlation of the Jingou He magnetostratigraphic column. Asterix corresponds to ages extrapolated from age of the base of the Jingou He sampled section giving hypotheses on the total thickness of the Shawan formation and rate of sedimentation.

Table 3. Paleomagnetic poles and rotation with respect to the APWP pole from the Jingou He section and other previous studies carried out on Cenozoic sediments across the Tianshan. D is the magnetic declination and I magnetic inclination. Site locations are indicated ever by latitude and longitude coordinate or study number with reference to the Fig. 8 general Tianshan map. Paleopole and incertitude were calculated using unpublished Enkin software while declination rotations were calculated using APWP reference poles from Besse and Courtillot (2002). Magnetostratigraphic section are considered as one single paleomagnetic site. As the Kuitun He, the Yaha and the Noruz sections span respectively from 3.1 to 10.5 Ma, 5.2 to 12.3 Ma and 3 to 9 Ma, we compare their observed average directions to the APWP pole at 10 Ma that is $\lambda_p = 84.1^\circ$ and $\phi_p = 149.1^\circ$. The Jingou He

section spans from ~8.3 to 21.7 Ma thus we compare the average magnetic direction to the APWP pole at 20 Ma that is $\lambda_p = 82.3^\circ$ and $\phi_p = 147.6^\circ$. The Boguzihe section (Chen et al., 2001) is younger from 1 to 3.5 Ma but we chosen the 10 Ma APWP pole to determine the paleomagnetic rotation.

Table 4. magnetic direction calculated at the Yaha section, the Jingou He and the Kuitun section and magnetic rotation with respect to the Yaha section. To rigorously calculate the amount of rotation we have calculated the average paleomagnetic direction at each section for the same interval time where section are time overlapping which lie from 10 to 8 Ma

Figure 1. Topographic map of central Asia.

Figure 2. (a) Geological map of the Dushanzi area (after Avouac et al. [13]) showing the Kuitun magnetostratigraphic section and the sampling sites farther south; (b) cross section of the Kuitun He anticline indicating the position of the paleomagnetic cores; (c) partial stratigraphic logs of the Kuitun He section (positions indicated in (b)).

Figure 3. Rock magnetic investigations of representative samples: (a, c, e) isothermal remanent magnetization; (b, d, f) Curie point analyses; (g) hysteresis loop.

Figure 4. Representative Zijderveld diagrams [47] obtained from both thermal and alternating field (AF) demagnetization (in situ coordinates).

Figure 5. Equal area projections of: (a, b) component 1 directions (276 samples); (c, d) component 2 directions (182 samples); (e, f) the 10 site mean directions, in in situ and tectonic corrected coordinates, respectively. Diamond (a) shows the Present Earth's field direction and grey (open) stars represent the (overall) mean directions in both polarities.

Figure 6. (a) Magnetic declination and (b) magnetic inclination corresponding to the samples fit with principal component analysis. (c) magnetostratigraphic column from this study and (d) from Sun et al. [23]. (e) reference polarity time scale after Berggren et al. [28]; (f) Age versus depth plot of the Kuitun section, using the data and correlation from Figures 6c and 6e..

Figure 7. Variations of magnetic susceptibility (κ), anisotropy degree (P_j) and shape parameter (T) as a function of time for the Kuitun He section. Heavy solid line shows the averages of a sliding window shifted every 50 m; 1σ uncertainties in grey.

Figure 8. evolution with respect to time of the sedimentation rates and magnetic parameters in the Jingou He section and comparison with the two other Yaha and Kuitun sections.

Figure 9 : Simplified topographic map of Tianshan with site location of studies presented on Table 3 and their paleomagnetic rotation with respect to APWP poles

Chapitre III

Article 4

The sedimentary record of Cenozoic erosion and tectonics of Central Tianshan

Table 1. U-Th/He data from apatite and zircons. Ft is the alpha ejection correction after Farley et al. (1996). The error is 6% of calculated age on each individual replicate.

Table 2 : erosion rates calculated based on the lag time concept

Figure 1 : general topographic map of the Tianshan area

Figure 2 : Schematic sketch defining the kinematic framework used in this study.

Figure 3 : Geological map of the south Junggar piedmont and localisation of the Kuitun and the Jingou He magnetstratigraphic section (top); schematic cross section of the northern piedmont at the Jingou He longitude

Figure 4 : Geological map of the west part of Kuche piedmont with localisation of the Yaha magnetostratigraphic section (top) and cross section of the piedmont after Suppe et al. (2004)

Figure 5 : comprehensive correlation to reference scale of the three Jingou He, Kuitun and Yaha magnetostratigraphic column

Figure 6 : compacted sedimentation rates with respect to time in the three magnetostratigraphic sections

Figure 7 : (a) line drawing analyses of the seismic line run accorss the Anjihai He anticline; (b) uninterpreted seismic line (c) diapiric area against thickness; (d) evolution of sedimentation rates with respect to the thickness; (e) shortening with respect to time

Figure 8 : (a) U-Th/He ages of both zircon and apatite grains with respect to their stratigraphic position along the Kuitun section; (b) erosion rates deduced from the lag time concept (diamond) and cosmogenic dating (circle); (c) evolution of sedimentation rates in the Kuitun section

Figure 9 : (a) isopach map of both the Kuche and the Junggar basin used to calculate their total volume; (b) schematic north-south profiles of the basin basement obtained from the isopach map

Figure 10 : sediment flux evolution of both the Junggar (a) and the Kuche basin (b) based on the hypothesis of uniform relative thickness

Figure 11 : (a) seismic line run south of the Yakeng anticline and (b) satellite image map of the Kuitun area; both were used to calculate the propagation rate of the Xiyu formation along both sides of the Tianshan

Chapitre IV

Figure 4.1 : (a) profil sismique réalisé sur le piémont de Kuche d'après Dengfa et al ; (2005) ; (b) panorama de la coupe de Kuche pris le long de la rivière du même nom (c) carte géologique à proximité de la ville de Kuche avec la localisation du profil sismique et du panorama

Figure 4.2 : photographie vers le sud de la coupe de l'Anjihai He nord

Figure 4.3 : évolution de quelques paramètres organiques et magnétique le long de la coupe de la Jingou He

Figure 4.4 : Evolution de la susceptibilité magnétique, de la proportion en marqueurs de sols (MOAR) et des vitesses de sédimentation en fonction de la profondeur et du temps le long de la coupe Kuitun

Annexes

Annexe I

Figure AI.1. : schéma de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique avec les trois axes principaux κ_1 , κ_2 et κ_3

Annexe II

Figure AII.1 : schéma de l'inductomètre JR5 (a) et du rémanomètre 2G-SQUID (b)

Figure AII.2 : champ magnétique alternatif sinusoïdal (tiré de Butler, 1992)

Annexe III

Figure AIII.1 : principales chaînes de désintégration nucléaires productrices d' ^4He avec les constantes de temps caractéristiques de chacun des paliers (tiré de Mahéo, 2002)

Figure AIII.2 : photographies de quelques grains d'apatite et de zircon

Figure AII.3 : schéma illustrant les effets de bord et la perte de particule ^4He lors de l'émission radioactive (tiré de Mahéo, 2002)

Figure AIII.4 : photographie d'un grain d'apatite présentant une possible inclusion en son cœur constituée probablement de zircon

Figure AIII.5 : (a) schéma simplifié et (b) photographie de la ligne d'extraction de l' ^4He du laboratoire de CALTECH

Figure AIII.6 : photographie de l'ICP-MS utilisé pour les datations U-Th/He au laboratoire de CALTECH

Article 5

Low erosion rates, reactivated tectonic structures and active deformation: the Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the Bayanbulak basin, Central Tianshan.

Table AIV.1 : Fission track central ages. Ap. = apatite. ρ_s and ρ_i represent sample spontaneous and induced track densities ; $P(\chi^2)$ is the probability of χ^2 for ν degrees of freedom (where ν = number of crystals – 1). Zeta CN5 apatite = 318 ± 15 (M.J.). Samples were irradiated at the ANSTO facility, Australia.

Table AIV.2. U-Th/He data from apatite and zircons. Ft is the alpha ejection correction after Farley et al., 1996. The error is 6% of calculated age on each individual replicate.

Figure AIV.1 : general geological map and localisation of the studied area (Bayanbulak basin, scare)

Figure AIV.2 : geological map of the Bayanbulak basin with localisation of studied site (scare) and schematic North-South cross section

Figure AIV.3 : sample map showing the location of samples analysed in this study (black circles) and two complementary samples from Dumitru et al. (2001) (black squares). See Fig. A IV.2 for map key. See text and tables 1 and 2 for discussion on fission tracks and U-Th/He data obtained on samples.

Figure AIV.4: central fission track age, Dpar, altitude and Mean Track length correlation. MJ is Marc Jolivet, TD is Dumitru et al., 2001. See table 1 for precise values for samples from this study.

Figure AIV.5: Fission track length modelling of samples Bay B, Bay City (southern compartment) and Bay D (northern compartment), using AFTSolve software with the Ketcham et al., 1999 annealing model. N = number of track lengths measured. MTL = Mean Track Length. The dark grey envelope corresponds to 1 sigma, the light grey to 2 sigma. The black dotted curve is the best fit

Figure AIV.6 : He and fission track ages vs altitude. See tables 1 and 2 for precise values and text for discussion about the results.

Figure AIV.7 : field photography of fluvial terraces (top) with their landsat image and topographic measurement (bottom)

Figure AIV.8 : Track lengths modelling (key as on Fig. A IV.5) and apatite U-Th/He ages for samples Bay D (black dots). See table 2 for U-Th/He ages precise values.

Annexes

ANNEXE I : Principe et mesure de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM)

Principe de l'ASM

Introduction

La méthode basée sur l'ASM est essentiellement appliquée à la détermination des fabriques minérales des roches utilisées le plus souvent comme marqueurs cinématiques des déformations ou des processus sédimentaires. Elle s'est développée de manière importante au cours des trente dernières années. Ses applications sont larges depuis l'étude structurale des domaines plissés (e.g Hrouda, 1991 ; Kanamatsu et al., 1996 ; Parès et al.2002) et celle des plutons magmatiques (voir par exemple la synthèse de Bouchez, 2002) jusqu'à celle des plaéocourants des roches sédimentaires (e.g Rees,1961).

Définitions

Tout corps soumis à un champ magnétique **H** présente une aimantation induite **J**. La susceptibilité magnétique volumique κ se définit alors de la manière suivante :

$$\kappa = \frac{J}{H}$$

H et **J** s'expriment en A/m donc κ est sans dimension (noté S.I). En d'autres termes la susceptibilité κ exprime la capacité d'un corps à s'aimanter. On distinguera également la susceptibilité massique χ qui s'exprime en $\text{m}^3.\text{kg}^{-1}$.

Cependant, la susceptibilité varie suivant la température et l'intensité du champ **H** appliqué. Ainsi, on distinguera le comportement en champ fort ($> 1\text{T}$) du comportement en champ faible ($< 1\text{T}$). Ci-dessous on considérera uniquement le comportement des minéraux en champ faible et à température ambiante (20°C).

Par ailleurs, la susceptibilité varie également dans l'espace. En effet, pour les matériaux magnétiquement isotropes, κ est un scalaire et **J** et **H** sont parallèles. Mais en général, les corps sont magnétiquement anisotropes et possèdent des directions de plus facile aimantation. Ainsi, soumis à un champ **H** de direction **x**, certains corps présenteront également une aimantation suivant les directions **y** et **z**. La susceptibilité magnétique varie donc suivant les directions d'application du champ **H**. C'est ce que l'on appelle *l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM)*. C'est pourquoi, elle s'exprime de manière rigoureuse par un tenseur d'ordre deux et on a :

$$\vec{J} = \begin{pmatrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{pmatrix} \vec{H}$$

Ce tenseur est symétrique et peut être représenté graphiquement par un ellipsoïde (Fig. A1.1) composé de trois axes principaux κ_1 , κ_2 et κ_3 avec $\kappa_1 > \kappa_2 > \kappa_3$ qui correspondent à la matrice diagonalisée.

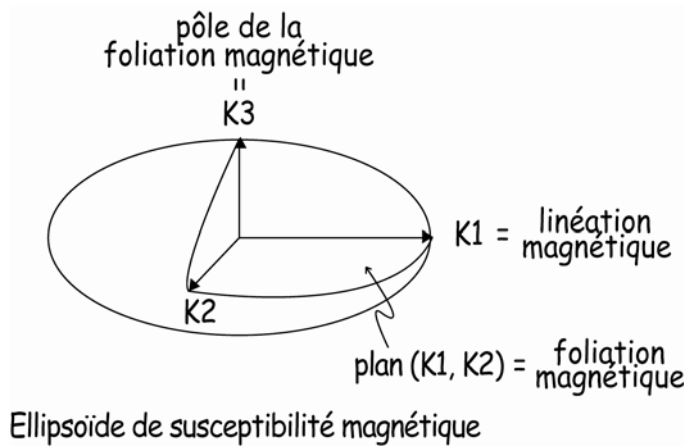


Fig. A1.1. : schéma de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique avec les trois axes principaux κ_1 , κ_2 et κ_3

Origine de l'ASM

L'ASM possède trois origines principales à savoir :

- L'organisation du réseau cristallin des minéraux fait que certains axes cristallins sont plus susceptibles magnétiquement que d'autres. Dans ce cas on parle d'anisotropie magnétocristalline. Par exemple les phyllosilicates (biotite, chlorite ...) présentent un axe minimum de susceptibilité κ_3 perpendiculaire aux plans de clivages, c'est-à-dire aux plans (001) du réseau cristallin.

- La forme des minéraux.

Celle-ci peut également créer une anisotropie dite, anisotropie de forme suivant les différents axes d'allongement.

- L'alignement et la distribution statistique des minéraux.

Ainsi la susceptibilité magnétique totale d'une roche est la somme des contributions magnétiques de l'ensemble des minéraux qui la compose. En général elle traduit principalement une anisotropie de forme et une anisotropie liée à la distribution statistique des grains. En effet les minéraux ferromagnétiques (voir Chapitre I) possèdent une susceptibilité qui est un à deux ordres de grandeur supérieure à celle des autres types de minéraux. Par conséquent l'ASM totale d'une roche (en particulier pour une roche sédimentaire détritique)

est le plus souvent portée par les minéraux de ce type pour lesquels l'anisotropie est essentiellement générée par la forme et la distribution statistique des grains (e.g Grégoire et al., 1998). En résumé, l'ASM totale d'une roche traduit principalement l'orientation préférentielle des minéraux magnétiques qui la composent.

C'est pourquoi, dans le cas de paragenèses relativement simples avec la présence de minéraux ferromagnétiques, la mesure de l'ASM est utilisée pour déterminer les pétrofabriques (ou fabriques magnétiques) de diverses roches pour lesquelles les observations classiques (géologie structurale de terrain, microscopie optique, sédimentologie ...) n'apportent pas d'informations. La mesure de l'ASM possède l'avantage d'être rapide et peu coûteuse, ce qui permet des études détaillées sur de vastes zones.

Notions de fabriques magnétiques inverses et normales

Pour certains minéraux la fabrique dite magnétique déterminée par la mesure de l'ASM n'est pas conforme à l'orientation des grains. En effet, pour les minéraux ferromagnétiques (pyrothite, maghémite, Hématite, magnétite ...) ou pour certains phyllosilicates (biotite, muscovite, chlorite) et nésosilicates (amphiboles pyroxènes) l'anisotropie de forme est bien corrélée à l'anisotropie cristalline puisque la direction de maximum (minimum) de susceptibilité correspond à la dimension maximum (minimum) de la particule (Hrouda, 1982). Dans ce cas la fabrique magnétique déterminée par la mesure de l'ASM est dite normale par rapport à l'orientation préférentielle des grains (e.g Rochette et al., 1992). Mais pour certains minéraux paramagnétiques (ex : tourmaline, calcite, dolomite) la susceptibilité maximum κ_1 est suivant l'axe cristallographique c qui est parallèle à l'axe d'aplatissement. Dans ce cas on parlera de fabrique magnétique inverse par rapport à l'orientation préférentielle des minéraux. Par conséquent dans le cas de paragenèses plus compliquées et constituées à la fois de minéraux à fabriques normales et inverses, l'interprétation de l'ASM reste plus délicate.

Les principaux paramètres de l'ASM et leurs significations

La mesure de l'ASM permet donc dans un premier temps de déterminer l'orientation et la norme des trois axes principaux κ_1 , κ_2 et κ_3 qui définiront la fabrique magnétique. Mais outre l'orientation des trois axes principaux, on distinguera également plusieurs paramètres scalaires qui permettent de décrire la forme de l'ellipsoïde, l'intensité de la déformation ou même la nature et la concentration des minéraux magnétiques présents dans une roche. Les principaux paramètres scalaires de l'ASM sont :

- La susceptibilité volumique moyenne : $K_m = \frac{\kappa_1 + \kappa_2 + \kappa_3}{3}$

- Le degré d'anisotropie : $P = \frac{\kappa_1}{\kappa_3}$ ou $P' = \exp \left[2 \sum \left(\ln \frac{\kappa_i}{\kappa_m} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$
- Le paramètre de forme : $T = \frac{\left[\ln \left(\frac{\kappa_2}{\kappa_3} \right) - \ln \left(\frac{\kappa_1}{\kappa_2} \right) \right]}{\left[\ln \left(\frac{\kappa_2}{\kappa_3} \right) + \ln \left(\frac{\kappa_1}{\kappa_2} \right) \right]}$

La susceptibilité volumique moyenne **Km** est principalement corrélée à la composition minéralogique des roches et notamment à leur teneur en minéraux ferromagnétiques. Typiquement les grès rouges riches en magnétite et/ou hématite présentent des susceptibilités qui varient en moyenne entre 200 à 1200.10⁻³ S.I alors que les granites souvent plus pauvres présentent des susceptibilités moyennes de 1 à 2 ordres de grandeur inférieure.

Le degré d'anisotropie **P** est ≥ 1 et décrit en quelque sorte l'aplatissement des grains. Il est notamment lié au taux de déformation, par exemple pour les granites, ou au taux de compaction par exemple pour les roches sédimentaire.

Le paramètre, **T**, quant à lui, exprime la forme de l'ellipsoïde. Il varie entre une valeur de +1, qui traduit une forme oblate (en galette), à une valeur de -1 qui traduit une forme en prolata (cigare). La forme de l'ellipsoïde traduira une distribution statistique des grains ou la forme même des grains (e.g Grégoire et al., 1998).

Mesure de l'ASM: Susceptomètre Kapabridge KLY-3

L'ensemble des mesures d'ASM a été réalisé au Laboratoire du Magnétisme des Roches d'Orléans (LMRO) à l'aide d'un susceptomètre Kapabridge de type KLY3-S. Le principe de cet appareil est de soumettre un échantillon à un champ magnétique faible (300 A.m-1) et de mesurer l'aimantation induite. Afin de déterminer la totalité du tenseur de susceptibilité magnétique on réalise plusieurs mesures suivant plusieurs axes perpendiculaires. Si les premiers modèles de susceptomètres demandaient la mesure suivant 6 positions différentes, le KLY-3 possède, quant à lui, un système automatique qui réduit la manutention et donc le temps de mesure. En effet, suivant seulement trois positions données, les échantillons tournent autour d'un axe avec une vitesse de 0.5 trs/s et plusieurs mesures sont réalisées lors de la rotation. Ce dispositif permet une grande précision des mesures de l'ordre de 2.10⁻⁸ S.I et donc un temps de mesure très court (~2 min/échantillon)

ANNEXE II : mesures et analyses de l'aimantation rémanente naturelle

Mesure de l'aimantation rémanente

Lors de notre étude deux types d'appareils ont été utilisés pour mesurer l'aimantation rémanente :

- Les échantillons bien consolidés et de forme standard ont pu être analysés au Laboratoire de Paléomagnétisme d'Orléans à l'aide d'un inductomètre JR5-A. Le principe de cet appareil consiste à mesurer les variations de flux magnétique créé par la rotation à haute vitesse des échantillons dans un circuit électrique. Le courant induit ainsi créé dans le circuit électrique est un courant sinusoïdal dont l'amplitude dépend de l'intensité de l'aimantation rémanente de l'échantillon. La mesure suivant plusieurs axes permet de déterminer l'orientation de l'aimantation rémanente totale. Celle-ci est la somme volumique de tous les dipôles individuels (voir Chapitre II) et on suppose qu'elle est uniforme dans tout l'échantillon. Enfin, pour faciliter les mesures et l'intégration volumique, l'échantillon doit posséder une forme simple. Si la sphère est la géométrie idéale, pratiquement elle est difficile à réaliser. C'est pourquoi on utilise des formes cubiques et plus fréquemment cylindriques (le cylindre optimum possède un rapport hauteur/diamètre de 0.86 soit 22 mm pour 25 mm).

- Les échantillons faiblement consolidés et de forme aléatoire ont du être mesurés au Laboratoire de Paléomagnétisme de Institut de Physique du Globe de Paris sur un Magnétomètre 2G-enterprise SQUID (Superconducting Quantum Interference Device). Le Rémanomètre 2G-enterprise SQUID est un appareil développé par Bill Goree et Bill Goodman (voir www.2genterprises.com/index.html) au début des années 1980. Il est constitué par des anneaux de supraconducteurs maintenus à une température très froide afin de conserver leur propriété de résistivité nulle et qui nécessite donc un système de refroidissement à l'Hélium liquide très onéreux (fig AII.2). L'introduction d'un échantillon va perturber le flux magnétique et générer un courant compensateur dans les anneaux supraconducteurs. La mesure de ce courant permet de calculer l'intensité de l'aimantation pour une position de l'échantillon donnée. L'intensité et la direction totale de l'aimantation sont déterminées par la mesure d'au moins 3 positions (6 en général). L'intérêt du système SQUID réside dans sa très grande précision puisqu'il permet de mesurer des intensités 100×10^9 fois plus faibles que le champ magnétique terrestre.

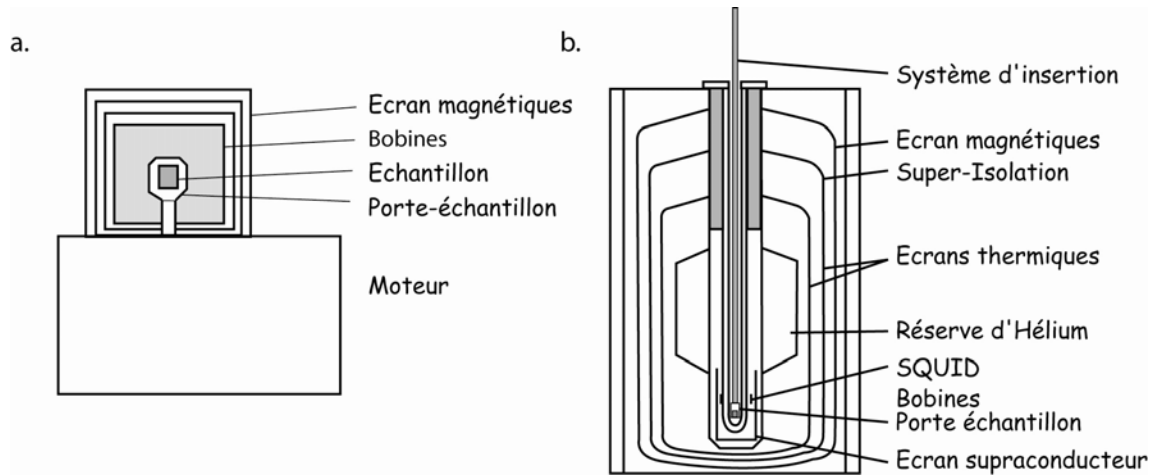


Fig. AII.1 : schéma de l'inductomètre JR5 (a) et du rémanomètre 2G-SQUID (b)

Analyse de l'aimantation rémanente

Désaimantation par champ alternatif (AF)

Lors de la désaimantation par AF les échantillons subissent un champ magnétique alternatif sinusoïdal dont l'amplitude décroît linéairement avec le temps (fig AII.1-a). Lors de la première oscillation le champ magnétique atteint son amplitude maximum H_{AF1} (par exemple 50 mT).

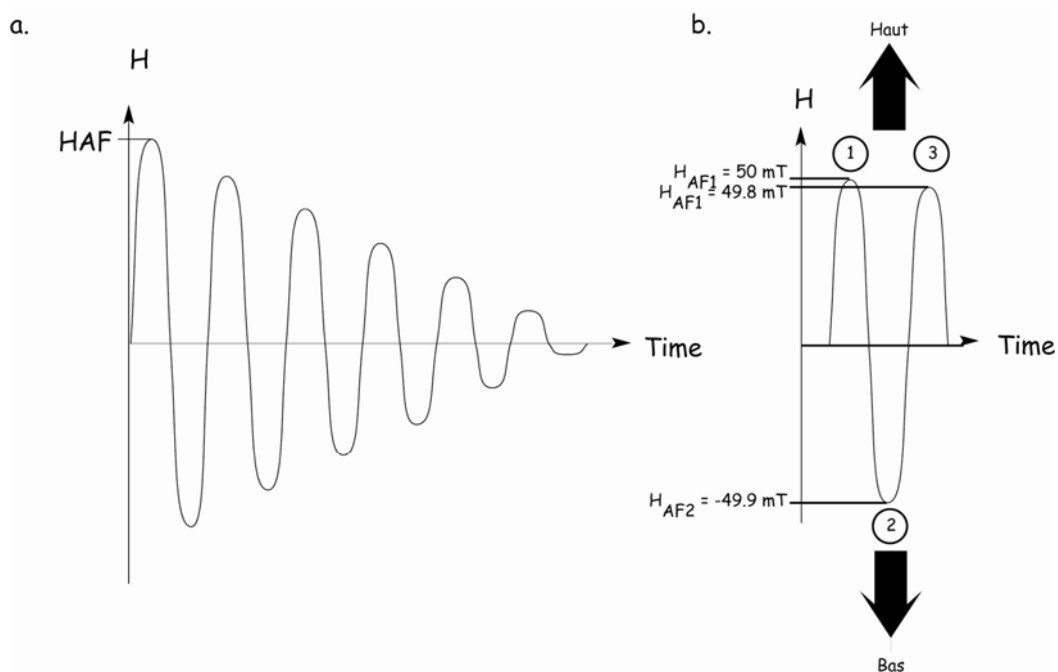


Fig AII.2 : champ magnétique alternatif sinusoïdal (tiré de Butler, 1992)

Tous les grains magnétiques possédant une force coercitive $h_c < H_{AF1}$ prennent la direction du champ H_{AF} appliqué (fig AII.1-b, par convention vers le haut). Dans un deuxième temps le champ appliqué décroît pour atteindre une amplitude minimum H_{AF2} (par exemple – 49,9mT) tel que $|H_{AF2}| < H_{AF1}$. La direction du champ H_{AF2} est opposée à celle de H_{AF1} et dirigée vers le bas. Tous les grains possédant une force de coercitive $h_c < |H_{AF2}|$ prennent alors la direction du champ H_{AF2} vers le bas. Enfin dans un troisième temps le champ appliqué augmente pour atteindre une amplitude $H_{AF3} < |H_{AF2}|$ (par exemple 49,8 mT) de nouveau dirigé vers le haut. Tous les grains possédant une force de coercitive $h_c < H_{AF3}$ prennent donc la direction du haut.

Ainsi les grains dont $H_{AF1} > h_c > |H_{AF2}|$ conservent une direction vers le haut tandis que ceux dont $|H_{AF2}| > h_c > H_{AF3}$ prennent la direction du bas. On suppose ainsi que la contribution totale des grains est nulle. Ce processus se poursuit jusqu'à atteindre un champ appliqué nul. Ainsi la contribution totale des grains magnétiques dont $h_c < H_{AF1}$ sera nulle et seulement l'aimantation rémanente naturelle portée par les grains dont $h_c > H_{AF1}$ sera conservée et mesurable. Afin de déterminer les différentes composantes de l'aimantation rémanente, on désaimante par AF pour différents paliers de champ (ex : 1,2,8,10,15,20,25,30,40,50 ...90 mT) en mesurant l'aimantation à chacun des paliers.

Pour réaliser des désaimantation par champ alternatif, deux appareils ont été utilisés lors de notre étude à savoir un LDA-3A AF Demagnetizer (AGICO) au LMRO et un et 2G-enterprise SQUID Magnetizer à l'IPGP.

Désaimantation par thermique

Tout corps magnétique est caractérisé par une température de curie qui peut-être définie comme la température au-dessus de laquelle il perd son caractère aimanté. Chaque grain magnétique possède ainsi une température dite de blocage au-dessus de laquelle il perd son aimantation rémanente et se réoriente. Lors de la désaimantation par thermique les échantillons subissent une température de démagnétisation T_{demag} puis sont refroidis dans un champ nul. Tous les grains dont $T_B < T_{demag}$ perdent donc toute aimantation rémanente naturelle. En revanche, les grains dont $T_B > T_{demag}$ conservent leur aimantation et contribuent donc à l'aimantation rémanente naturelle que l'on mesure. On augmente successivement T_{demag} par palier jusqu'à dépasser la température de curie caractéristique de l'hématite (~690°C). Afin de déterminer les composantes de l'aimantation rémanente on mesure cette dernière pour chacun des paliers de température. Lors de notre étude nous avons utilisé les fours et installations du LMRO.

ANNEXE III : datation U-Th/He, principe et méthodologie

Principes de la datation

La datation U-Th/He consiste à déterminer l'âge de refroidissement de certains minéraux au passage d'une isotherme de basse température lors d'une phase de surrection ou d'exhumation. Cette méthode est basée sur la quantifications dans certains minéraux (apatite, zircons) des particules α (ou ^4He) produites au cours du temps par les chaînes de désintégration nucléaires de l' ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th (Fig. AIII.1).

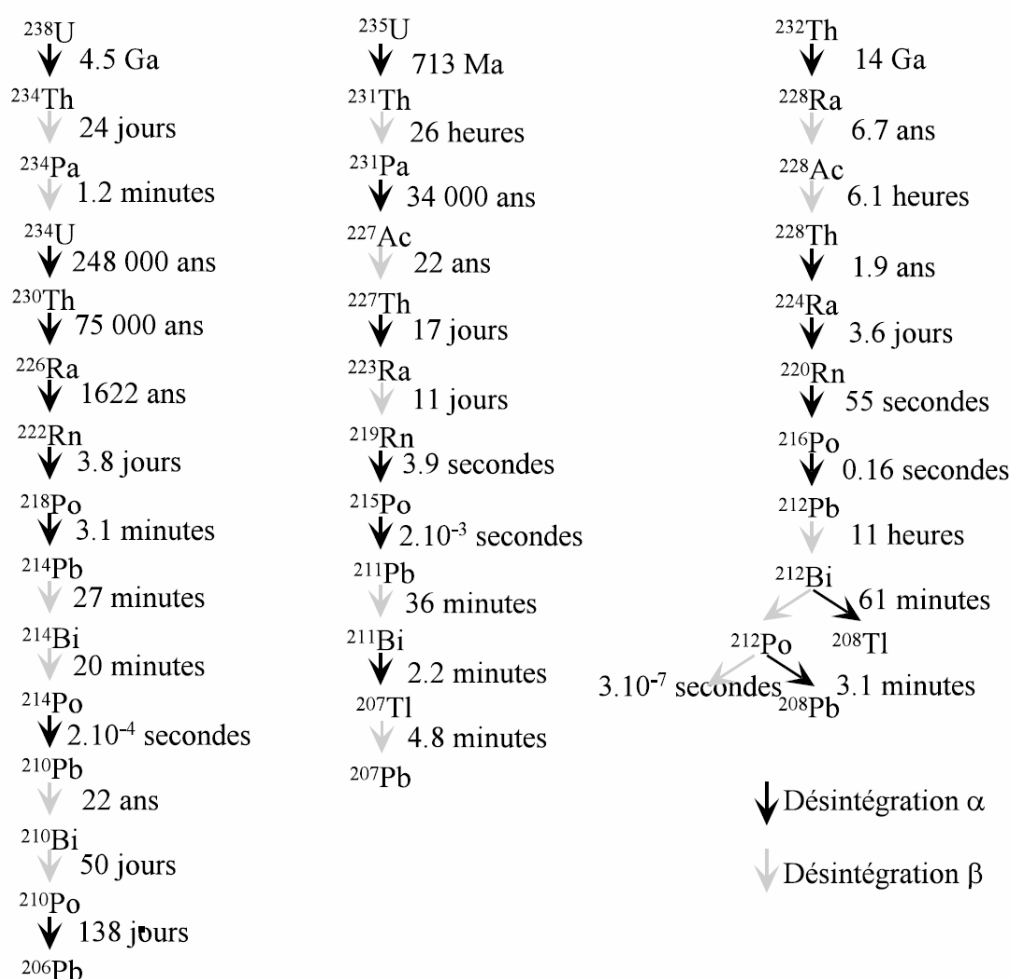


Fig. AIII.1 : principales chaînes de désintégration nucléaires productrices d' ^4He avec les constantes de temps caractéristiques de chacun des paliers (tiré de Mahéo, 2002)

Ainsi, la quantité de particules α en fonction du temps est la somme de celles produites par chacune des chaînes de désintégration et s'exprime de la manière suivante :

$$^4\text{He}_0 = 8 \text{ }^{238}\text{U}_0(\exp(\lambda_{238}t)-1) + 7 \text{ }^{235}\text{U}_0(\exp(\lambda_{235}t)-1) + 6 \text{ }^{232}\text{Th}_0(\exp(\lambda_{232}t)-1)$$

Le rapport $^{235}\text{U}_0/^{238}\text{U}_0$ étant constant et égal à 1/137,88 cette équation devient :

$$^4\text{He}_0 = 8 \text{ }^{238}\text{U}_0(\exp(\lambda_{238}t)-1) + 7(^{238}\text{U}_0/137.88)(\exp(\lambda_{235}t)-1) + 6 \text{ }^{232}\text{Th}_0(\exp(\lambda_{232}t)-1)$$

He_0 , U_0 et Th_0 sont les quantités actuelles, t le temps d'accumulation ou âge et λ_i les différentes constantes de désintégration radioactive.

Cependant cette équation n'est valide que si (i) il n'y a pas de particules α initialement dans le minéral et (ii) si on suppose qu'on est à l'équilibre séculaire. La première condition est respectée pour des minéraux suffisamment riches en U et Th où la quantité d'He initiale est négligeable devant celle produite au cours du temps par désintégration. Les minéraux les plus communs sont l'apatite et le zircon (Fig. AIII.2). L'apatite est un phosphate de calcium et de chlorure très abondant dans la nature et de formule générale $\text{Ca}_5(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})[\text{PO}_4]_3$. Le Ca est parfois remplacé par du Sr et du Mn et contient souvent du Ce et donc aussi du Th et de l'U. Le zircon est un nésosilicate très commun de formule chimique générale ZrSiO_4 ou le Zr est fréquemment remplacé par l'U et le Th. Cependant, si ces minéraux produisent beaucoup de particules α par désintégration nucléaire, ils présentent une forte diffusivité de l' ^4He pour des températures élevées. Ainsi, les particules α sont conservées dans leurs réseaux seulement pour des températures inférieures à une température dit de fermeture. Celle-ci varie de 65°C à 80°C pour l'apatite (e.g Wolf et al., 1996) et de 171°C à 196°C pour le Zircon (Reiners et al., 2004). Par conséquent, l'âge U-Th/He, déterminé par la mesure des quantités de ces trois éléments dans les minéraux d'Ap et de Zr, correspond au moment où le minéral a été refroidit en dessous des températures de fermetures de ~70°C ou ~185°C.

Par ailleurs, lors de la désintégration nucléaire, les particules α sont émises avec une certaine énergie cinétique. Celle-ci est suffisante pour permettre à un nombre important de particules d'être éjectées du minéral et en particulier sur les bords de celui-ci (Fig. AIII.3). Par conséquent, la quantité de particules α mesurées dans un minéral sous-estime la quantité réelle produite par la désintégration de l'U et du Th du fait de pertes sur les bords par éjection lors des émissions.

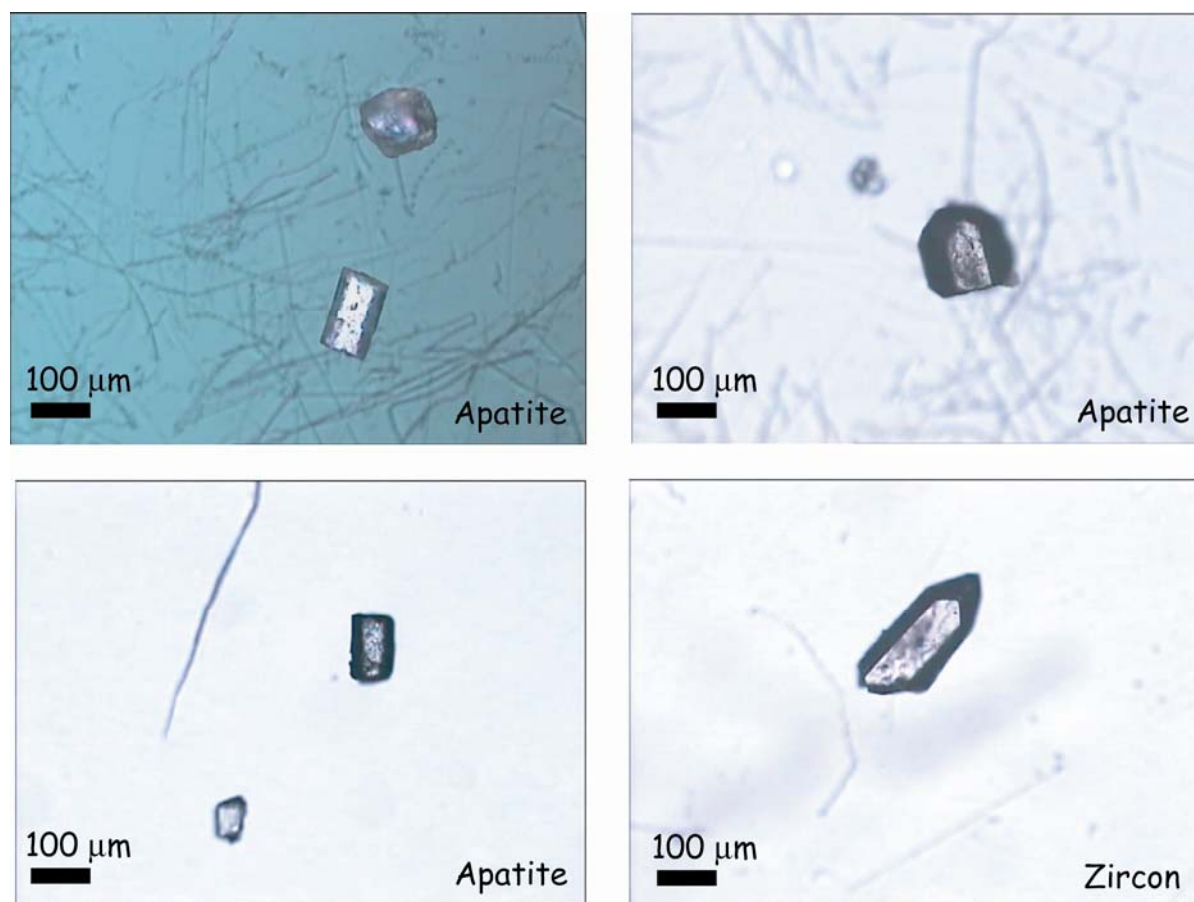


Fig. AIII.2 : photographies de quelques grains d'apatite et de zircon

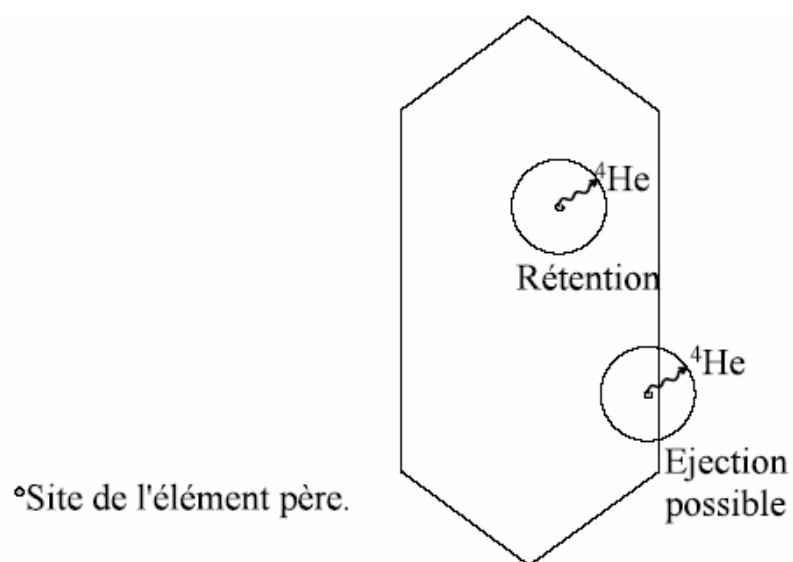


Fig. AII.3 : schéma illustrant les effets de bord et la perte de particule ^4He lors de l'émission radioactive (tiré de Mahéo, 2002)

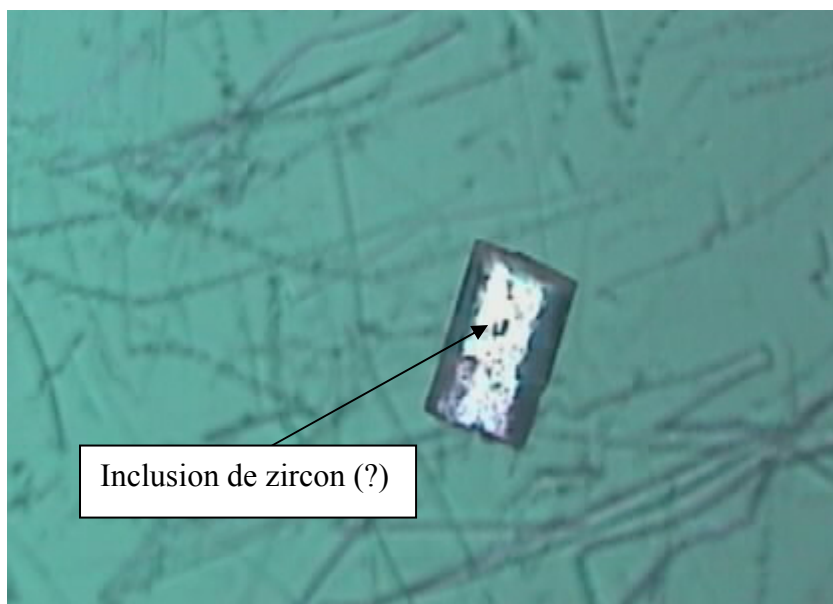
La détermination des âges doit donc s'accompagner d'une correction de ces effets de bord. On calcule ainsi le paramètre **Ft** de correction qui tient compte de la géométrie du minéral, des lois de probabilité et de la distance d'émission (Farley et al., 1996).

Méthodologies

La datation U-Th/He est donc basée sur la mesure des quantités de Th, U et He présentes dans les grains d'apatite et de zircon. Elle demande aussi la caractérisation de la géométrie des grains afin d'appliquer les corrections de formes nécessaires. Elle suppose également l'absence d'He initialement dans les grains. C'est pourquoi la méthode de datation U-Th/He se fait en plusieurs étapes qui permettent de respecter l'ensemble des points cités ci-dessus à savoir :

1. Etape 1 : sélection des grains sur de critères de formes et de pureté. En effet, afin de minimiser la correction de forme liée à la perte en particule α lors des émissions, les grains doivent être suffisamment gros et en particulier ne présenter aucune dimension inférieure à 60 μm . Par ailleurs, afin d'assurer l'absence d'He initial les grains d'apatite sélectionnés ne doivent pas présenter d'inclusions ou imperfections (Fig. AIII.3). En effet les apatites présentent souvent de nombreuses inclusions de zircons qui sont riches en He. Pour les grains de Zircon la quantité de Th et U est suffisante pour négliger les inclusions. La sélection des grains se fait manuellement sous microscope polarisé.

2. Etape 2 : les grains sélectionnés sont montés manuellement dans des capsules (ou aliquot) de platine. On place en général un seul grain par aliquot mais il est possible d'en mettre plusieurs.



Inclusion de zircon (?)

*Fig. AIII.4 :
photographie d'un grain
d'apatite présentant en
son cœur une possible
inclusion constituée
probablement de zircon*

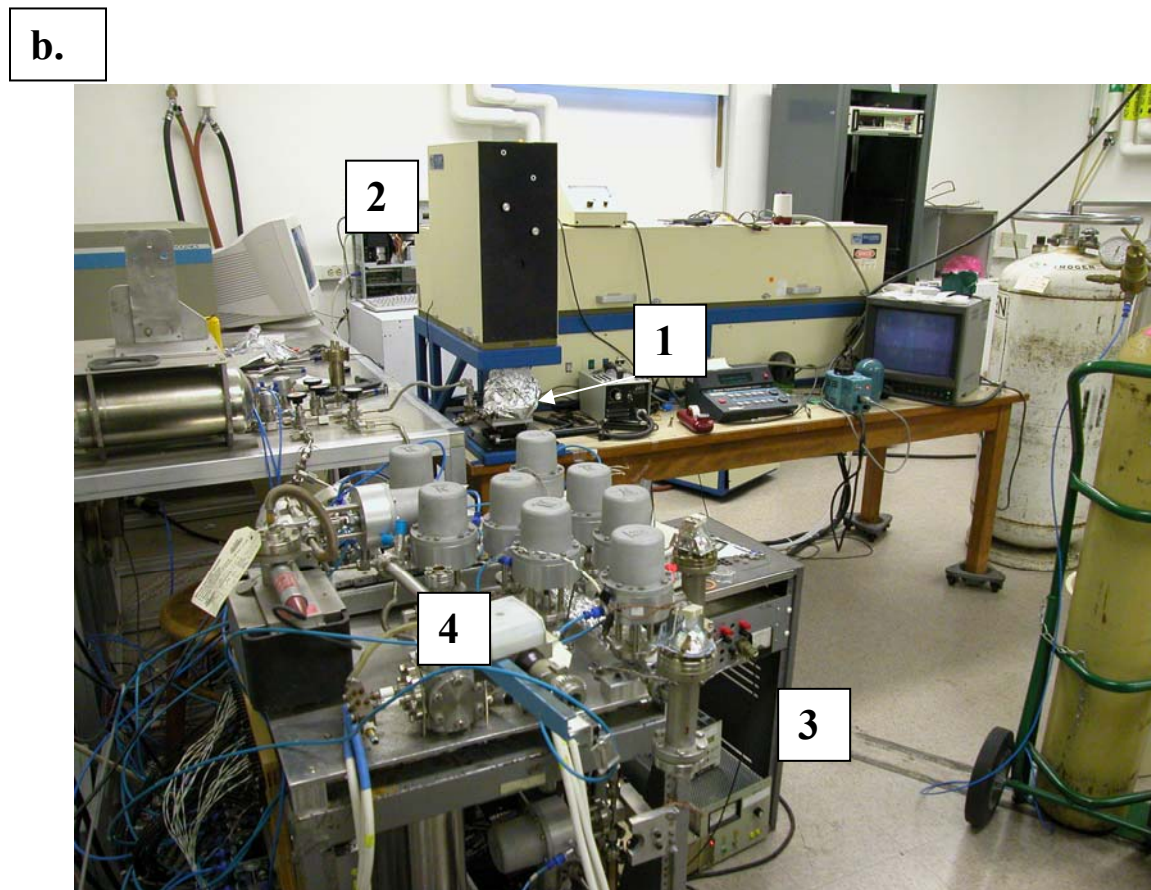
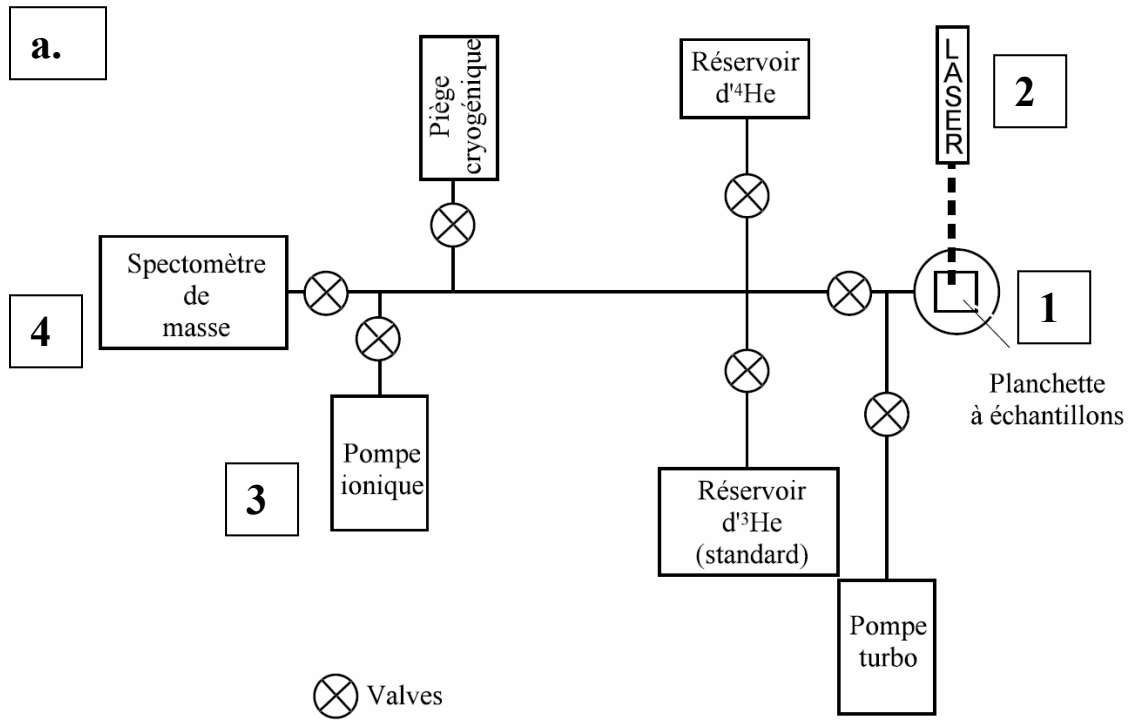


Fig. AIII.4 : (a) schéma simplifié (d'après Mahéo, 2002) et (b) photographie de la ligne d'extraction de ^4He du laboratoire de CALTECH

3. Etape 3 : Dégazage au laser et analyse au spectromètre à phase gazeuse de ^4He . Les aliquots de platine sont chauffés à 950°C pendant environ 20 minutes par un laser Nd-YAG (Fig. AIII.4) afin de dégazer l' ^4He . Ensuite, l' ^4He dégazé est transporté à travers la ligne d'extraction en utilisant un vecteur de type ^3He et la quantité est analysée par un spectromètre de masse quadripôle (Fig. AIII.4). Afin de contrôler l'absence d'inclusions dans les minéraux, on réalise une deuxième chauffe. En effet en absence d'inclusion la quantité d' ^4He analysé suite à cette deuxième chauffe est négligeable. En revanche si les grains contiennent des inclusions la quantité reste importante.

4. Etape 4 : mesure de la composition en U et Th des grains. Les cristaux d'apatite et de zircons sont dissous dans une solution HNO_3 (20%) que l'on analyse ensuite à l'aide d'un ICP-MS (Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, Fig. AIII.5)



Fig. AIII.5 : photographie de l'ICP-MS utilisé pour les datations U-Th/He au laboratoire de CALTECH

5. Etape 5 : compilation des données et corrections des âges. Les rapports isotopiques sont calculés et utilisés pour résoudre l'équation d'âge. L'âge obtenu est un âge brut qu'il faut corriger du phénomène d'éjection de particules α . Théoriquement, basée sur des essais en reproductibilité sur des gaz pure et des solutions aqueuses standard, la précision des âges obtenus est de 2%. En pratique la reproductibilité des âges U-Th/He est de $\sim 6\%$.

**Low erosion rates, reactivated tectonic structures and active deformation:
the Mesozoic and Cenozoic tectonic history of the Bayanbulak basin,
Central Tianshan.**

M. Jolivet¹, S. Dominguez¹, J. Charreau², J-Ph Avouac³, Y. Chen², S. Gilder⁴, K. Farley³,
Yongan Li⁵ and Lindsey Hedges³

¹ Laboratoire Dynamique de la Lithosphère; UMR CNRS/UMII 5573, Bât? 22, Place Bataillon, 34095 Montpellier Cedex, France; Phone: {33}0467144589, Fax: {33}0467523908; jolivet@dstu.univ-montp2.fr; dominguez@dstu.univ-montp2.fr

² Institut des Sciences de la Terre d'Orléans; Bât. Géosciences, BP 6759, 45067 Orléans Cedex 2, France; Phone : 33(0)2 38 41 72 06 Fax: 33(0)2 38 41 73 09 Julien.Charreau@univ-orleans.fr, Yan.Chen@univ-orleans.fr

³ California Institute of Technology; Division of Geological and Planetary Sciences, Mail Code 100-23, Pasadena CA 91125, Phone: (626) 395-4239, Fax: (626) 395-1740, avouac@gps.caltech.edu; farley@gps.caltech.edu

⁴ Institut de Physique du Globe de Paris; Laboratoire de Paléomagnétisme, 4 place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05 FRANCE; Phone: 33-1.44.27.49.34, Fax: 33-1-44277463; gilder@ipgp.jussieu.fr

⁵ Institute of Geology & Mineral Resources, Urumqi, Phone: 0086991 4841511; Fax: 0086991 4847753

Abstract

In the central and eastern Tianshan mountain belt, relatively undeformed intra-mountain basins such as the Bayanbulak basin, are still preserved. They thus provide a valuable target to study their Mesozoic and Cenozoic low temperature history and better constrain the tectonic and thermal evolution of the range. Fission track analysis and U-Th/He dating on zircon and apatite show an early Permian to middle Jurassic cooling event, probably linked to continuous block accretion to the south and west of the Tianshan. This event was followed by a protracted period of very slow cooling (c.a. 0.005 mm.yr⁻¹) mainly driven by erosion in absence of major tectonic activity. By early Paleocene, some of the main large inherited structures such as the Nikolaev Line might have been reactivated by the first collision episodes that slightly pre-dated the India-Asia collision to the west (Kohistan-Dras arc). This early reactivation induced highly localized uplift at the edge of the basins, uplift that was then generalized to the whole range in late-Oligocene – early Miocene. Since at least the Quaternary, compression appeared inside the basins and will probably lead to they complete closing within the next million years.

Introduction.

The Tien Shan is a 2500 km long, up to 7400 m high, belt extending through western China, Kazakstan and Kirghizstan (Fig. A IV.1: general structural map of chinese Tianshan). The

range structure is constituted by basement terranes amalgamated during a Late Devonian to Early Carboniferous collision between the Tarim and Central Tianshan blocks, and a Late Carboniferous – Early Permian collision between the Tarim – Central Tianshan and a series of island arcs currently exposed in the North Tianshan (e.g. Coleman, 1989; Wang et al., 1990; Windley et al., 1990; Allen et al., 1992; Carroll et al., 1995, 2001). Compressional structures generated during these collision phases were then reworked by Late Palaeozoic strike slip shear zones such as the Main Tianshan Shear Zone (MTSZ) in central Tianshan (Fig. A IV.1: general structural map of Chinese Tianshan) (e.g. Allen et al., 1991; Chen, 1994; Laurent-Charvet et al., 2002, 2003). Shearing, induced by northward motion and clockwise rotation of the Tarim block (Chen et al., 1999), seems to have ended in Late Devonian to Early Triassic, around 245 Ma (Laurent-Charvet et al., 2003). The present topography of the range results from crustal shortening related to the ongoing India-Asia collision which started in early Tertiary time (e.g. Patriat and Achache, 1984; Tapponnier et al., 1986; Avouac et al., 1993).

As in northern Tibet, several intermontane basins like the Yili basin, the Turpan basin or the Bayanbulak basin, are preserved within the interior of the Tianshan range. Largely undeformed Jurassic strata are exposed within these basins. They unconformably overlie strongly deformed Palaeozoic rocks (Chen et al., 1995; Graham et al., 1994; Zhou et al., 2001). Dumitru et al. (2001) conducted a preliminary large scale apatite fission track analysis study of the Tianshan uplift and exhumation. They reported late Triassic – early Jurassic apatite fission track ages from the Erbin Shan, immediately east of Bayanbulak city, and mid – Jurassic to early – Cretaceous ages from the Narat Block, north of Bayanbulak basin, and immediately north of the Nikolaev line (e.g. Burbank et al., 1999; Dumitru et al., 2001) also called the South Central Tianshan Suture (SCTS) further east of the Bayanbulak basin (Gao, 1998) (Fig. A IV.2). Those ages, together with the occurrence of Jurassic sediments inside the basin, indicate that little exhumation occurred since early Mesozoic times. Consequently structures like the Bayanbulak basin must have kept or fossilized the thermal history associated with their pre-Jurassic evolution and are a preferential target for a low temperature thermochronology approach (fission tracks and U-Th/He) aiming to constrain the Triassic to Present history of the Bayanbulak basin. However, the intermontane basins are bounded by high relief up to 6000 m that are mainly related to Cenozoic deformation.

The fission track analysis study of Dumitru et al. (2001) showed highly heterogeneous cooling records along a north-south traverse across the Tianshan range, with three main cooling episodes in latest Palaeozoic, late Mesozoic and late Cenozoic. According to those data, the Tianshan can be divided into a series of generally east-west-trending subranges and

basins. Those individual units show very variable differential exhumation (Dumitru et al., 2001).

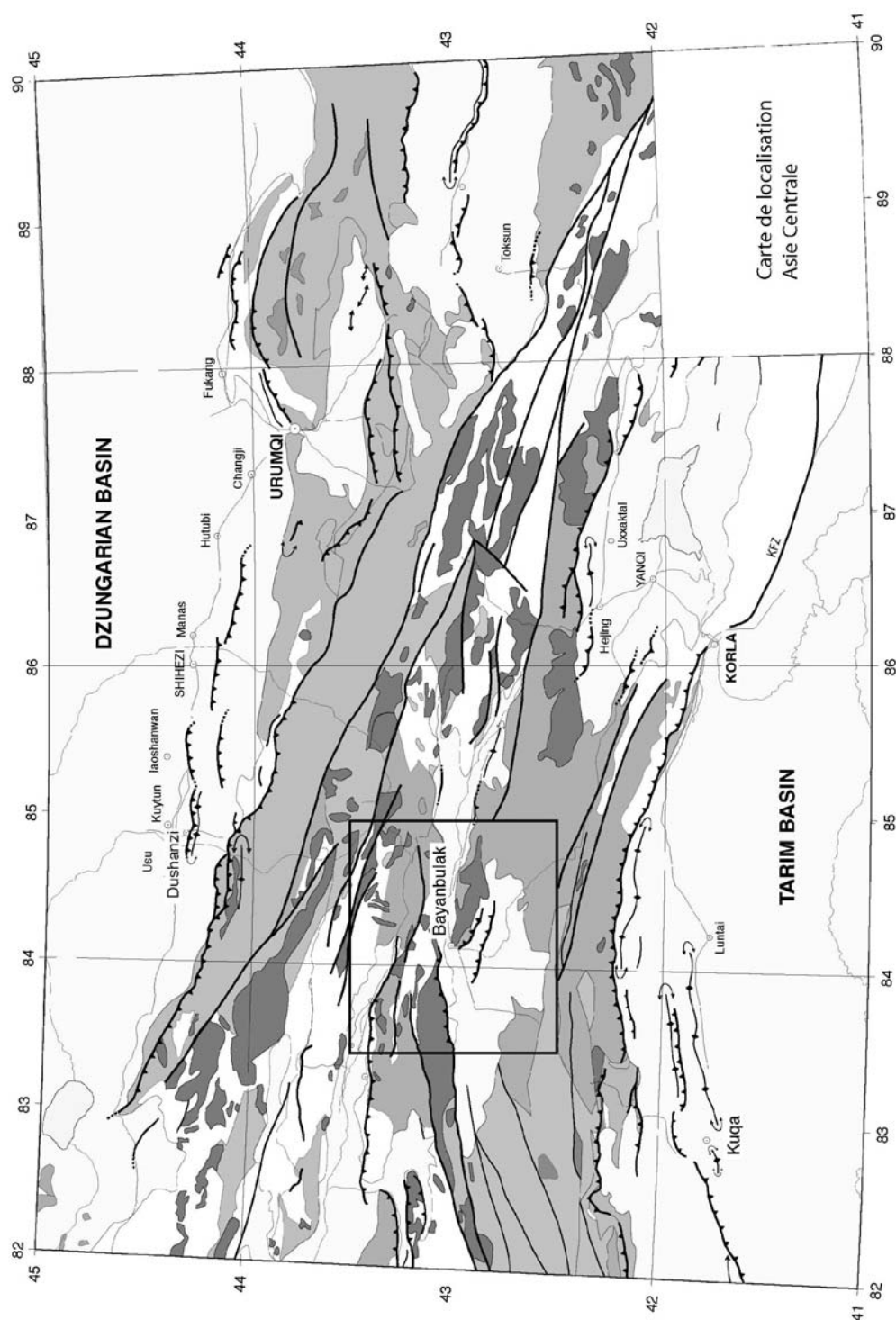


Fig. AIV.1 :general geological map and localisation of the studied are (Bayanbulak bassin, score)

To better understand the intermontane basins formation, and especially how and when they started to evolve, we focused our study on the 2000 m high Bayanbulak basin in Central

Tianshan (Fig. A IV.1 and 2). We combined a tectonic study with apatite fission track analysis (AFTA) and zircon and apatite U-Th/He thermochronology to decipher the low temperature deformation and exhumation history of the basin, especially on its northern margin. This provided evidences of Early Cenozoic reactivation of probably Palaeozoic structures on the northern margin of the basin followed by a much more recent (Plio-Quaternary) compressional deformation inside the basin itself.

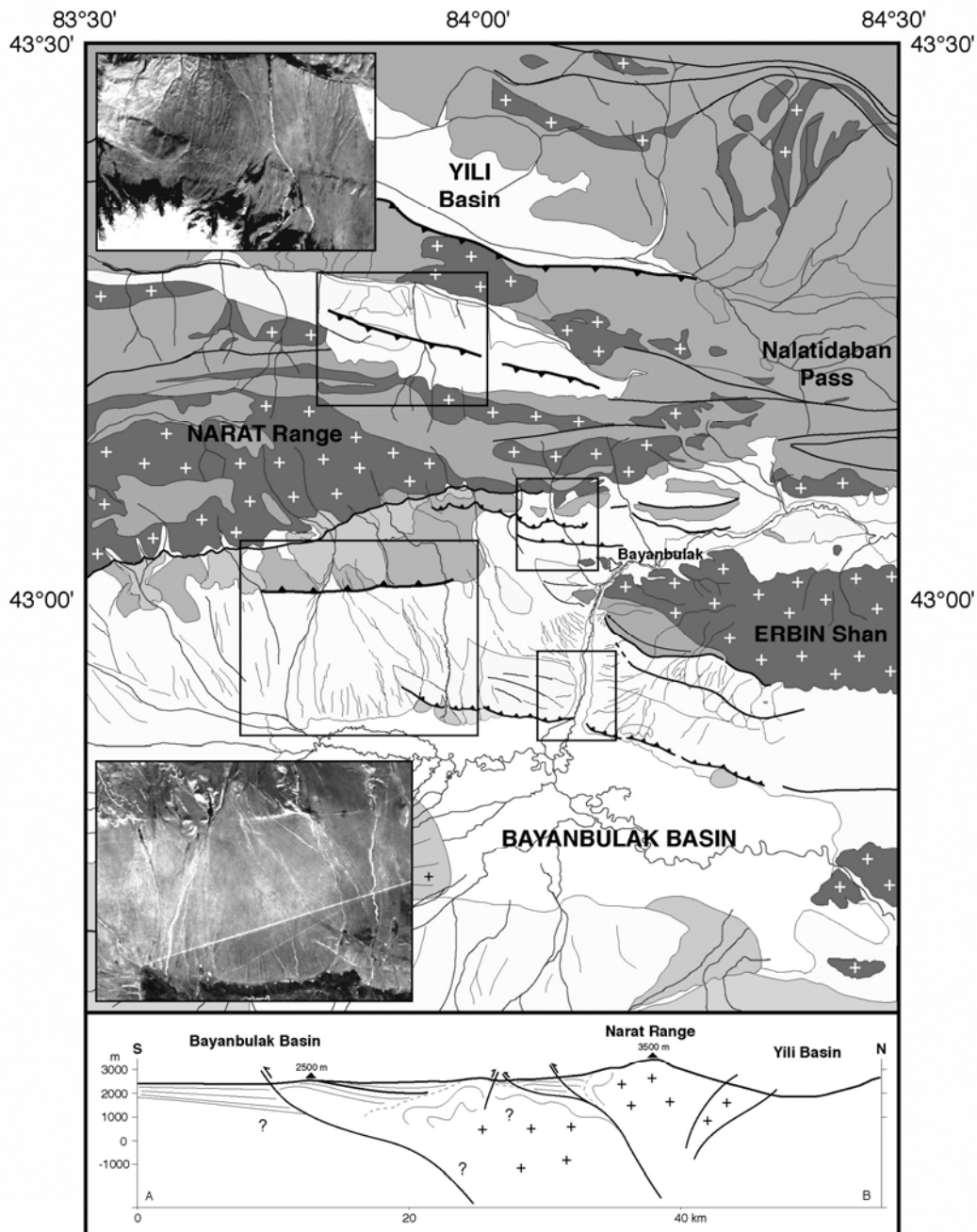


Fig. AIV.2 : geological map of the Bayanbulak basin with localisation of studied site (scare) and schematic North-South cross section

Proterozoic to Mesozoic geology of the Bayanbulak basin.

The Narat range separates the Bayanbulak basin from the Yili basin to the north (Fig. A IV.2 : carte géol/struct du basin). In this region, the basement is composed of Proterozoic gneiss (Gao et al., 1998) dated at 1.3 ± 0.2 Ga (U/Pb on zircon) and 1.1 ± 0.12 Ga (Sm/Nd on whole rock) (Wang et al., 1994). Carboniferous volcanites and Silurian marbles and volcanites overly the gneissic basement north of the Nalatidaban pass. Peridotite and serpentinite fragments are trapped within the gneiss immediately north of the Nalatidaban pass (Fig. A IV.2 carte + coupe géol du nord). Finally, Carboniferous volcanites are thrust southward on the Silurian series (Laurent-Charvet, 2001). The basement is intruded by numerous Late Ordovician granite plutons (Ma et al., 1993; Che et al., 1994; Zhou et al., 2001). Immediately north of the Bayanbulak basin, south of the pass, the Silurian volcanites are separated from the Proterozoic basement by a shear zone (Fig. A IV.2). Jurassic siliciclastic sequences are preserved on the northern edge of the basin and possibly underneath the Cenozoic cover as inferred by the occurrence of a small outcrop inside the basin, south-west of Bayanbulak city. The Narat range follows a major tectonic boundary known as the Nikolaev Line (e.g. Burbank et al., 1999; Dumitru et al., 2001) Further west in central Kyrgyzstan this main fault zone separates extensively intruded rocks to the north that were deformed in Early Palaeozoic times and unintruded strata to the south that were deformed during Late Palaeozoic times (Burtman, 1975).

East of Bayanbulak city, the > 4000 m high Erbin Shan range is formed by a Devonian granite pluton dated at 378 Ma (U/Pb on zircon, Hu et al., 1986; Zhou et al., 2001) associated with Devonian and Carboniferous volcanites.

To the south, the Bayanbulak basin is limited by the South Tianshan range composed of Ordovician, Silurian and Devonian flychs and marbles, intruded by few Late Palaeozoic granites (Gao et al., 1998).

Low temperature geochronology.

Sampling was concentrated on the main structures of the basin where plutonic rocks likely to yield both apatite and zircon crystals could be found. Samples Bay City, Bay A and Bay B are granites cropping out within the basin around Bayanbulak city. They likely belong to the Devonian Erbin Shan pluton. Samples Bay D and E are two tonalite dykes intruded in the Silurian series of the Laerdun Pass. Finally, Bay F is a granite sample taken from the northern side of the basin, immediately north of the well-developed fault scarp observed in the Quaternary sediments (Fig. A IV.3).

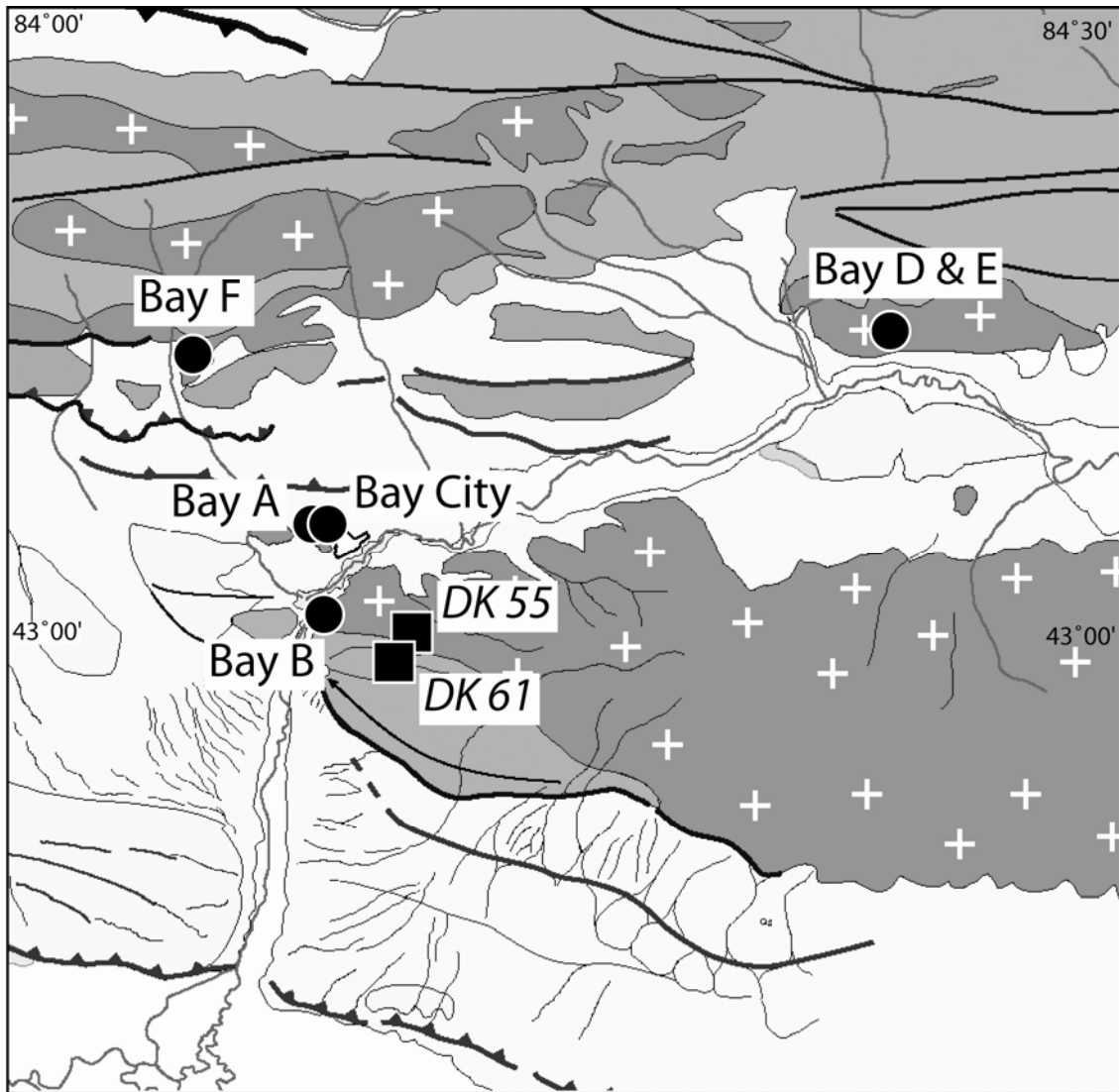


Figure AIV.3 : sample map showing the location of samples analysed in this study (black circles) and two complementary samples from Dumitru et al. (2001) (black squares). See Fig. A IV.2 for map key. See text and tables 1 and 2 for discussion on fission tracks and U-Th/He data obtained on samples.

Apatite fission track analysis

The apatite samples were mounted on glass slides using epoxy glue and polished. Samples were etched in 6.5% HNO₃ for 45s at 20°C to reveal the spontaneous fission tracks, before being irradiated with a neutron flux of 1.0×10^{16} neutrons cm⁻² (ANSTO, Lucas Height, Australia). The micas used as external detector were etched in 40% HF for 40 minutes at 20°C in order to reveal the induced fission tracks. The ages were calculated following the method recommended by the Fission track Working Group of the I.U.G.S. Subcomission on Geochronology (Hurford, 1990) using the zeta calibration method (Hurford and Green, 1983).

CN5 glass was used as dosimeter with a zeta value of 318 ± 15 (MJ), obtained on both Durango and Mont Dromedary apatite standards. Fission tracks were counted on a Zeiss microscope, using a magnification of 1250 under dry objectives. All ages are central ages and errors are quoted at $\pm 2\sigma$. Data are presented in table 1.

The ages obtained can be separated in two groups, also corresponding to the two main locations. Samples Bay A, Bay B and Bay City from the flat surface of the basin (2400 to 2500 m) have very consistent ages ranging between 147.2 ± 10.5 Ma and 143.3 ± 14.6 Ma, with mean track lengths between 12.1 ± 0.2 μm and 12.7 ± 0.17 μm and Dpar between 2.60 and 1.96 μm . Samples Bay D, Bay E and Bay F from the northern side of the basin were much more difficult to analyse due to the poor quality of the apatite crystals. Bay D and F provided good, reliable ages of 65.1 ± 4.8 Ma and 91.6 ± 12.1 Ma respectively. Within Bay E only 4 grains were counted giving an age of 72.7 ± 10.1 Ma consistent with Bay D. 100 track lengths were measured on Bay D giving a mean track length of 14 ± 0.15 μm . Only 10 tracks could be measured on Bay F with a mean of 12.1 ± 0.19 μm , and no tracks were measured on Bay E. Bay F has a Dpar value of 1.62 μm , slightly lower but within the range of values obtained for the granite samples from the basin. Bay D and Bay E have a much higher Dpar value of 3.74 and 3.79 μm respectively indicating a higher Cl content of the apatite (Donelick, 1993; Burtner et al., 1994; Barbarand et al., 2003), probably due to the different rock type (tonalite instead of granite). Variation in fission track annealing (and thus in fission track age and mean track length) is correlated with the apatite cell parameters and thus is linked to crystallographic structure, which, in turn, is controlled by apatite composition, and especially by Cl and F (Donelick, 1993; Burtner et al., 1994; Barbarand et al., 2003). An increase in Cl content will slow down the annealing process and increase the apparent fission track age and mean track length relatively to a more F rich apatite. On Fig. A IV.4a (Dpar vs MTL), the increase in mean track lengths is effectively correlated to the increase of Dpar parameter. However samples Bay D and Bay E have the highest Dpar value but the youngest central ages (Fig. A IV.4b : Dpar vs age) indicating that the difference in age between the two groups of samples effectively depends on their thermal history and is not entirely due to compositional variations.

The older ages of 196.6 and 204.9 Ma reported by Dumitru et al. (2001) from the Erbin Shan were obtained from samples at higher altitude (2660 and 2710 m) and can thus be considered to be part of the same group as the “basin” samples.

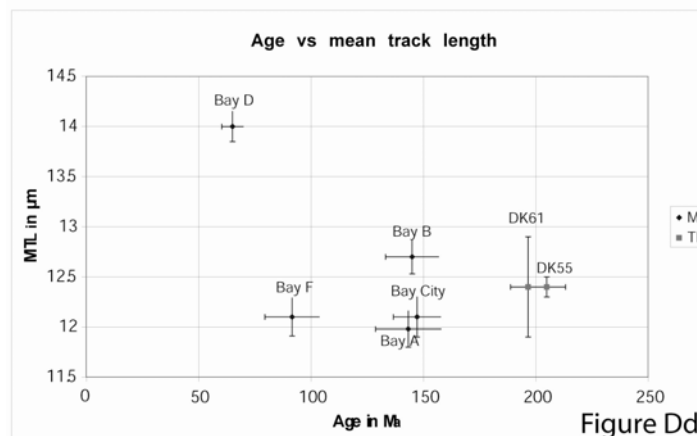
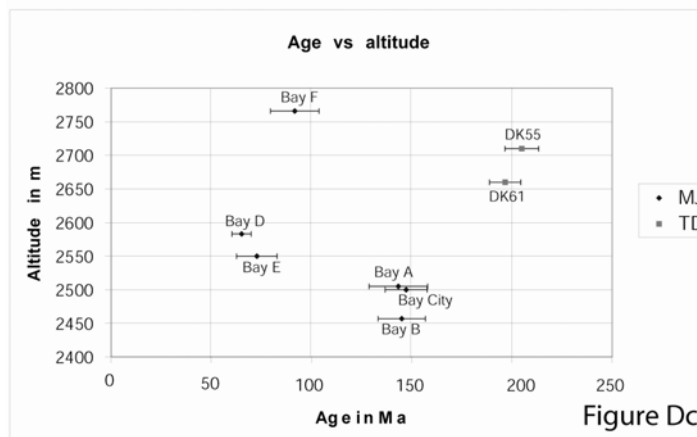
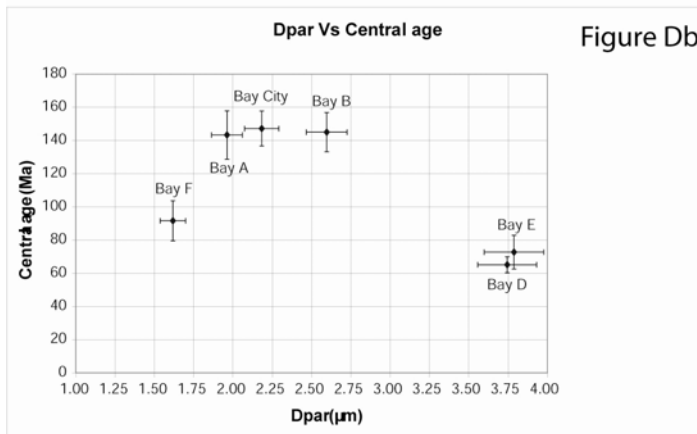
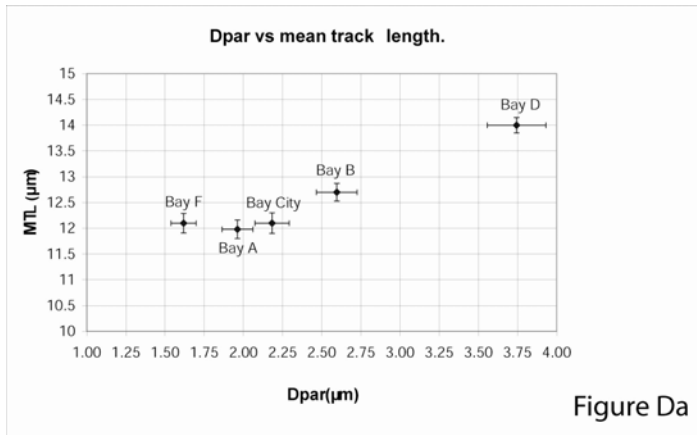


Figure AIV.4: central fission track age, Dpar, altitude and Mean Track length correlation. MJ is Marc Jolivet, TD is Dumitru et al., 2001. See table 1 for precise values for samples from this study.

When plotted on an age vs altitude graph (Fig. A IV.4c), both group of samples have a separate clear internal age-altitude relation. This is a clear indication that the early Cenozoic exhumation phase was localised and only strongly affected the samples that were close to the actual northern edge of the Bayanbulak basin. Exhumation rates derived from the age vs altitude graph are very low, in the order of 0.004 mm.an^{-1} for the “basin” samples, and 0.007 mm.an^{-1} for the younger group. Although the number of samples available is not sufficient to get a clear image, the “boomerang” shape of the age vs mean track lengths graph (Fig. A IV.4d) may also indicate a late cooling event around 65 Ma. Apatite track lengths modelling performed on samples where enough track lengths could be measured provides a statistical but more complete temperature time history of the Bayanbulak area between 110°C and 60°C . Modelling was done using the AFTSolve software (Donelick Analytical Inc., 2001) with the Ketcham et al. (1999) annealing model that takes into account the Dpar parameter variation. Models for samples Bay City, Bay B (which are typical representative models for the basin samples) and Bay D are presented on Fig. A IV.5. As already indicated by the distribution of central ages, the oldest samples crossed the 110°C isotherm during a late Triassic, early Jurassic cooling episode. They then remained within the middle to upper part of the apatite Partial Annealing Zone (PAZ) between 80 and 60°C until the last cooling event that started around Eocene to Oligocene times. Sample Bay D displays a very different thermal history starting around 60 to 65 Ma with a rapid cooling through the PAZ from 110°C to 60°C . The model then indicates a long stable period in which the samples remained around 50 to 40°C but this is not constrained at all for the track lengths, modelling can only be considered as valid within the PAZ. Given the rapid initial cooling rate and the concordance between the central fission track age and the time of onset of this cooling it is reasonable to consider that this sample reached the surface shortly after 60 Ma.

U-Th/He analysis

Samples were analysed at the Noble Gas Laboratory at CalTech. Crystals were selected by hand-picking and microscopic analysis on the basis of morphology, size, and absence of visible defects and inclusions (especially for apatite). The dimensions of the grains were measured in order to determine the necessary alpha-emission correction (Ft) (Farley et al., 1996). Analysed grains in this study present uniform aliquot size (table 2). Grains were put in platinum aliquot with 1 crystal for apatite measurement and 2 crystals for zircon measurements and we analysed 4-5 aliquots per sample. He of apatite and zircon grains were extracted following the method developed by House et al. (2000) by heating Pt aliquot to 1000°C using a Nd-YAG laser and then He content was analysed using an isotope dilution

(^3He spike) quadrupole mass spectrometry system. Crystals were then dissolved by HNO_3 and U and Th composition of grain was determined by inductively coupled plasma mass spectrometry measurement (ICP-MS) at the Caltech Laboratory.

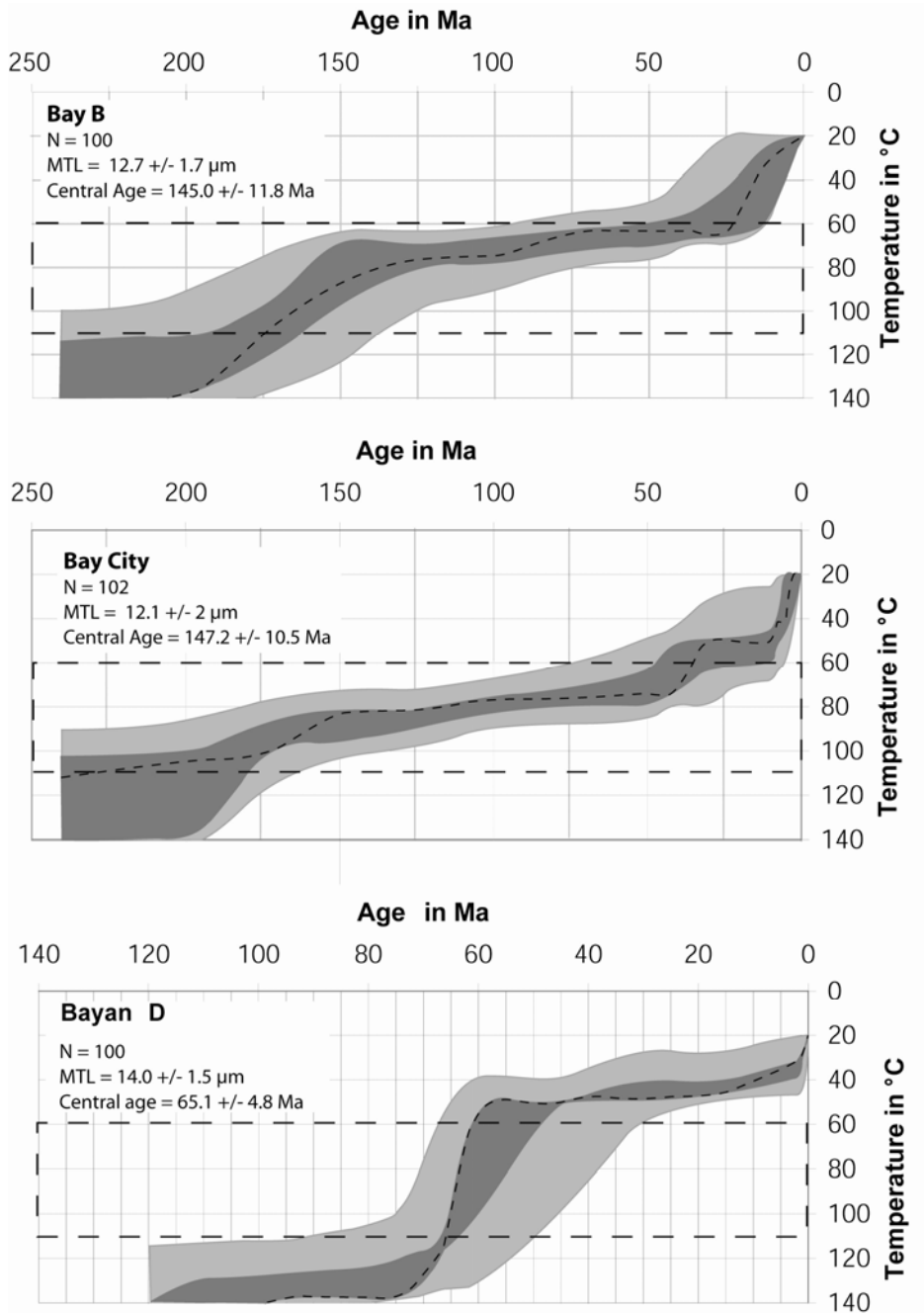


Figure AIV.5: Fission track length modelling of samples Bay B, Bay City (southern compartment) and Bay D (northern compartment), using AFTSolve software with the Ketcham et al., 1999 annealing model. N = number of track lengths measured. MTL = Mean Track Length. The dark grey envelope corresponds to 1 sigma, the light grey to 2 sigma. The black dotted curve is the best fit

Number	Altitude [m]	Coordinates	Min.	Number of Grains	Standard track Density x 10 ⁴ cm ⁻² (counted)	$\rho_s \times 10^4$ cm ⁻² (counted)	$\rho_i \times 10^4$ cm ⁻² (counted)	U Concentration. [ppm]	P(χ^2) [%]	Var [%]	Mean track length [μ m] ($\pm 1 \sigma$) (counted)	StD	Dpar [μ m]	Central Age ($\pm 2 \sigma$) [Ma]
Bay A	2505	N43°02'07.3/E84°08'31.7	Ap.	20	104.6 (6547)	108.0 (444)	122.1 (502)	14.2	1.6	6.7	12.0 $\pm$ 0.18 (100)	1.8	1.96	143.3 $\pm$ 14.6
Bay B	2457	N43°00'25.4/E84°08'41.5	Ap.	18	113.6 (6331)	73.0 (444)	90.0 (547)	10.7	81.6	0.1	12.7 $\pm$ 0.17 (100)	2.0	2.60	145.0 $\pm$ 11.8
Bay D	2583	N43°05'27.3/E84°22'49.7	Ap.	20	95.53 (6547)	104.4 (480)	242.2 (1114)	29.6	35.8	6.3	14.0 $\pm$ 0.15 (100)	1.6	3.74	65.1 $\pm$ 4.8
Bay E	2550	N43°05'22.2/E84°22'48.9	Ap.	4	110.9 (6331)	134.9 (85)	325.4 (205)	35.8	80.8	3.6			3.79	72.7 $\pm$ 10.1
Bay F	2766	N43°04'56.3/E84°04'36.2	Ap.	13	97.42 (6331)	50.2 (106)	84.4 (178)	10.3	98.2	0.8	12.1 $\pm$ 0.19 (10)	1.7	1.62	91.6 $\pm$ 12.1
Bay City	2500	Bayanbulack city	Ap.	19	100.1 (6331)	134.0 (801)	143.8 (860)	16.5	34.9	3.7	12.1 $\pm$ 0.2 (103)	1.6	2.18	147.2 $\pm$ 10.5

Table AIV.1 : Fission track central ages. Ap. = apatite. ρ_s and ρ_i represent sample spontaneous and induced track densities ; P(χ^2) is the probability of χ^2 for ν degrees of freedom (where ν = number of crystals – 1).

Zeta CN5 apatite = 318 $\pm$ 15 (M.J.). Samples were irradiated at the ANSTO facility, Australia.

Sample	Location	Altitude (m)	mass (µg)	Ft	He (nmol/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Age (Ma)	Corrected age (Ma)
Apatite samples									
BAY A (a)	N43°02'07.3/E84°02'31.7	2505	9.52	0.80	6.69	8.43	16.61	99.08	123.45
BAY A (b)	---	---	3.77	0.74	8.02	9.11	17.15	111.30	150.29
BAY A (c)	---	---	3.47	0.73	6.87	7.98	14.91	109.12	149.63
BAY A (d)	---	---	3.08	0.72	7.21	12.26	18.31	79.55	110.93
BAY B (a)	N43°00'25.4/E84°08'41.5	2457	6.31	0.77	7.26	6.95	13.67	130.06	168.90
BAY B (b)	---	---	4.87	0.74	13.63	16.50	47.28	90.25	121.23
BAY D (a)	N43°05'27.3/E84°22'49.7	2583	13.20	0.82	6.37	24.16	49.75	32.59	39.87
BAY D (b)	---	---	9.52	0.80	9.31	23.15	55.61	47.15	58.89
BAY D (c)	---	---	4.63	0.74	6.97	26.68	58.41	31.67	42.57
BAY D (d)	---	---	2.79	0.70	5.93	35.26	41.01	24.24	34.48
Zircon samples									
BAY A (a)	N43°02'07.3/E84°02'31.7	2505	21.32	0.8	1010.744	806.1654	335.7868	205.7855	259.24779
BAY A (b)	---	---	37.004	0.8	754.58387	511.1031	259.7278	236.9409	284.561919
BAY A (c)	---	---	14.012	0.8	223.59026	506.2227	189.2726	74.18013	96.341064
BAY B (a)	N43°00'25.4/E84°08'41.5	2457	48.808	0.8	210.93816	160.0113	110.7319	204.5476	241.156129
BAY B (b)	---	---	44.59	0.8	341.86493	209.7714	122.1288	257.062	303.243864
BAY B (c)	---	---	24.561	0.8	245.19605	192.4399	121.4662	200.2127	246.169454
BAY B (d)	---	---	18.839	0.8	341.30066	231.437	153.215	229.5892	288.820641
BAY D (a)	N43°05'27.3/E84°22'49.7	2583	87.039	0.9	430.86154	126.8567	100.2238	500.1711	567.155219
BAY D (b)	---	---	260.148	0.9	296.60277	167.5809	66.96836	288.8294	315.952852
BAY D (c)	---	---	107.46	0.9	817.09018	481.6908	327.0121	262.2871	298.951607
BAY D (d)	---	---	32.957	0.8	733.43529	737.312	588.5514	151.9546	186.095145
BAY F (a)	N43°04'56.3/E84°04'36.2	2766	18.259	0.8	361.40126	234.944	392.5734	199.8476	252.871943
BAY F (b)	---	---	9.422	0.7	217.04309	167.3753	126.0412	198.9099	270.123434
BAY F (c)	---	---	29.426	0.8	214.68597	121.0865	166.7366	241.2752	292.428183
BAY F (d)	---	---	27.247	0.8	259.85167	138.7868	138.3415	272.0592	327.720209

Table AIV.2. U-Th/He data from apatite and zircons. Ft is the alpha ejection correction after Farley et al., 1996. The error is 6% of calculated age on each individual replicate.

Optical observation of induced fission-tracks distribution on external detectors from fission track samples suggests that U zoning in all apatite grains is minimal. Thus α -emission corrections (Ft), which assume homogeneous U and Th distributions, will be accurate (Farley et al., 1996; Jolivet et al., 2003). Results are presented in table 2. All ages discussed below are corrected ages. Errors on corrected ages are estimated to be 6% of the age, reflecting 1σ .

Zircons results.

Four samples were analysed, two from the northern edge of the basin (Bay D and Bay F) and two from the basin (Bay A and Bay B). For samples Bay A and Bay D, corrected ages are spread most probably because of undetectable U or Th sources inside the selected apatite crystals (small size zircons for example). The 567 Ma age obtained for sample Bay D can be excluded for it is much older than the Late Ordovician intrusion age of the tonalite (Ma et al., 1993; Che et al., 1994; Zhou et al., 2001). Similarly, the 96 Ma age obtained for sample Bay A is younger than the apatite central fission track age and can thus be excluded.

Ft values for the remaining aliquots vary between 0.73 and 0.91, and individual ages are still widely spread between 186 and 328 Ma (table 2). However, the mean sample ages are comprised between 267 and 286 Ma, corresponding to a temperature of 170 to 190°C (Reiners et al., 2003).

Apatites results.

Two samples (Bay A and Bay B) from the “basin” were analysed and show ages ranging from 150.29 Ma to 110.93 Ma (4 aliquots with a mean value of 133.6 Ma) for Bay A and from 168.9 Ma to 121.23 Ma for Bay B (2 aliquots with a mean value of 145.1 Ma), with Ft values of 0.8 to 0.72 and 0.77 to 0.74 respectively. Due to the poor quality of the crystals in Bay E and Bay F, Bay D was the only sample from the northern edge of the basin to be analysed. U-Th/He ages range from 34.48 Ma to 58.89 Ma (4 aliquots with a mean value of 43.9 Ma) with Ft values of 0.70 to 0.82. In samples Bay A and Bay B, one aliquot give a U-Th/He age older than the apatite central FT age. This discrepancy may be explained by excess He from small He rich inclusions within the apatite crystals (e.g. Farley et al., 1996; Warnock, et al., 1997). In any case, aliquots with ages younger than the apatite FT ages will be favoured.

Fig. A IV.6 (graph age-vs altitude pour He et TF) shows the consistency between the zircon and apatite U-Th/He ages and the apatite fission track ages. Apatite He ages are only slightly younger than apatite central FT ages while zircon He ages are much older.

Neotectonic

As revealed by satellite imagery and field observations, active deformation occurs within the Bayanbulak basin (Fig. A IV.2). Several reverse fault scarps and associated EW trending structural ridges affect the smooth surface morphology of the basin. Active faults appear to be mainly concentrated in the northern part of the basin, around the latitude of Bayanbulak city (43°N). They follow the southern slope break of the Narat range for more than 50 km to the west of the longitude of the Nalatidaban pass (84°20'N). Further to the east, faulting and folding deforming Quaternary deposits can also be evidenced over more than 50 km (Fu et al., 2003). The fault zone bounding the northern side of the Bayanbulak basin and its eastern prolongation can thus be considered as a major regional tectonic contact. It can be noticed that this fault zone is trending parallel to the cartographic trace of the Nicolaev Line.

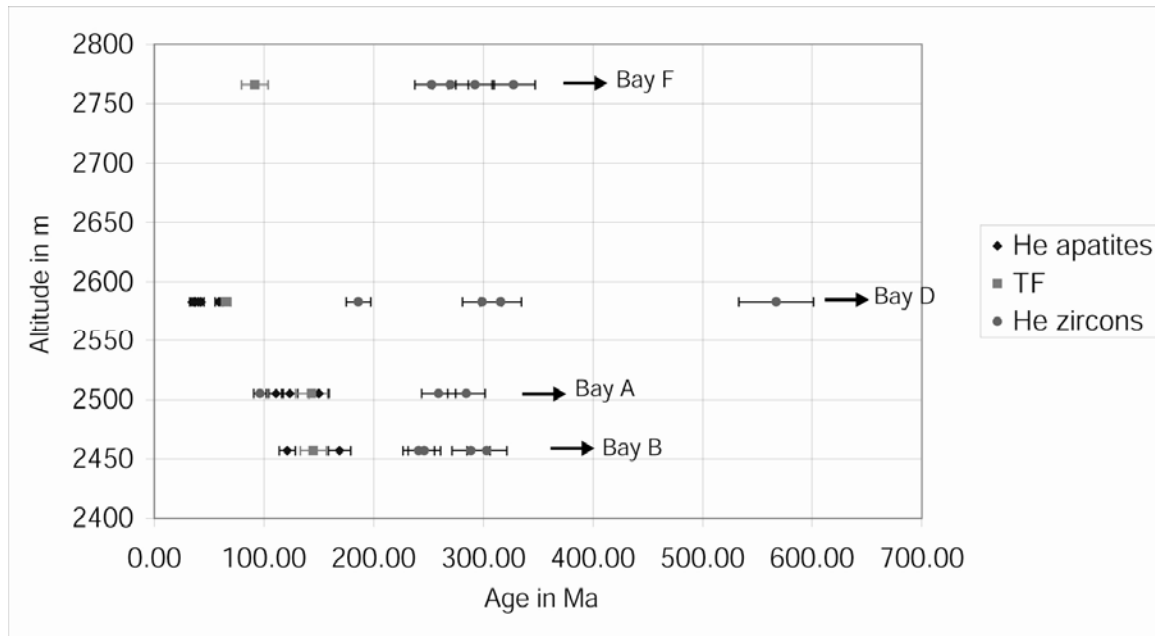


Figure AIV.6 : He and fission track ages vs altitude. See tables 1 and 2 for precise values and text for discussion about the results.

Along the Narat range, the faults cut and uplift the Quaternary to Holocene alluvial deposits that form a glacis descending into the basin (Fig. A IV.2). They have a clear thrust component indicating NS shortening as demonstrated by the fold like shape of cumulative fault scarps and the local uplift and exhumation of recent deposits reported as upper Neogene to early Quaternary on the geological map. Based on the morphology and fault trace geometry, no clear strike slip component could be evidenced in the field or at a large scale from satellite imagery.

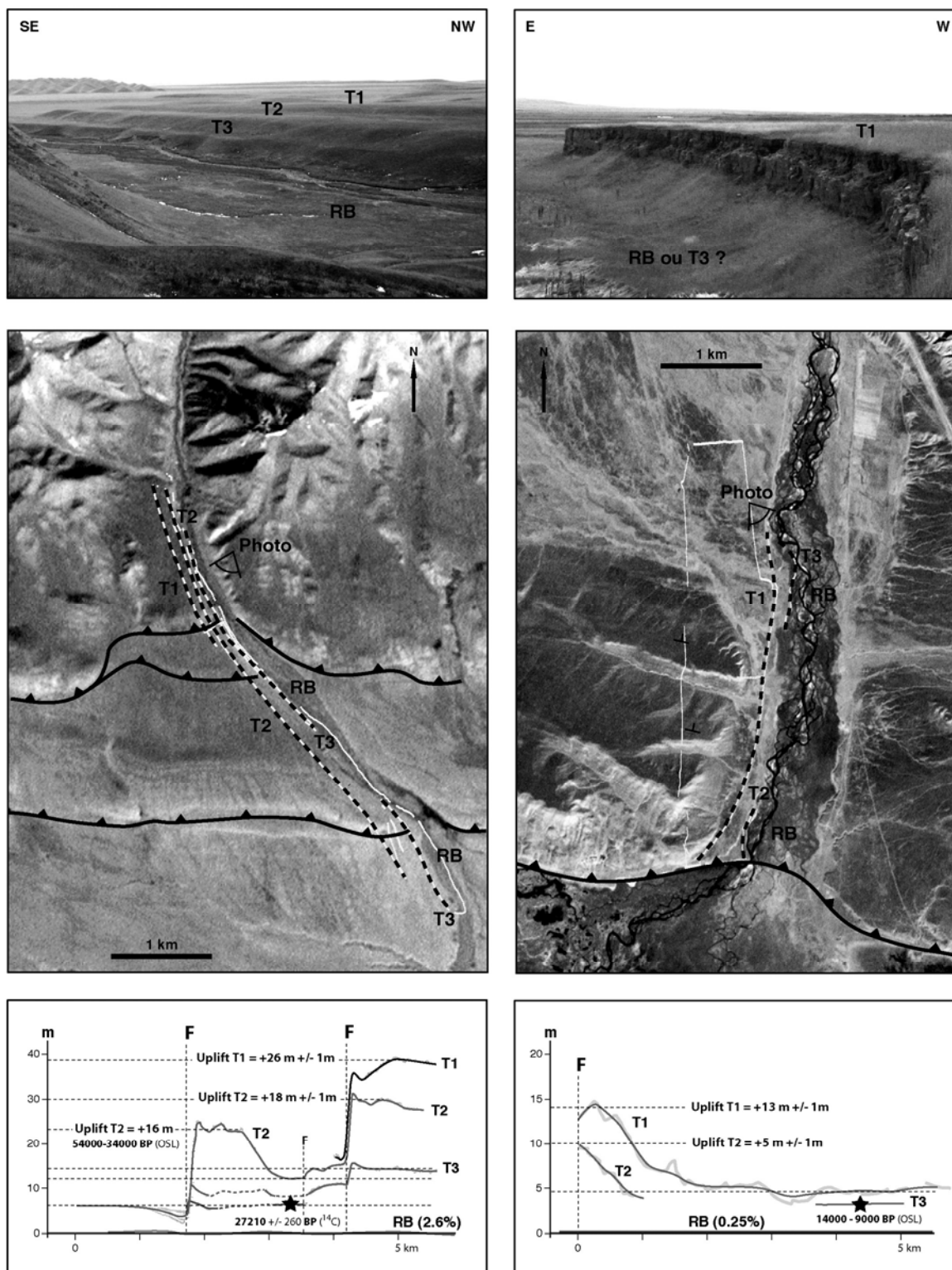


Figure 7a

Figure 7b

Fig. AIV.7 : field photography of fluvial terraces (top) with their landsat image and topographic measurement (bottom)

Two main sites were more precisely surveyed where folded fluvial (alluvial ?) terraces crossing active faults are observable (Fig. A IV.7 : Tecto BBK). The first site is located just to the NW of Bayanbulak city and the second site is located 5 km more to the south (Fig. A IV.2 : carte géol/struct du bassin). The terrace profiles were measured using a Trimble DGPS and dated using OSL and ^{14}C methods. Unfortunately, very few ages were obtained due to difficulties in finding charcoals or thin grained levels suitable for OSL dating. In the first site, the topographic profiles of a series of abandoned terraces located on the western side of a small river descending from the Narat range clearly show the presence of two main reverse faults dipping southwards (Fig. A IV.7). These faults can be also easily detected in the morphology by the presence of two cumulative scarps 15 to 30 m high that offset the smooth basin surface constituted in that area by Quaternary alluvial fan deposits dipping gently to the south. In that area, only terrace T2 could be dated, giving an age of 34 to 54 Kyr BP (Poisson and Avouac, 2004). Assuming simple reverse faulting deformation model, the first scarp (15 m high) could be associated to a minimum shortening velocity of about 0.3 to 0.4 mm/y.r. $\pm$ 0.1 mm. In the second site, a large EW trending fold crosses the river flowing from Bayanbulak city (Fig. A IV.7). Deformation affects clearly early Quaternary deposits (Q1, Q2) but also more recent fluvial terraces. Bedding strata are dipping 5 to 15° northward and are abruptly cut by a reverse fault located at the base of the southern flank of the ridge. Topographic measurements reveal that the fluvial terraces are tilted northward and cut by the main fault with offsets ranging from 5 to 10 m (respectively for T2 and T1). The ages of these terraces are not precisely known but OSL dating of the younger terrace (T3) gave an age between 14 Kyr to 9 Kyr BP, suggesting that T2 and T1 could be correlated with the terraces from site n°1 (Poisson and Avouac, 2004). Based on these observations, active faulting in this area could accommodate about 0.3 mm/y.r. $\pm$ 0.1 mm but this is not very well constrained.

The analysis of Landsat satellite images reveals that active faulting also affects the northern slope of the Narat range at the latitude of 43°20'N (Fig. A IV.2 : carte géol/struct du bassin). Reverse fault scarps, dipping towards the south, cut and offset the plio-quaternary cover, composed of alluvial and colluvial deposits coming from the erosion of the Narat range. Even more to the north, morphological and structural evidences strongly suggest that south dipping reverse faulting controls also the southern boundary of the Yili basin. Field observations and satellite image interpretations reveal that Quaternary basin sediments, overlaid by thick loess deposits, are clearly uplifted. Such recent deformation is responsible of the very narrow V shape of the eastern termination of the Yili basin.

These observations suggest that the faults affecting the north Bayanbulak basin and those located on the northern side of the Narat range could join at depth into a single major fault plane affecting the whole basement and probably the crust. The E-W trending Narat range could be, then, interpreted as a major pop-up structure, bounded by south and north dipping reverse faults. Because these faults are located close to the Nikolaev Line shear zone, we propose that they correspond to the re-activation of this main suture in response to Cenozoic compression. This hypothesis is comforted by the observation that the basin depot center (2390 m) appears to be located just south of the Erbin shan range, very close to the active thrust studied in site n°2. This active and localized basin subsidence could be related to basin basement flexure induced by crustal thickening and uplift of the Narat and Erbin shan ranges.

Discussion.

Late Palaeozoic, Mesozoic thermal history

The zircons U-Th/He ages indicates cooling below 190°C in lower Permian times which is consistent with K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ cooling ages obtained for the Tianshan area (Yin et al., 1998; Zhou et al., 2001). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of strike slip fault activity along the Main Tianshan Shear Zone also gives ages of 269 ± 5 Ma (Shu et al., 1999, on newly formed muscovite), 250 ± 0.5 (Chen et al., 1999, on biotite), 269 ± 5 , 245 ± 3 (Laurent-Charvet et al., 2002, on muscovite and biotite respectively).

Apatite track lengths modelling indicates that the samples situated within the Bayanbulak basin crossed the 110°C isotherm during early Jurassic and slowly cooled to temperatures between 80 and 60 °C by middle Jurassic times. When the track length modelling allows further interpretation (i.e. when the calculated cooling curves remains within the apatite P.A.Z.), the last cooling occurs in Eocene to Oligocene.

The collision of the Tarim – Central Tianshan composite block with the north Tianshan apparently occurred in Late Carboniferous – Early Permian time (Allen et al., 1993; Carroll et al., 1995; Dumitru et al., 2001; Wartes et al., 2002). This can be consistent with the geochronological data presented above indicating that the observed Permian cooling could result from that collision. However, as already noted by Dumitru et al. (2001), the cooling episode revealed by medium to low temperature thermochronology significantly postdate the currently favoured estimates for the age of the collision.

Evidences for a widespread Jurassic cooling process associated with tectonic movements probably induced by collision between the Qiantang and Kunlun blocks (Matte et al., 1996)

have been reported in North Tibet (e.g. Sobel, 1995; Sobel and Arnaud, 1996; Delville et al., 2001; Jolivet et al., 2001), and a discordance level is reported in the sedimentary deposits, between late Triassic and early Jurassic times in the Tarim basin (e.g. Sobel and Arnaud, 1999; Vincent and Allen, 1999). The continuous cooling observed on the Bayanbulak samples from c.a. early Permian to middle Jurassic times might thus be related to a persistent deformation induced by successive block accretion to the south and west of the Tianshan. This slow cooling was followed, as in North Tibet (e.g. Jolivet et al., 2001) by a protracted period of thermal stability during late Jurassic and Cretaceous and the latest Jurassic accretion of the Lhasa block south of the Qiantang does not seem to have significantly affected the Bayanbulak area.

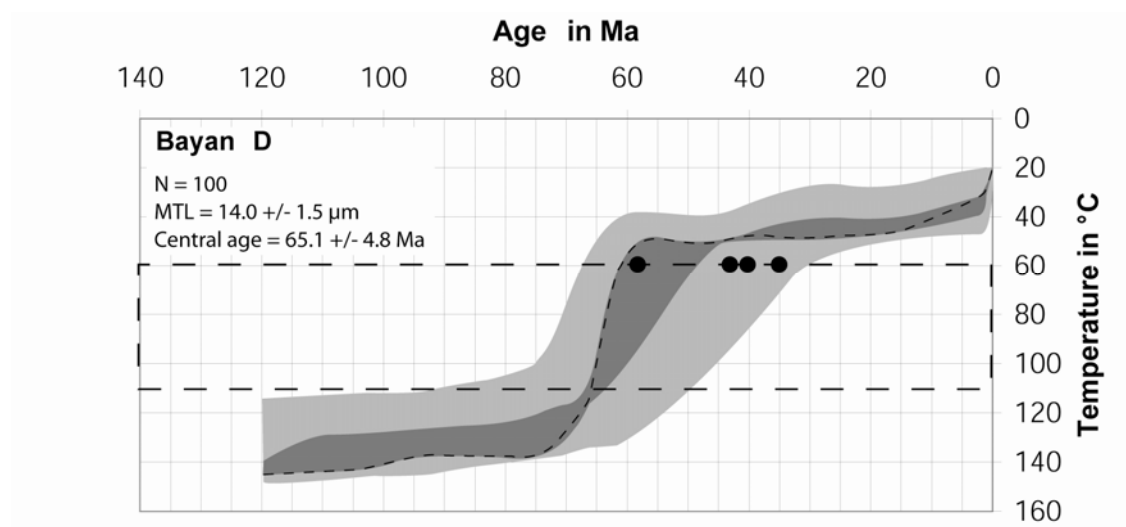


Figure AIV.8 : Track lengths modelling (key as on Fig. A IV.5) and apatite U-Th/He ages for samples Bay D (black dots). See table 2 for U-Th/He ages precise values.

Late Mesozoic – Early Cenozoic cooling episode

It is clear from the present dataset that the northern edge of the Bayanbulak basin underwent a strong uplift/erosion episode in late Mesozoic – early Cenozoic. Track lengths modelling on sample Bay D together with the apatite U-Th/He ages on this same sample, indicate that rapid cooling occurred between c.a. 65 and 60 Ma and that the sample probably reached a subsurface position (less than 1 km) by that time (Fig. A IV.8 : modèle Bay D + ages He). Dumitru et al. (2001) obtained central fission track ages between 138 and 106 Ma from samples immediately north of the Nalatidaban pass (Fig. A IV.2 : carte géol du basin) (excepted one sample at 71 Ma but for which only 5 grains were measured). It thus appears that uplift was highly localised along the northern edge of the basin within the Narat range.

In Afghanistan, the Kohistan – Dras island arc accreted to Asia in the Middle to Late Cretaceous (e.g. Searle, 1991). In response, a period of accelerated basin subsidence occurred in the North Tarim basin during Late Cretaceous – Early Tertiary times, associated with coarse clastic alluvial deposition. Conglomerates were also deposited at the same time in South Jungar basin (Hendrix et al., 1992). In eastern Afghanistan and northwestern Pakistan, major obductions of ophiolites (onto the Kabul block and onto the Indian margin) which are directly related to the final closure of the Tethys, occurred later than the Maestrichtian but before the Middle Eocene, presumably during Palaeogene (e.g. Tapponnier et al., 1981). The onset of collision with India in western Himalayas seems to date from late Ypresian around 50 Ma (Rowley, 1996) slightly later than the onset of rapid cooling observed on sample Bay D.

Sobel and Dumitru (1997) concluded from detrital fission track data from the Tarim basin that thrusting in the Tianshan started around Oligo-Miocene times. Allen et al. (1994) suggested that the basal Oligocene unconformity observable in the Turpan and Eastern Tarim basins may marks the initiation of Cenozoic Tianshan deformation in that region. Khain (1985) stated that Cenozoic deformation in the Russian part of the belt began in Oligocene time but was predominant during and after Pliocene time. Finally, Hendrix et al. (1994) performed apatite fission track analysis on the Manas river (northern Tianshan) and described a strong tectonic reactivation around late Oligocene – early Miocene times.

If the main, generalized uplift seems to have started around Oligocene times as a result of the ongoing India – Asia collision, the onset of Cenozoic deformation in the Central Tianshan may be older, possibly driven by earlier small-scale collisions such as the Kohistan – Dras arc accretion. These preliminary deformations could have been preferentially localized along pre-existing structures such as the Nikolaev line north of the Bayanbulak basin.

Quaternary deformation

It is clear from field observations and measurements that active deformation is not only localized on both piedmont of the Tianshan range but also occurs in its most central part. In this region, the Cenozoic deformation of the range seems to have reactivated pre-existing basement structures inherited from the Palaeozoic history of the range (such as the Nikolaev line). On the northern border of the Bayanbulak basin, this tectonic activity favoured the exhumation of the Palaeozoic basement resulting in the uplift of the Narat and Erbin shan ranges.

During Quaternary, the deformation affecting the northern part of the Bayanbulak basin seems to have propagated towards its centre. This feature strongly suggests that the basin is progressively closing and could completely disappear within the next millions years. This is, in fact, a characteristic common to all the intermountain basins of the Tianshan range. As shown by many authors (e.g., Windley et al., 1990 ; Allen et al., 1993) The edges of the Turfan basin, Korla basin, Issyk-Kul basin are all affected by active thrusting indicating that a significant part of shortening is presently accommodated there. The $M_s = 7.3$ Suusamy, Kyrgyzstan earthquake (Mellors et al., 1997; Ghose et al., 1997) is probably a good example of the seismic activity associated to the closing of such a basin and is well representative of the type of earthquake that could be expected in the Bayanbulak area.

Conclusion.

The thermal history associated to the early Mesozoic tectonic history of the Tianshan mountain belt is still preserved within the intra-mountain sedimentary basins such as the Bayanbulak basin. Fission track analysis and U-Th/He dating on apatite and zircons from the Bayanbulak basin show that after a early-Permian to middle Jurassic episode of uplift and denudation the Bayanbulak area underwent a protracted period of very slow cooling (between 0.004 and 0.007 mm.an⁻¹). This might be compared with evidences of similar tectonically quiet period observed in northern Tibet during late Jurassic-Cretaceous (e.g. Jolivet et al., 2001). The slow cooling, associated with slow erosion, might explain the nearly complete lack of cretaceous sediments in the Bayanbulak and adjacent basins.

In late Cretaceous, evidences of strong, localized uplift are recorded along the northern edge of the basin, probably linked to the reactivation of an old inherited structure (the Nikolaev Line) by the accretion of blocks such as the Kohistan-Dras arc to the south-west. Following this first phase of localized uplift, compression reaches the inside of the Bayanbulak basin during Quaternary which should lead to the complete closure of the basin within the next million years.

These study emphasize the necessity of understanding the Mesozoic history of the Asian belts to decipher the Tertiary deformation event. It demonstrates the importance of inherited structures in locating and possibly propagating the deformation linked to the onset of the India-Asia collision.

Bibliography.

Allen M.B., Windley B.F., and Zhang C., 1992, Paleozoic collisional tectonics and magmatism

- of the Chinese Tien Shan, central Asia. *Tectonophysics*, Vol. 22, pp. 89-115.
- Allen M.B., Windley B.F., Zhang C., and Guo J.H., 1993, Evolution of the Turfan basin, Chinese central Asia. *Tectonics*, Vol. 12, N°4, pp. 889-896.
- Allen M.B., Windley B.F., and Zhang C., 1994, Cenozoic tectonics in the Urumqi-Korla region of the Chinese Tien Shan. *Geol. Rundsch.*, Vol. 83, pp. 406-416.
- Allen M.B., Sengör A.M.C., and Natal'in B.A., 1995, Juggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to ?Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia. *J. Geol. Soc. London*, Vol. 152, pp. 327-338.
- Avouac J.P., Tapponnier P., Bai M., You H., and Wang G., 1993, Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan. *J. Geophys. Res.*, Vol.98, N° B4, pp. 6755-6804.
- Barbarand J., Carter A., Wood I., and Hurford T., 2003, Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology*, Vol. 198, pp. 107-137. 
- Burbank D.W., McLean J.K., Bullen M., Abdrakhmatov K.Y., and Miller M.M., 1999, Partitionning of intermontane basins by thrust-related folding, Tien Shan, Kyrgyzstan. *Basin Research*, Vol. 11, pp. 75-92.
- Burtman V.S., 1975, Structural geology of Variscan Tien Shan, USSR. *Amer. J. Sci.*, Vol. 275-A, pp. 157-186.
- Burtner R.L., Nigrini A., and Donelick R.A., 1994, Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming Thrust Belt. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Vol. 78, pp. 1613-1636.
- Che Z.C., Liu H.F., and Liu L., 1994, *The formation and Evolution of the central Tianshan orogenic belt*. Geological Publishing House, Beijing, 135 p. (In Chinese).
- Chen Z., and Xu X., 1995, Opening-closing tectonic system at the continental margin of Altay, China. In: *Selected Academic Theses of 3rd Symposium of Geology and Mineral Ressources of Xinjiang*, pp. 15-27. Xinjiang People's Publishing House. (In Chinese with English abstract).
- Chen C., Lu H., Jia D., Cai D., and Wu S., 1999, Closing history of the southern Tianshan oceanic basin, western China: an oblique collisional orogeny. *Tectonophysics*, Vol. 302, pp. 23-40.
- Coleman R.G., 1989, Continental growth of northwest China. *Tectonics*, 8, pp. 621- 635.
- Carroll A.R., Graham S.A., Hendrix M.S., Ying X., and Zhou D., 1995, Late Paleozoic tectonic amalgamation of northwestern China: Sedimentary record of the northern Tarim, northwestern Turpan, and southern Junggar basins. *Geol. Soc. America Bull.*, Vol. 107, pp. 571-594.
- Carroll A.R., Graham S.A., Chang E.Z., and McKnight C., Sinian through Permian tectonostratigraphic evolution of the northwestern Tarim basin, China. In Hendrix, M.S., and Davis, G.A. eds., *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation*; Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 194.
- Delville N., Arnaud N., Ontel J.M., Roger F., Brunel M., Tapponnier P., and Sobel E., Paleozoic to Cenozoic deformation along the Altyn Tagh Fault in the Altun Shan massif area, Eastern Qilian Shan, NE Tibet, China. In Hendrix, M.S., and Davis, G.A. eds., *Paleozoic and Mesozoic tectonic evolution of central Asia: From continental assembly to intracontinental deformation*; Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir 194.
- Donelick R.A., 1993, A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. U.S. Patent Number 6,267,274.
- Dumitru T.A., Zhou D., Chang E.Z., and Graham S.A., 2001, Uplift, exhumation, and deformation in the Chinese Tian Shan. *Geol. Soc. America Memoir*, Vol. 194, pp. 71-99.

- Farley K.A., Wolf R., and Silver L., 1996, The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 60, pp. 4223-4229.
- Fu B., Lin A., Kano K., Maruyama T., and Guo J., 2003, Quaternary folding of the eastern Tian Shan, northwest China. *Tectonophysics*, Vol. 369, pp. 79-101.
- Gao J., Li M., Xiao X., Tang Y., and He G., 1998, Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, Vol. 287, pp. 213-231.
- Ghose S., Mellors R.J., Korjenkov A.M., Hamburger M.W., Pavlis T.L., Pavlis G.L., Omuraliev M., Mamyrov E., and Muraliev A.R., 1997, The Ms=7.3 1992 Suusamyr, Kyrgyzstan, Earthquake in the Tien Shan: 2. Aftershock Focal Mechanisms and Surface Deformation. *Bull. Seismological Soc Amer.*, Vol. 87, N°1, pp. 23-38.
- Graham S.A., Zhou D., Chang E.Z., and Hendrix M.S., 1994, Origins of intermontane Jurassic strata of the Chinese Tian Shan. *Geol. Soc. America Abs. with Programs*, Vol. 26, N°7, pp. A464.
- Hendrix M., Graham S.A., Carroll A., Sobel E., McKnight C., Schulein B., and Wang Z., 1992, Sedimentary record and climatic implications of recurrent deformation in the Tian Shan : Evidence from Mesozoic strata of the north Tarim, south Dzungar, and Turpan basin, northwest China. *Geol. Soc. Am Bull.*, Vol. 104, pp. 53-79.
- Hendrix M.S., Dumitru T.A., and Graham S.A., 1994, Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan: An early effect of the India-Asia collision. *Geology*, Vol.22, pp. 487-490.
- House M.A., Farley K.A., and Stockli D., 2000, Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-YAG laser heating. *E.P.S.L.*, Vol. 183, N°3-4, pp. 365-368.
- Hu A., Zhang Z., Liu J., Peng J., Zhang J., Zhao D., Yang S., and Zhou W., 1986, U-Pb age and evolution of Precambrian metamorphic rocks of the middle Tianshan uplift zone, eastern Tianshan, China. *Geochimica*, pp. 23-35.
- Hurford A.J., 1990, Standardization of fission track dating calibration : Recommendation by the Fission track Working Group of the I.U.G.S. Subcomission on Geochronology. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, vol. 80, pp. 171-178.
- Hurford A.J. and Green P.F., 1983, The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology*, 1, pp 285-317.
- Jolivet M., Dempster T.J., and Cox R., 2003, Répartition de l'U et du Th dans les apatites : application à la thermochronologie U-Th/He. *Comptes Rendus Géoscience*, Paris. Vol. 335, pp. 899-906
- Jolivet M., Brunel M., Seward D., Xu Zh., Yang J., Roger F., Tapponnier P., Malavieille J., Arnaud N., and Wu C., 2001, Mesozoic and Cenozoic tectonics of the northern edge of the Tibetan plateau: fission-track constraints. *Tectonophysics*, Vol. 343, N°1-2, pp. 111-134.
- Khain V.E., 1985, *Geology of the USSR*. Berlin, Gebrüder Borntraeger, 272 p.
- Ketcham R.A., Donelick R.A., and Carlson W.D., 1999, Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, Vol. 84, pp. 1235-1255.
- Laurent-Charvet S., Charvet J., Shu L.S., Ma R.S., and Lu H.F., 2002, Palaeozoic late collisional strike-slip deformations in Tianshan and Altay, eastern Xinjiang, NW China. *Terra Nova*, Vol. 14, N°4, pp. 249-256.
- Laurent-Charvet S., Charvet J., Monié P., and Shu L.S., 2003, Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern Central Asia (NW China): new structural and geochronological data. *Tectonics*, Vol.22, N°2, pp. 1099-1101.
- Ma R.S., Wang C.Y., and Ye S.F., 1993, Tectonic framework and crustal evolution of Eastern Tianshan mountains. Publishing House of Nanjing University, Nanjing, 225 p. (In Chinese).

- Matte P., Tapponnier P., Arnaud N., Bourjot L., Avouac J.P., Vidal P., Liu Q., Pan Y., and Wang Y., 1996, Tectonics of Western Tibet, between the Tarim and the Indus. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 142, p. 311-330.
- Mellors R.J., Vernon F.L., Pavlis G.L., Abers G.A., Hamburger M.W., Ghose S., and Iliasov B., 1997, The Ms=7.3 1992 Suusamyr, Kyrgyzstan, Earthquake: 1. Constraints on Fault Geometry and Source Parameters Based on Aftershocks and Body-Wave Modeling. *Bull. Seismological Soc. Amer.*, Vol. 87, N°1, pp. 11-22.
- Patriat P., Achache J., 1984, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature*, vol. 311, N°5987, pp. 615-621.
- Poisson B., and Avouac J-Ph, 2004, Holocene hydrological changes inferred from alluvial stream entrenchment in north Tian Shan (northwestern China). *J. Geology*, Vol. 112, N°2, pp. 231-249.
- Reiners P.W., Spell T.L., Nicolescu S., and Zanetti K.A., 2003, Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparison with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 68, N°8, pp. 1857-1887.
- Rowley D.B., 1996, Age of initiation of collision between India and Asia: A review of stratigraphic data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 145, pp. 1-13.
- Searle M.P., 1991, *Geology and Tectonics of the Karakorum Mountains*. Wiley, New York, 358 p.
- Shu L.S., Charvet J., Guo L.Z., Lu H.F., and Laurent-Charvet S., 1999, A large-scale dextral ductile strike-slip zone: the Aqikkudug-Weiya zone along the northern margin of the Central Tianshan belt, Xinjiang, NW China. *Acta Geol. Sin.*, Vol. 73, N°2, pp. 148-162.
- Sobel E.R., 1995, Basin analysis and apatite thermochronology of the Jurassic – Paleogene Western Tarim basin [Ph.D. dissert.] : Stanford, California, Stanford University, 308 p.
- Sobel E.R., and Arnaud N., 1996, Age controls on origin and cooling of the Altyn tagh range, NW China : *Geol. Soc. of America Abstract with Programs*, Vol. 28, N°7, p. A67.
- Sobel E.R., and Dumitru T.A., 1997, Thrusting and exhumation around the margins of the western Tarim basin during the India-Asia collision. *J. of Geophys. Res.*, Vol.102, N°B3, pp.5043-5063.
- Sobel E.R., and Arnaud N., 1999, A possible middle Paleozoic suture in the Altyn Tagh, NW China. *Tectonics*, vol.18, N°1, pp. 64-74.
- Tapponnier P., Mattaieur M., Proust F., and Cassaigneau C., 1981, Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol.52, pp. 355-371.
- Tapponnier P., Peltzer G., and Armijo R., 1986, On the mechanics of the collision between India and Asia, in : *Collision Tectonics*, M.P. Coward and A.C. Ries. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 19, pp. 115-157.
- Vincent S.J., and Allen M.B., 1999, Evolution of the Minle and Chaoshui Basins, China : Implications for Mesozoic strike-slip basin formation in Central Asia. *Geol. Soc. of America Bull.*, Vol. 111, N°5, pp. 725-742.
- Wang B., Lang Z., Li X., Qu X., Li T., Huang C., and Cui X., 1994, *Comprehensive survey of geological sections in the west Tianshan of Xinjiang, China*. Science Publishing House, Beijing, China, 202 p.
- Wang Z., Wu J., Lu X., and Liu C., 1990, Polycyclic tectonic evolution and metallogeny of the Tianshan mountains: Beijing, Science Press, 217p.
- Warnock A.C., Zeitler P.K., Wolf R.A., and Bergman S.C., 1997, An evaluation of low-temperature apatite U-Th/He thermochronology. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Vol. 61, pp. 5371-5377.

- Wartes M.A., Carroll A.R., and Greene T.J., 2002, Permian sedimentary record of the Turpan-Hami basin and adjacent regions, northwest China: Constraints on postamalgamation tectonic evolution. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, Vol. 114, N°2, pp. 131-152.
- Windley B.F., Allen M.B., Zhang C., Zhao Z.Y., and Wang G.R., 1990, Paleozoic accretion and Cenozoic reformation of the Chinese Tien Shan range, central Asia. *Geology*, Vol. 10, N°2, pp. 128-131.
- Yin A., Nie S., Craig P., Harrison T.M., Ryerson F.J., Qian Xianglin and Yang Geng, 1998, Late Cenozoic tectonic evolution of the Southern Chinese Tian Shan. *Tectonics*, Vol. 17, N° 1, pp.1-27.
- Zhou D., Graham S.A., Chang E.Z., Wang B., and Hacker B., 2001, Paleozoic tectonic amalgamation of the Chinese Tian Shan: evidence from a transect along the Dushanzi-Kuqa Highway. In: Hendrix M., Davis S., Editors. *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central and Eastern Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation*. *Geol. Soc. America Mem.*, Vol. 194, pp. 71-99.

Evolution tectonique du Tianshan au Cénozoïque liée à la collision Inde-Asie Apports de la magnétostratigraphie et de la géochronologie isotopique U-Th/He

Le Tianshan est une des chaînes majeures d'Asie qui s'étend sur près de 2500 km de longitude avec des reliefs supérieurs à 7000 m. Il s'agit de l'orogène intracontinental le plus actif au monde issu d'une accréation initiale au Paléozoïque suivie d'une réactivation majeure au Cénozoïque en réponse à la collision Inde-Asie. Mais l'âge exact d'initiation de la déformation cénozoïque reste mal contraint, ce qui est un obstacle important à la compréhension et à la détermination de l'évolution de la déformation en Asie. Les piémonts Nord et Sud du Tianshan sont constitués par deux remarquables prismes d'avant chaîne où les sédiments permien au quaternaire des bassins flexuraux adjacents de Kuche et de la Junggarie sont très bien exposés. L'histoire de la construction du Tianshan peut être déterminée grâce à une étude de l'enregistrement sédimentaire facilement accessible au niveau des piémonts.

Ainsi, nous avons réalisé trois études magnétostratigraphiques le long des coupes de la Kuitun et de la Jingou He au Nord et le long de celle de Yaha au sud pour lesquelles nous avons identifié respectivement 16, 22 et 18 chrons magnétiques que nous avons corrélés à l'échelle de référence donnant des âges compris entre, 3.1 et 10.5 Ma, 8.5 Ma et 22 Ma et 5.2 et 12.6 Ma respectivement. Les vitesses de sédimentations déduites de ces corrélations montrent une accélération à ~11 Ma sur la coupe de Yaha et celle de la Jingou He qui présente également une accélération antérieure à ~15 Ma alors que les vitesses restent stables depuis ~10 Ma sur la coupe Kuitun. Nous avons également réalisé des études de la minéralogie magnétique et des mesures de l'ASM qui montrent des changements importants de la susceptibilité magnétique (κ) et du paramètre de forme (T) à 21, 15 et 11 Ma sur les deux piémonts. A partir des changements de vitesses de sédimentation, contraint par ailleurs par ceux des paramètres magnétiques, nous pensons que la surrection du Tianshan a probablement débuté vers 15 Ma puis s'est accélérée à ~11 Ma, ce qui est cohérent avec les études précédentes réalisées sur la zone suivant d'autres méthodes.

A partir de modèles structuraux des piémonts et des bassins de la Junggarie et de Kuche, associés aux âges magnétostratigraphiques et à des datations U-Th/He de grains d'apatites et zircons détritiques, nous déterminons également: (1) l'âge d'activation et les vitesses de déformation de certaines structures des piémonts, (2) les flux et vitesses sédimentaires et (3) l'évolution des taux d'érosion. Nous discutons et décrivons ainsi l'évolution cinétique et cinématique des piémonts et de la haute chaîne

Mots clés : Tianshan, surrection, érosion, sédimentation, magnétostratigraphie, U-Th/He, Néogène

Tectonic evolution of the Tianshan mountains during Cenozoic time in response to the India-Asia collision: from Magnetostratigraphy and U-Th/He thermochronology analysis of Neogene sediments

The Tianshan range is one of the largest Asia's mountain ranges, with summits higher than 7000 m extending over an E-W distance of 2500 km. The Tianshan is the most active intracontinental range, however, its geology records a complex history of Paleozoic subduction-related processes, with a recent phase of Cenozoic reactivation induced by the India-Asia collision. The exact timing of this later reactivation is poorly constrained, which inhibits a better understanding of the evolution of continental deformation due to the indenting India. In addition, on both its northern and southern sides the Tianshan present piedmonts composed by series of fold and thrust belts with excellent surface exposures of Permian to Quaternary sediments in the adjacent Kuche and Junggar basins that present case examples of foreland basins. The history of mountain building with its related foreland sedimentation and erosion rate might be deciphered from the sediments well exposed along the piedmont.

In the Neogene sediments of these basins, we carried out three magnetostratigraphic studies at the Yaha section located on the southern piedmont and the Kuitun and Jingou He sections on the northern piedmont. From stepwise demagnetization we found 18, 16, and 22 magnetic polarity chrons at the Yaha, Kuitun and Jingou He sections, which we correlated with a reference polarity time scale to date the sections between 5.2 and 12.6 Ma, 3.1 and 10.5 Ma, and 8.5 Ma and 22 Ma, respectively. At Yaha, sedimentation rate increases remarkably at ~ 11 Ma; Sedimentation rates are constant at the Kuitun section while; the Jingou He is characterized by two important accelerations at ~15 Ma and ~11 Ma. We also performed measurements of rock magnetism to track time-transgressive changes in the sedimentary record. Several magnetic parameters, such as the anisotropy shape parameter (T) and bulk susceptibility (κ) show obvious changes at around 21, 15 and 11 Ma on both sides of the range. Based on the changes in the rock magnetic parameters and in the sedimentation rate, we conclude that the central Tianshan Mountains likely began uplifting by 15 Ma and then underwent accelerated uplift at 11 Ma.

To describe the kinematics and the kinetics of both the piedmonts and the high range we also combine structural model of the piedmont and foreland basin, with chronological constraints on the stratigraphy derived from these magnetostratigraphic sections and U-Th/He dating of detrital apatite and zircon grains to constraint: (1) the timing of development and rate of folding of the piedmont, (2) the flux history and propagation rates of sediment and (3) the erosion rates history of the high range.

Keywords : Tianshan, uplift, erosion, sedimentation, magnetostratigraphy, U-Th/He, Neogene

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Atmosphère

Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) – UMR 6113 – Université d'Orléans - Bâtiment Géosciences- rue de Saint Amand B.P. 6759 45067 Orléans Cedex 2