HAL
open science

Evolution géodynamique et origine des reliefs de la chaîne de Patom (Sibérie Orientale) : apport des données de structurale, de stratigraphie et de thermochronologie basse température

Thomas de Boisgrollier

To cite this version:

Thomas de Boisgrollier. Evolution géodynamique et origine des reliefs de la chaîne de Patom (Sibérie Orientale) : apport des données de structurale, de stratigraphie et de thermochronologie basse température. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2009. Français. NNT : . tel-00595351

HAL Id: tel-00595351

https://theses.hal.science/tel-00595351v1

Submitted on 26 May 2011

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.

ED 398

THESE DE DOCTORAT DE
L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Spécialité
Géosciences et ressources naturelles

Présentée par
M. Thomas de Boisgrollier

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR de l'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Evolution géodynamique et origine des reliefs de la chaîne de Patom (Sibérie Orientale) : apport des données de structurale, de stratigraphie et de thermochronologie basse température

Soutenue le 30 avril 2009

Devant le jury composé de :

Carole PETIT	Directrice de thèse
Marc FOURNIER	Co-directeur de thèse
Jean-Claude RINGENBACH	Co-directeur de thèse
Peter van der BEEK	Rapporteur
Manuel PUBELLIER	Rapporteur
Olivier FABBRI	Examinateur
Michel FAURE	Examinateur
Laurent JOLIVET	Examinateur

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à Carole. D'abord pour m'avoir fait confiance au départ de cette aventure, puis pour sa disponibilité sans faille. Pour son implication de tout les instants également, des questions scientifiques aux problèmes de paperasse les plus obscurs, en passant par les multiples corrections (sûrement les plus rapides de l'Ouest !). A Marc ensuite, tout aussi présent, même pendant sa retraite sur la montagne sacrée, et grâce à qui je peux désormais reconnaître deux ou trois plantes. Je n'ai pas eu à me plaindre une seule fois de ces deux-là (si si, vérifiez !), chose apparemment rare si j'en crois mes collègues thésards (non, pas de noms…). J'ajoute que leur philosophie du travail, bien que non formulée, est pour ma part un modèle à suivre…

Cette thèse n'aurait pu se faire sans le soutient financier (conséquent) de Total. Merci donc à "la Compagnie" et à Jean-Claude alias "Big Pocket", alias "Schreck" alias "Le Gros", qui fut l'initiateur du projet et son superviseur pendant près de quatre ans. Mais Jean-Claude est plus qu'un portefeuille : un encadrant à part entière, présent sur le terrain, critiquant chaque figure, chaque PowerPoint, fouettant régulièrement son monde jusqu'à obtenir ce pour quoi il a monté ce qui au départ est surtout un plan foireux. Mais justement, il y a encore des pétroliers pour croire à ce genre de plan foireux. Il y a aussi des pétroliers qui ont de l'humour, des pétroliers écolos, des pétroliers qui attrapent (et découvrent) des coléoptères aux quatre coins du monde, vision pas évidente quand on vient de l'université. Merci aussi pour tout ça.

D'autres m'ont accompagné pendant cette thèse, en particulier Pascale Leturmy et Marc Jolivet. La première est venue affronter la taïga et la vodka 3 étés de suite (et en porte encore les stigmates). Ses conseils sur la géométrie des coupes auront aussi été très utiles. Quand au second, même si il est probablement l'un des seuls géologues français sur qui il soit possible de tomber dans un bar à Irkutsk, c'est surtout à Montpellier, derrière un microscope, que son aide fut précieuse.

Nos 3 missions n'ont pu être réalisées que grâce aux collègues russes de l'Institut de la Croûte Terrestre d'Irkutsk, en particulier Svetlana, Volodia et Sergueï. Sans cette collaboration pas de papiers, pas d'autorisations diverses (comme de traverser la zone interdite des mines d'or !), et donc pas d'accès au terrain. Et je n'ose imaginer le résultat des ces missions sans la préparation, l'expérience et l'aide de ces géologues d'abord sibériens… Au-delà de cet aspect, nous avons aussi découvert de bons compagnons de terrain, infatigables, d'une bonne humeur souvent incroyable, toujours prêts à boire et à chanter. Je me souviendrai aussi de nos guides yakoutes de Bolchoï Patom, des poissons sortis de la rivière et aussitôt vidés et consommés, des cours de survie du professeur Sergueï Nikolaevitch, de la tchatche d'Alexeï, des coups de masse d'Andreï, des baignades et autres sessions grimpe au bord du Baïkal, du sauna le soir en rentrant du terrain, des confitures de myrtilles de Ludmilla, du rire de Sveta.

Je remercie également les membres du jury qui ont bien voulu relire ce manuscrit, le commenter et assister à ma soutenance.

Si ces années de thèse gardent une saveur particulière, c'est aussi et surtout grâce au labo, à tous les thésards qui y sont passés depuis que je traîne dans ces murs (et même depuis des murs plus anciens et en partie disparus), aux "permanents", chercheurs ou pas. L'ambiance générale fait sûrement beaucoup sur la motivation, de même que les à côté (les midis aux arènes, les soirées à la Fonda, toutes les occasions prétextes à une beuverie).

Enfin, j'adresse un merci spécial à ceux qui m'ont toujours soutenu et encouragé : mes parents ma grand-mère, mon frère; et à Cécile qui sait mieux que quiconque les aléas, les épreuves mais aussi les joies qui auront ponctué ces années.

T: *"…2 vols pour venir de Paris à Irkutsk hier, puis 12h dans 2 bateaux pour arriver au Nord du lac aujourd'hui, et demain soir on prend le train pour être après demain au départ de la piste…*

C: *"mais vous allez aux confins du monde ?!*

Résumé

La "Central Asian Orogenic Belt" (CAOB), également connue sous le nom d'"Altaïdes" est en général considérée comme le résultat d'accrétions répétées d'arcs volcaniques et de microcontinents le long de la bordure Sud du craton sibérien et associée à une période de croissance continentale qui s'étend du Néoprotérozoïque au Mésozoïque supérieur. Une approche pluridisciplinaire incluant une analyse stratigraphique et structurale et une étude de terrain menée dans la région de Patom nous permet de préciser l'histoire géodynamique de la région. Les successions sédimentaires observées confirment l'existence d'une mise en place de marge passive au Riphéen supérieur (autour de 900 Ma), suivie durant le Vendien inférieur (vers 630-600) de l'obduction de la ceinture ophiolitique de Baïkal-Muya et de l'inversion du foredeep riphéen. Ce premier stade d'accrétion n'induit pas de déformations significatives et apparaît plutôt comme un épisode de "soft-docking". Une longue période de relative quiescence tectonique est ensuite enregistrée jusqu'à la phase de collision principale (au Carbonifère) attestée par de nouvelles contraintes sur les âges (datations, thermochronologie basse température, analyse géochimiques). La géodynamique régionale est donc marquée par une évolution lente avec de longues périodes de stabilité de plus de 250 Ma séparant des épisodes de collage tectoniques. Nous observons également une déformation limitée et de faibles taux de raccourcissement qui semblent caractéristiques d'un contexte péricratonique, et nous en concluons que les orogène d'accrétions sont immatures. D'autre part, des analyses de traces de fission sur apatites (thermochronologie basse température) ont été effectuées sur des échantillons de la plateforme sibérienne, de la chaîne de Patom et des bassins cénozoïques du système de rift Nord Baïkal. Ces nouvelles données révèlent des mouvements verticaux relatifs et montrent clairement une réactivation des principales limites tectoniques paléozoïques au Jurassique supérieur – Crétacé inférieur. Ces résultats mettent en évidence les stades successifs de collages tectoniques et d'accrétions de terranes entre le Néoprotérozoïque et le Mésozoïque, montrent le rôle joué par la rhéologie et la forme du craton sur les structures et les déformations de la chaîne de Patom, et soulèvent la question de la stabilisation des cratons et des orogènes d'accrétion péricratoniques, ainsi que de la croissance continentale par ce type de processus.

Abstract

The Central Asian Orogenic Belt (CAOB) also known as the Altaides is supposed to result from the accretion of volcanic arcs and microcontinents against the Siberian craton. An interdisciplinary approach including stratigraphic and structural study and a field survey led in the Patom area allows us to precise the geodynamic history of the region. The observed sedimentary succession confirms the existence of a passive margin setting in the Late Riphean (around 900 Ma), followed during the Vendian (630-600 Ma) by the obduction of the Baikal-Muya ophiolites belt and a foredeep inversion. This first accretion stage does not induce significant deformations and rather appears as a soft-docking event. Then, a period of relative tectonic quiescence is recorded until the main collision stage (Carboniferous) attested by new age constraints. The regional geodynamics is thus marked by a slow evolution with very long stable periods of more than 250 Ma between "convergent pulses". Moreover, we observe limited deformation and low shortening rate which seem to be characteristic of a pericratonic context and we conclude that accretionary orogens appear not mature. On another hand, apatite fission tracks analysis were carried out on samples from the Siberian platform, Patom range and Cenozoic Baikal rift basins. These new data reveal relative vertical movements and clearly show a late Jurassic – early Cretaceous tectonic reactivation of ancient Paleozoic boundaries. These results evidence successive stages of tectonic collage and terranes accretion, from Neoproterozoic to Mesozoic times, and raise the question of stabilization or cratonization of accretionary orogens and microplates jigsaws.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION **13**

I – Motivations de l'étude **15**

II – Etat des connaissances sur l'évolution de Patom, cadre géologique **18**

III – Missions de terrain **22**

IV – Plan **23**

STRATIGRAPHIE DE LA CHAINE ET DE L'AVANT-PAYS DE PATOM **25**

I – Contexte général : les principaux domaines sédimentaires **28**

II – Echelle stratigraphique de Patom **33**
II.1 – Le Riphéen 33
II.1.1. La formation Dzhemkukan *33*
II.1.2. Les formations Barakun et Valukhtin *36*
II.1.3. Les formations Nikol et Chencha *39*
II.2 – Le Vendien 42
II.3 – Le Cambrien 47
II.3.1. Le Cambrien inférieur *47*
II.3.2. Le Cambrien moyen et supérieur *50*
II.4 – L'Ordovicien et le Paléozoïque moyen à supérieur 53
II.4.1. L'Ordovicien *53*
II.4.2. Le Paléozoïque moyen à supérieur *55*
II.5 – la coupe de Nokhtuisk 56
II.6 – Biostratigraphie 59

III – Apports de la stratigraphie à l'étude régionale **63**
III.1 – Stratigraphie mécanique 63
III.2 – Aspects géodynamiques 64

ETUDE STRUCTURALE **67**

I – Principales unités et structures de la chaîne de Patom **69**
I.1 – Morphologie du craton sibérien 70
I.2 – L'avant-pays 71
I.2 – L'avant-pays 73

II – Déformation **76**
II.1 – Avant-pays et fosse de Pred-Patom 76
II.1.1. Plissement à grande longueur d'onde *76*
II.1.2. Plissement à courte longueur d'onde *77*
II.1.3. Structures extensives et décrochantes *85*
II.1.4. Analyse de la fracturation *86*

II.2 – Zone frontale 89

II.2.1. Plis et failles *89*
II.2.2. Déformation ductile *90*
II.2.3. Variations latérales *92*
II.3 – Chaîne interne 94
II.3.1. Mama-Bodaibo foredeep *94*
II.3.2. Socle et unités métamorphiques *95*
II.3.3. Zone de suture *101*

III – Coupes régionales **108**
III.1 – Hypothèses et méthode 108
III.2 – De la zone frontale aux hauts de socle de Nepa 110
III.2.1. Coupe Sud *111*
III.2.2. Coupe centrale *111*
III.2.3. Coupe Nord *112*
III.3 – A travers le rift aulacogène de Vilyui 117
III.4 – Dans les zones internes et le Mama-Bodaibo foredeep 118

IV – Discussion sur les observations structurales **122**
IV.1 – Influence des hétérogénéités préexistantes 122
IV.2 – Apport au calendrier géodynamique 123

ANALYSE DES RELIEFS : TECTONIQUE RECENTE ET RIFT BAIKAL **125**

I – Introduction **127**
I.1 – Problématique liée aux reliefs de Patom 127
I.2 – Le système de rift du Baïkal 129
I.2.1. Modèle général d'évolution *129*
I.2.2. Histoire mésozoïque *131*
I.2.3. Histoire cénozoïque *133*

II – Méthode de la thermochronologie par analyse des traces de fission sur apatites **135**
II.1 – Principes de la méthode 135
II.2 – Interprétation et modèles température-temps 137
II.3 – Echantillonnage 139

III – Résultats et interprétations **141**
III.1 – Ages 141
III.2 – Evolution basse température de la plateforme sibérienne 143
III.3 – Evolution basse température de la terminaison Sud-Ouest de la chaîne 145
III.4 – Evolution basse température des Monts Barguzin 146
III.4.1. Profil Barguzin *146*
III.4.2. Profil Ulzika *147*
III.4.3. Profil Shamanka *148*

IV – Discussion **150**
IV.1 – Formation des reliefs paléozoïques de la chaîne de Patom 150
IV.2 – Dénudation mésozoïque autour du Baïkal 151
IV.3 – Evolution fini-crétacée et cénozoïque des Monts et du bassin Barguzin 152

IV.3.1. Fin Crétacé à Eocène *153*
IV.3.2. Oligocène *154*
IV.3.3. Fin Miocène à Actuel *154*

V – Conclusions **156**

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA REGION DE PATOM **159**

I – Contraintes additionnelles sur l'évolution de Patom **161**
I.1 – Datation des intrusions magmatiques 161
I.2 – Géochimie des intrusifs du batholite "Angara-Vitim" 163
I.3 – Métamorphisme dans la chaîne de Patom 168

II – Evolution géodynamique de la région de Patom 172

III – Influence du contexte péricratonique et des collages tectoniques **177**
III.1 – Synthèse des observations 177
III.2 – Comparaison avec les autres orogènes entourant le craton sibérien 178
III.2.1. La chaîne de Yenisey *178*
III.2.2. La chaîne de Taïmyr *179*
III.2.3. La chaîne de Verkhoyansk *180*

SYNTHESE ET PERSPECTIVES **183**

I – Synthèse **185**
I.1 – Stratigraphie 185
I.2 – Structures et déformations 186
I.3 – Morphologie actuelle 187
I.4 – Evolution fini-protérozoïque à actuelle 187

II – Implications pétrolières **189**
II.1 – Problématique 189
II.2 – Système pétrolier 189
II.3 – Potentiel de la fosse de Pred-Patom et de la chaîne 190

III – Conclusions et perspectives **192**

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES **195**

ANNEXES **211**

Palaeozoic orogeneses around the Siberian craton:
Structure and evolution of the Patom belt and foredeep 213

How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology 231

Liste des waypoints et coordonnées GPS correspondantes 253

Résultats des analyses réalisées grâce à la microsonde sur l'échantillon Pa 06 60 260

Concentrations en éléments traces des échantillons de granitoïdes analysés 261

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure 1. Topographie SRTM de l'Asie et contours de la CAOB. 16
Figure 2. Topographie SRTM de l'Asie, principaux orogènes de la CAOB et localisation de la zone d'étude (encerclée en rouge). 17
Figure 3. Principaux éléments tectoniques constituant le craton Sibérien (d'après Pisarevsky et al., 2007). 18
Figure 4. Exemple de reconstruction du supercontinent Rodinia (d'après Zhao et al., 2004). Am : Amazonia; G : Greenland; K : Kalahari; M : Madagascar; RP : Rio de la Plata; SF : Sao Francisco; WA : West Africa. .. 19
Figure 5. Evolution géodynamique de la région de Patom (d'après Gordienko, 2006). 21
Figure 6. Topographie de la région de Patom (d'après Smith et Sandwell, 1997) et itinéraires des missions de terrain effectuées (2005 en jaune, 2006 en rouge et 2007 en violet). 23
Figure 7. Nomenclatures stratigraphiques du Protérozoïque supérieur utilisées pour la Russie et la région de Patom comparées à la nomenclature internationale. 27
Figure 8. Principaux domaines sédimentaires identifiés dans la chaîne et l'avant -pays de Patom. 28
Figure 9. Logs schématiques établis et corrélés d'après les observations de terrain pour chaque domaine sédimentaire (voir Fig. 8 pour la localisation); R : Riphéen, V : Vendien, C : Cambrien, O : Ordovicien. . 31
Figure 10. Dolomies du Riphéen en discordance sur le socle paléoprotérozoïque observées au Sud-Ouest du lac Baïkal, à proximité de la localité de Goloustnaya. 33
Figure 11. Tillites et diamectites de la formation Dzhemkukan (Dalnyaya Taïga Group, Riphéen supérieur, fosse de Pred-Patom et zone frontale). 35
Figure 12. Grès à rides et ripple-marks de la formation Barakun (Dalnyaya Taïga Group, Riphéen supérieur, fosse de Pred-Patom et zone frontale). 37
Figure 13. Flyschs sombres de la formation Valukhtin (Dalnyaya Taïga Group, Riphéen supérieur, Mama-Bodaibo foredeep). 38
Figure 14. Carbonates silteux de la formation Nikol (Zhuya Group, Riphéen supérieur, Nord de la zone frontale). 40
Figure 15. Carbonates à stromatolites et oolites (a à e), évaporites (f) et grès à stratifications entrecroisées de la formation Chencha (Zhuya Group, Riphéen terminal, fosse de Pred-Patom et Mama-Bodaibo foredeep).. 41
Figure 16. Alternances de grès ou quartzites et de shales noirs (a à d), et molasses (e) de la formation Zherba (Yudoma Group, Vendien inférieur, fosse de Pred-Patom (a à d) et zones internes (e)). 43
Figure 17. Carbonates et pélites de la formation Tinnaya (Yudoma Group, Vendien supérieur, fosse de Pred-Patom et zones internes). 44
Figure 18. Molasses roses (2) de la base du Vendien reposant sur les ophiolites (1) du massif de Kaalu (ceinture de Baïkal-Muya, zones internes). 46
Figure 19. Alternances de pélites et carbonates (a à e) et calcaires massifs (f et g) de la formation Nokhtuisk (Cambrien inférieur, fosse de Pred-Patom et zones internes). 48
Figure 20. Carbonates et pélites de la formation Tolbachan (Cambrien inférieur, fosse de Pred-Patom). 49
Figure 21. a et b : dolomies massives, c : source riche en sulfate sur les berges de la Lena, d : calcaires noirs à stromatolites, e : évaporites, f : brêche polygénique, (Cambrien supérieur, fosse de Pred-Patom et zone frontale). 51
Figure 22. Système de blocs basculés observé le long de la rivière Bolchoï Patom et séquence associée (Cambrien supérieur, zone frontale). 52
Figure 23. Grès rouges à stratifications entrecroiséés (a à d) et traces de cristallisation de sel (Ordovicien inférieur, fosse de Pred-Patom). 54
Figure 24. (page précédente) log de détail du Riphéen supérieur à l'Ordovicien basal le long de la coupe de Nokhtuisk, rivière Lena, Nord de la fosse de Pred-Patom. 58
Figure 25. Topographie de la région de Patom (d'après Smith et Sandwell, 1997). 69
Figure 26. Bathymétrie du toit du socle dans la région de Patom (A : carte des isobathes et B : vue perspective de la morphologie du toit du socle). 71
Figure 27. Localisation (à gauche) et schéma structural (à droite) de la zone plissée occidentale de l'avant-pays de Patom. La déformation met en évidence l'implication des séries du Carbonifère inférieur (en gris-bleu) dans la structuration de Patom, scellée ici par les dépôts du Permo-Trias (en violet), cf. légende complète sur le schéma structural, Encart A. 72
Figure 28. Exemple de plissement à grande longueur d'onde observé sur le terrain (a : cœur Ordovicien de synclinal perché à l'extrémité Sud de la fosse de Pred-Patom; b : anticlinal érodé dans la région de Lensk, au Nord de la fosse de Pred-Patom). 76
Figure 29. Carbonates siluriens au cœur d'un synclinal à grande longueur d'onde (région de Lensk, Nord de la fosse de Pred-Patom). La déformation visible se limite ici à un faible basculement. 77
Figure 30. Anticlinaux à courte longueur d'onde (rivière Lena, partie Ouest de la fosse de Pred-Patom). Le plissement est plus prononcé et accompagné de chevauchements (b et d). La déformation est principalement à vergence W à NW. 78

Figure 31. Bourrage de niveaux de décollement marneux observés au cœur d'anticlinaux à courte longueur d'onde (terminaison Sud de la fosse de Pred-Patom). 79
Figure 32. Position des principales structures tectoniques de la chaîne et de l'avant-pays de Patom et bathymétrie du socle sibérien sous-jacent. Ce shéma met en évidence le blocage de la déformation au niveau du dôme de Nepa et sa propagation (notamment vers l'Ouest de l'avant-pays) lorsque le socle est plus profond. 80
Figure 33. coupe stratigraphique longitudinale des hauts de Nepa mettant en évidence l'amincissement général des séries sur le dôme de socle, données internes. 81
Figure 34. Localisation (à gauche) et schéma structural (à droite) de l'"Ura uplift", cf. légende complète sur le schéma structural, Encart A. 82
Figure 35. Evidence d'une déformation polyphasée au niveau de la zone de plis de l'Ura uplift. Les carbonates riphéens de la rivière Bolchoï Patom sont affectés par un plissement ~N110°E (a) puis basculés par une phase N20°E. 83
Figure 36. Réactivation du rift de Vilyui : ouverture et rotation relative des ensembles Est et Ouest du craton sibérien, pôles de rotation eulerien calculés d'après des données de paléomagnétisme, d'après Cocks et Torsvik (2007, hypothèse a), et Pavlov et al. (2008, hypothèse b). la figure b indique également la charnière du bassin de Vilyui déterminée d'après les données de géologie et située au Nord de la zone de plis N20°E. 84
Figure 37. Localisation (à gauche) et schéma structural (à droite) de la zone de écrochante dextre de la terminaison NE de la chaîne de Patom, cf. légende complète sur le schéma structural, Encart A. 85
Figure 38. Directions calculées des contraintes horizontales dans la chaîne et l'avant-pays de Patom et âge des affleurements correspondants. Les grandes flèches donnent la direction horizontale de compression ou d'extension (calculée en noir et déduites en blanc). 88
Figure 39. Déformation ductile observée dans les carbonates du Riphéen supérieur de la zone frontale au Nord de la chaîne de Patom. a : boudinage, b : plis d'entraînement ductile. Ces déformations montrent une vergence N à NNE dans cette partie de l'arc de Patom. 90
Figure 40. Plis semblables observés dans les carbonates du Riphéen supérieur de la zone frontale au Nord de la chaîne de Patom. 91
Figure 41. Déformation ductile observée dans les carbonates du Riphéen supérieur de la zone frontale au Nord-Ouest de la chaîne de Patom et montrant ici une vergence NW. 92
Figure 42. Profils topographiques comparés (topographie d'après Smith et Sandwell, 1997) du front de la chaîne de Patom dans ces parties Nord, Nord-Ouest et Sud-Ouest. Le gradient est plus fort au Sud qu'au Nord. .. 93
Figure 43. Schistosité de foliation et crénulations (a, c et d) observées dans les flyschs sombres du Mama-Bodaibo foredeep. La crénulation est d'axe E-W à NW-SE et indique une phase de compression orientée N-S à NE-SW. 94
Figure 44. Foliation métamorphique dans les gneiss de la rivière Vitim (NW), en arrière du front de chaîne. La figure b montre le plissement ductile parfois observé dans ces gneiss. 96
Figure 45. Cisaillement ductile (bandes de cisaillement d'échelle centimétrique, phénocristaux de feldspath œillés) dans les gneiss de la rivière Vitim (NW). Les évidences de cisaillement observés dans cette partie de la chaîne de Patom témoignent d'une déformation majoritairement à vergence NW. 96
Figure 46. Linéation d'étirement dans les gneiss de la rivière Vitim (NW). La direction d'étirement indiquée est très homogène (NW-SE). 97
Figure 47. Filon de métabasite boudiné dans les gneiss de la rivière Vitim (NW). La vergence de déformation indiquée est NW. 97
Figure 48. Plissement isoclinal de veines de quartz dans les métapélites de la rivière Vitim (à proximité de Mama). On observe également une foliation métamorphique à pendage SE. 98
Figure 49. Critères de cisaillement vers le NW dans les métapélites de la rivière Vitim (à proximité de Mama) : (a) bande de cisaillement d'échelle métrique, (b) veine de quartz boudinée, (c) ombres de pression autour d'un cristal de grenat. On observe également une foliation métamorphique à pendage SE. 99
Figure 50. Orientation des lames minces dans le plan XZ de la déformation finie, soit perpendiculairement au plan de foliation (F), parallèlement à la linéation (L). 100
Figure 51. Lames minces réalisées sur les échantillons Pa 06 45 (a), Pa 06 60 (b) et Pa 06 65 (c) prélevés dans les métapélites de la rivière Vitim (région de Mama) et observées au microscope optique (lumière polarisée analysée). On observe un cisaillement à vergence NW. 101
Figure 52. Molasses roses du Vendien inférieur surmontant les ophiolites du massif de Kaalu (localisation Fig. 55) et présentant une schistosité verticale. Ces dépôts ont probablement été basculés lors de la première phase de collage tectonique au début du Vendien. 102
Figure 53. Dolomies plissées du Vendien supérieur, proches de la zone de suture au Nord de Taximo. 103
Figure 54. Calcaires plissés du Cambrien inférieur, proches de la zone de suture au Nord de Taximo. 104
Figure 55. Localisation (à gauche) et schéma structural (à droite) de la partie traversée de la ceinture ophiolitique de Baïkal-Muya et du massif de Kaalu, cf. légende complète sur le schéma structural, Encart A. 104

Figure 56. Péridotites serpentinisées du massif de Kaalu (localisation Fig.), riches en magnétite (a) et en chrysotile (b). 105
Figure 57. Pyroxénites (a) et marbres plissés (b) du massif de Kaalu (localisation Fig. 55). 106
Figure 58. Prasinites observées au Nord de Taximo (localisation Fig. 55) et montrant une foliation métamorphique à pendage SW. 106
Figure 59. Coupes de la fosse et de l'avant-pays de la région Nord de Patom (d'après Sekeznkov, donnée interne). 109
Figure 60. Coupe géologique de la terminaison Sud-Ouest de la chaîne de Patom et de son avant-pays, réalisée d'après les observations de terrain et la cartographie géologique (Kuznetsov et al., 1982). 113
Figure 61. Coupe géologique du front Nord-Ouest de la chaîne de Patom et de son avant-pays, réalisée d'après les observations de terrain et la cartographie géologique (Kuznetsov et al., 1982). 114
Figure 62. Coupe géologique du front Nord de la chaîne de Patom et de son avant-pays, réalisée d'après les observations de terrain et la cartographie géologique (Kuznetsov et al., 1982). 115
Figure 63. Coupe géologique du rift de Vilyui et de l'uplift d'Ura, au Nord de la chaîne de Patom, réalisée d'après les observations de terrain et la cartographie géologique (Kuznetsov et al., 1982). 116
Figure 64. Coupe géologique schématique depuis le Rift Nord Baïkal et les zones internes de la chaîne de Patom jusqu'à la partie NE de la fosse de Pred-Patom, réalisée d'après les observations de terrain et la cartographie géologique (Kuznetsov et al., 1982). 119
Figure 65. Topographie (d'après Smith et Sandwell, 1997) du système de rift du Baïkal et principales structures associées. 1: bassin de Businogol; 2: bassin de Darkhat; 3: bassin de Khubsugal; 4: bassin de Tunka; 5: bassin Sud Baïkal; 6: bassin du Baïkal central; 7: bassin Nord Baïkal; 8: bassin de Barguzin; 9: bassin de Kichera; 10: bassin de l'Angara supérieure; 11: bassin de Muya; 12: bassin de Chara; 13: bassin d'Eravna. 128
Figure 66. Modèle général de formation du rift Baïkal selon (a) l'hypothèse du "rifting actif" (d'après Logatchev et Zorin, 1987) et (b) l'hypothèse du "rifting passif". 130
Figure 67. Formation des traces de fission: la fission d'un atome de ^{238}U provoque l'émission de deux particules qui ionisent le système cristallin sur quelques microns. La répulsion qui en découle induit un défaut dans le cristal: la trace de fission. 135
Figure 68. Cristaux (ou "grains") d'apatite observés au microscope optique et traces de fission spontanées (FT). 136
Figure 69. Grain d'apatite avec traces de fission spontanées (à gauche) et son "image" symétrique formée par les traces de fission induites sur le détecteur (à droite). 137
Figure 70. Exemple de chemin T-t (1) généré par le programme AFTSolve grâce à la mesure des longueurs de traces et à leur distribution (2). L'enveloppe externe ("acceptable fit") correspond à une incertitude de 2σ et l'enveloppe interne ("good fit") à une incertitude d'1σ; la validité du modèle est limitée à la PAZ ("Partial Annealing Zone"). 138
Figure 71. Topographie (SRTM) de la terminaison Sud-Ouest de la chaîne de Patom et de son avant-pays et localisation des échantillons analysés. 1 lac Baïkal; 2: fosse de Pred-Patom; 3: chaîne de Patom; 4: bassin de Kichera; 5: Monts Barguzin. 139
Figure 72. Topographie (SRTM) du bassin et des Monts Barguzin et localisation des échantillons analysés. 1: lac Baïkal; 2: Monts Barguzin; 3: bassin de Barguzin; 4: Monts Ikat. 140
Figure 73. Répartition des âges traces de fission obtenus en fonction de l'altitude des échantillons. 143
Figure 74. Modèles d'évolution T-t obtenus pour les échantillons de la plateforme sibérienne. 144
Figure 75. Modèles d'évolution T-t obtenus pour les échantillons de la terminaison Sud-Ouest de la chaîne de Patom. 146
Figure 76. Modèles d'évolution T-t obtenus pour les échantillons du profil Barguzin, Monts Barguzin. 147
Figure 77. Modèles d'évolution T-t obtenus pour les échantillons du profil Ulzika, Monts Barguzin. 148
Figure 78. Modèle d'évolution T-t obtenu pour l'échantillon W2, profil Shamanka, Monts Barguzin. 149
Figure 79. Modèle d'évolution sur le transect Sud-Patom – Barguzin déduit de l'analyse des traces de fission sur apatites et exemples de mouvements verticaux des échantillons analysés. 157
Figure 80. Exemples de sills volcaniques observés le long de la rivière Bolchoï Patom. L'épaisseur des intrusions est très variable, décimétrique (b) à décamétrique (a), mais tous les sills suivent la stratigraphie (ici des carbonates du Riphéen supérieur). 161
Figure 81. Spectre d'âges obtenus par paliers de chauffage sur roche totale pour l'échantillon Pa 06 04 (à gauche) et diagramme isochrone (à droite). 162
Figure 82. Spectre d'âges obtenus par paliers de chauffage sur amphibole pour l'échantillon Pa 06 12 (à gauche) et diagramme isochrone (à droite). 162
Figure 83. Rapports de concentrations K_2O / Na_2O des granitoïdes échantillonnés dans le Nord du batholite "Angara-Vitim" et classification des séries correspondantes (d'après Peccerillo et Taylor, 1976). Les échantillons appartiennent majoritairement à la série calco-alcaline hyper-potassique. 164

Figure 84. Rapports de concentrations Rb / (Y + Nb), Nb / Y, Ta / Yb et Rb / (Yb + Ta) des granitoïdes échantillonnés dans le Nord du batholite "Angara-Vitim" et classification correspondante (d'après Pearce et al., 1984). Les échantillons appartiennent majoritairement au domaine du volcanisme d'arc. 165
Figure 85. Classification des roches ignées en fonction des rapports Q' (F") / ANOR où Q' (F') = (Q+Or+Ab+An) et ANOR = 100 An/(An+Or), d'après Streckeisen et Le Maitre (1979). Les échantillons appartiennent majoritairement au champ des Monzogranites. 166
Figure 86. Concentrations (ppm) en éléments traces des échantillons analysés. 167
Figure 87. Concentrations (ppm) en terres rares des échantillons analysés. 168
Figure 88. Pseudoosection P – T pour une composition moyenne des pélites dans le système NCKFMASH (White et al. 2001) et estimation du domaine P- T correspondant à l'échantillon Pa 06 60. g : grenat, pl : feldspath plagioclase, ksp : feldspath potassique, bi : biotite, mu : muscovite, ky : disthène, sill : sillimanite, opx : orthopyroxène, cd : cordiérite, liq : liquide. 169
Figure 89. Filon de métabasites (faciès des amphibolites à épidotes) boudiné, observé sur la rivière Vitim, en face de la localité de Mama. 170
Figure 90. (page précédente) modèle d'évolution géodynamique de la zone de Patom du Néoprotérozoïque à l'actuel. 176
Figure 91. bathymétrie du toit du socle sibérien dans les zones de Yenisey, Taïmyr et Verkhoyansk (données internes). 181
Figure 92. Charte stratigraphique synthétique de la chaîne et de l'avant-pays de Patom (cf. Fig. ? pour la localisation des domaines). R : Riphéen, V : Vendien, C : Cambrien, O : Ordovicien, S : Silurien, D : Dévonien. 191

ENCART. A : Schéma structural de la chaîne de Patom et de son avant-pays, d'après la cartographie géologique au 1/500.000 (Kuznetsov et. al, 1982) complétée par les observations de terrain. **B** : Schéma structural simplifié de la chaîne de Patom et de son avant-pays, axes de plis, mesures de micro-fracturation et direction des paléocontraintes, position des jeux de mesures dans la chaîne et l'avant-pays de Patom. Les stéréogrammes sont en projection de Schmidt, hémisphère inférieur (N : Nord géographique et M : Nord magnétique). Les étoiles à 3, 4 ou 5 branches indiquent les axes de contraintes principales σ3, σ2 et σ1 respectivement. Les grandes flèches donnent les directions horizontales de compression et d'extension (calculées en noir, déduites en blanc).

Tableau 1. Répartition stratigraphique des espèces identifiées de stromatolites pour la région de Patom…….59
Tableau 2. Répartition stratigraphique des espèces identifiées de microphytolites pour la région de Patom…….60
Tableau 3. Direction et pendage des axes de contrainte principaux calculés d'après les mesures de glissement sur failles……87
Tableau 4. Résultats d'analyse des traces de fission sur apatites. N: nombre de grains analysés; ρd: densité de trace par cm^2 sur le dosimètre (verre CN5, avec le nombre total de traces comptées entre parenthèses); ρs et ρi: densités de traces spontanées et induites respectivement par cm^2 (nombre total de traces comptées entre parenthèses); (U): densité d'uranium calculée (en ppm); $P(\chi^2)$: probabilité en % de χ^2 pour n degrés de liberté (où n = N-1); Var: dispersion des âges en %; MTL: longueur moyenne mesurée des traces de fission ("mean track length", en µm, nombre total de traces mesurées entre parenthèses, erreur de 1σ); Age TF: âge traces de fission en Ma (un âge "pooled" est utilisé pour un $P(\chi^2) < 10\%$.....141
Tableau 5. Symboles utilisés dans les diagrammes de résultats d'analyses sur les granitoïdes du batholite "Angara-Vitim"…….163
Tableau 6. Concentrations (%) en éléments majeurs des granitoïdes échantillonnés dans le Nord du batholite "Angara-Vitim"…….164
Tableau 7. Calendrier des principaux évènements tectoniques et géodynamiques de l'évolution de la région de Patom du Néoprotérozoïque à l'actuel……...188
Tableau 8. Résultats d e pyrolyse RockEval sur des échantillons de shales sombres prélevés dans la fosse de Pred-Patom. Les échantillons 27 et 28 correspondent à des niveaux de roche mère de la formation Zherba (Vendien)……...189

INTRODUCTION

I – Motivations de l'étude

A la différence des orogènes "classiques" tels que les Alpes ou l'Himalaya, où deux masses continentales entrent en collision à la fin d'un cycle de Wilson (*Wilson, 1966*), les chaînes d'accrétion se forment lors de longues périodes de convergence en bordure des zones de subduction. Elles résultent de la collision de blocs lithosphériques d'origines variées, également appelés "terranes". Ce processus est reconnu depuis longtemps comme l'un des principaux mécanismes responsables de la croissance continentale (*Suess, 1901; Coney et al., 1980; Murphy et Nance, 1991; Windley, 1992; Sengör et al., 1993; Nance and Murphy, 1994; Sengör and Natal'in, 1996; Cawood et Buchan, 2007*), en particulier lorsque ces accrétions ont lieu autour de cratons (*Dewey et Windley, 1981; Rogers, 1984; Badarch et al., 2002; Stein et al., 2007*). De tels collages péricratoniques sont mis en évidence dans de nombreuses chaînes de montagnes par l'imbrication de fragments continentaux étirés, de restes d'arcs volcaniques, de bassins marginaux, de plateaux océaniques, de ceintures ophiolitiques ou d'autres mélanges volcaniques. On peut citer les exemples des cordillères Nord-américaines (*Coney et al., 1980; Monger, 1997; English and Johnston, 2005; Johnston and Borel, 2007*) formées durant le Mésozoïque, des orogènes cénozoïques du Sud-Est asiatique pour lesquels le processus se poursuit actuellement (*Pubellier et al., 2003*), du bouclier Arabie – Nubie au Néoprotérozoïque (*Gass et Kröner, 1981; Caby, 1982; Kröner, 1985; Stoesser et Camp, 1985; Kröner et al., 1991a; Stern, 1994; Abdelsalam et Stern, 1996; Johnson et al., 2003; Jarrar et al., 2008*) et de la "Central Asian Orogenic Belt" (CAOB). Dans ce dernier cas, l'orogène est en général considéré comme le résultat d'accrétions répétées le long de la bordure Sud[1] du craton sibérien et associé à une période de croissance continentale qui s'étend du Néoprotérozoïque au Mésozoïque supérieur.

En réalité, l'extension de la CAOB n'est pas clairement définie. Pour la plupart des auteurs, celle-ci court de l'Oural et du Kazakhstan à l'Ouest jusqu'à la mer d'Okhotsk dans l'extrême Orient russe (*Sengör et al., 1993; Jahn et al., 2000, 2004; Badarch et al., 2002; Yakubchuk, 2002, 2008; Khain et al., 2003*). Elle est souvent désignée sous l'appellation plus connue d'"Altaïdes" ou divisée en "Baïkalides", "Altaïdes" et "Manchourides", du Nord au Sud. La CAOB correspond à une zone d'épaississement crustal bien visible dans la topographie (Fig. 1) et coincée entre les cratons du Tarim et de la Chine du Nord au Sud et la Sibérie au Nord. Ses contours sont sujets à débat, certains auteurs ne semblant pas y intégrer les chaînes de Patom et Yenisey (*Helo et al., 2006*). L'observation de la topographie de l'Asie permet également de distinguer les contours du craton sibérien (Fig. 2). Il présente en effet une altitude moyenne relativement élevée contrastant avec le bassin de Sibérie occidentale, beaucoup plus déprimé. A l'exception de ce bassin, il est délimité sur la plus grande partie de son pourtour par des chaînes de montagnes: la CAOB au Sud, la chaîne de Verkhoyansk au Nord-

[1] Tout au long de ce document, les positions, orientations ou directions seront indiquées dans le référentiel actuel.

Est, de Taïmyr au Nord et de Yenisey à l'Ouest (peu visible dans la topographie). Il est dès lors tentant d'étendre à tous ces orogènes entourant le craton sibérien le concept de chaîne d'accrétion péricratonique. Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la formation de l'immense puzzle tectonique que représente la CAOB. *Sengör et al. (1993) et Sengör et Natal'in (1996)* ont formulé l'hypothèse d'une croissance continentale continue impliquant un unique arc insulaire latéralement très étendu (l'arc de Kipshak, à l'image par exemple de l'Indonésie actuelle) et progressivement écrasé contre le craton sibérien. Cette hypothèse a par la suite été contestée et le modèle aujourd'hui le plus commun suggère la fermeture successive de multiples petits bassins associés à autant de zones de subductions et impliquant les collisions répétées d'arcs volcaniques et de microcontinents (*Windley et al., 2001; Buchan et al., 2002; Kröner et al., 2005; Helo et al., 2006*).

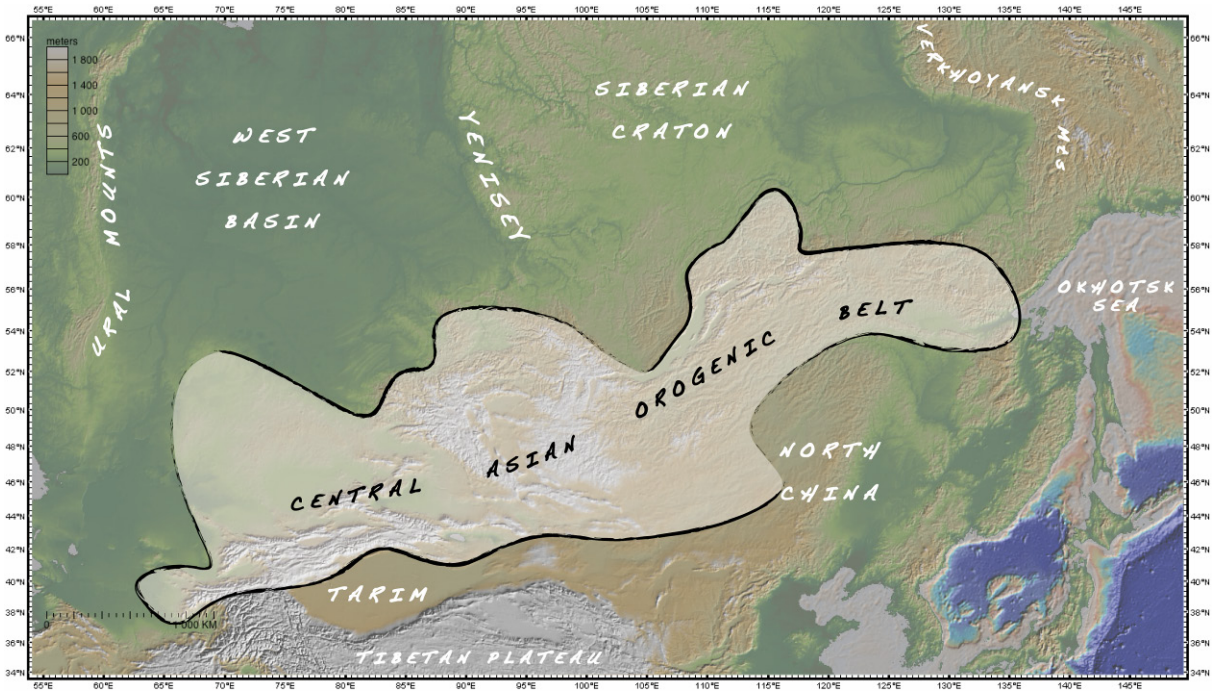


Figure 1. Topographie SRTM de l'Asie et contours de la CAOB.

La chaîne de Patom, située en bordure Sud-Est du craton sibérien et formant un arc de près de 1000 km entre l'extrémité Nord du lac Baïkal et les monts Stanovoy à l'Est, est un laboratoire naturel idéal pour comprendre l'évolution des marges cratoniques et les mécanismes associés à la croissance continentale par accrétion tectonique. En effet, la région de Patom a l'avantage de présenter une structure *a priori* plus simple que l'enchevêtrement de terranes décrit plus à l'Ouest dans les Altaïdes (*Sengör et al., 1993*) ou au Sud en Mongolie où *Badarch et al. (2002)* distinguent jusqu'à 44 terranes. De plus, les séries sédimentaires sont pour la plupart préservées et présentes à l'affleurement du Riphéen moyen à supérieur jusqu'au Carbonifère, permettant des corrélations stratigraphiques et l'observation des différentes phases de déformation. De même, les structures anciennes c'est-à-dire essentiellement paléozoïques sont préservées, et ce malgré la succession d'évènements orogéniques

(collages tectoniques) qui caractérise la région jusqu'à la fin du Mésozoïque. La chaîne de Patom est en outre localisée immédiatement contre le craton sibérien et non imbriquée au milieu de l'amalgame complexe de la CAOB, ce qui permet de mieux comprendre le rôle de la lithosphère cratonique dans le style de la déformation et la chronologie des différents épisodes de convergence. Cette zone est également traversée par le système de rift du Baïkal et constitue donc un point clé de l'évolution tardive, depuis la fin du Crétacé jusqu'à l'actuel, de cette région à l'échelle de l'Asie. Enfin, la chaîne et l'avant-pays de Patom recèlent des ressources minières (le gisement d'or de Sukhoï dans la zone interne de la chaîne est l'un des plus importants au monde) et pétrolières importantes.

Figure 2. Topographie SRTM de l'Asie, principaux orogènes de la CAOB et localisation de la zone d'étude (encerclée en rouge).

La chaîne de Patom reste pourtant largement ignorée et l'une des zones les moins décrites de cette région, en particulier des points de vue géodynamique et structural, alors que la stratigraphie y est relativement détaillée (cf. Stratigraphie). Les données géochronologiques fiables sont rares, l'analyse des relations entre les différentes unités ou la description du métamorphisme quasi-inexistantes. Un point essentiel comme l'âge précis des déformations n'est pas défini. D'autre part, cette chaîne supposée ancienne montre encore des reliefs relativement élevés avec un front très marqué dans la topographie. Il semble que la présence du rift Nord Baïkal ait joué un rôle dans la surrection récente de ces reliefs, mais il est difficile de faire la part de la topographie héritée des orogènes anciens et de ceux liés au rifting. L'enjeu de cette thèse est donc multiple : mieux comprendre une chaîne de montagne méconnue, dans sa chronologie, son architecture, ce qu'elle apporte à l'étude d'un contexte tectonique particulier et son intégration au schéma de la déformation de

l'Asie. Ce sujet implique l'intégration de nombreuses données et des méthodes d'analyse variées: stratigraphie, analyse structurale, pétrologie et métamorphisme, étude des reliefs, géodynamique. Compte tenu du peu de données disponibles dans la littérature, une grande partie de ce travail repose sur l'acquisition de données de terrain.

II – Etat des connaissances sur l'évolution de Patom, cadre géologique

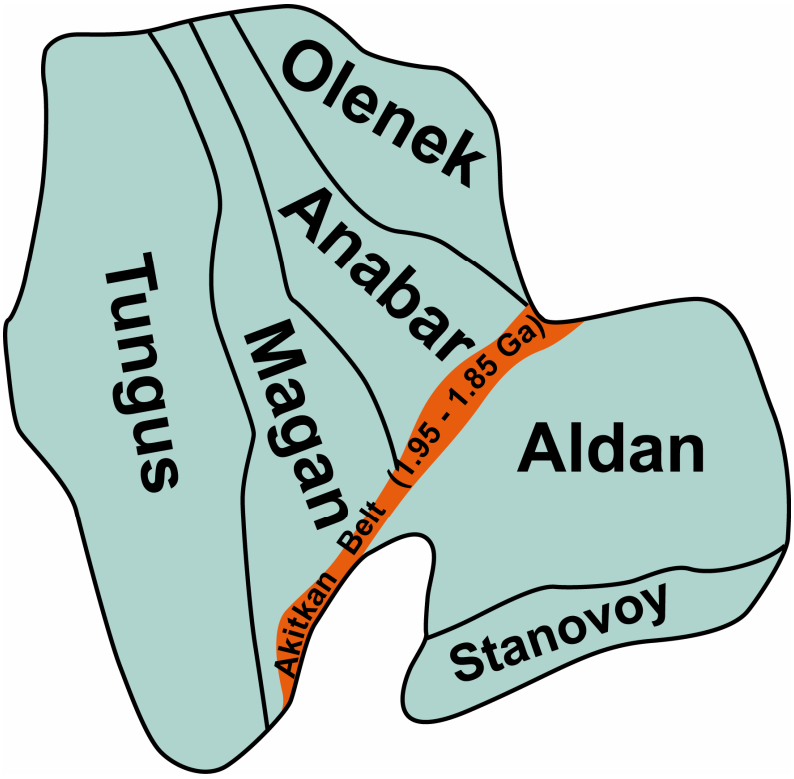


Figure 3. Principaux éléments tectoniques constituant le craton Sibérien (d'après *Pisarevsky et al., 2007*).

Le socle du craton sibérien est composé de roches cristallines d'âge Archéen à Paléoprotérozoïque (*Ulmishek, 2001*). Il fut assemblé au Paléoprotérozoïque par amalgamation de plusieurs blocs crustaux. La collision il y a 1,95 à 1,85 Ga du bouclier Aldan – Stanovoy avec l'ensemble formé par les blocs Olenek, Anabar, Magan et Tungus (Fig. 3) acheva de structurer le craton sibérien tel qu'on le connaît aujourd'hui (*Rosen et al., 1994; Pisarevsky et Natapov, 2003; Pisarevsky et al., 2007*). Les traces de cette dernière collision (de même que les discontinuités qui limitent les différents blocs sibériens) sont invisibles en surface mais ont pu être mises en évidence grâce aux méthodes géophysiques et aux anomalies magnétiques en particulier (*Griffin et al., 1999; Zhao et al., 2002*). Elles forment les vestiges de l'orogène d'Akitkan. Par la suite, au Mésoprotérozoïque et durant la première partie du Néoprotérozoïque, la plate forme sibérienne a fait

partie du supercontinent Rodinia (Fig. 4, *Pavlov et al., 2000, 2002; Pisarevsky et Natapov, 2003*), comme la majeure partie de la croûte continentale à cette époque (*Hoffman, 1991*).

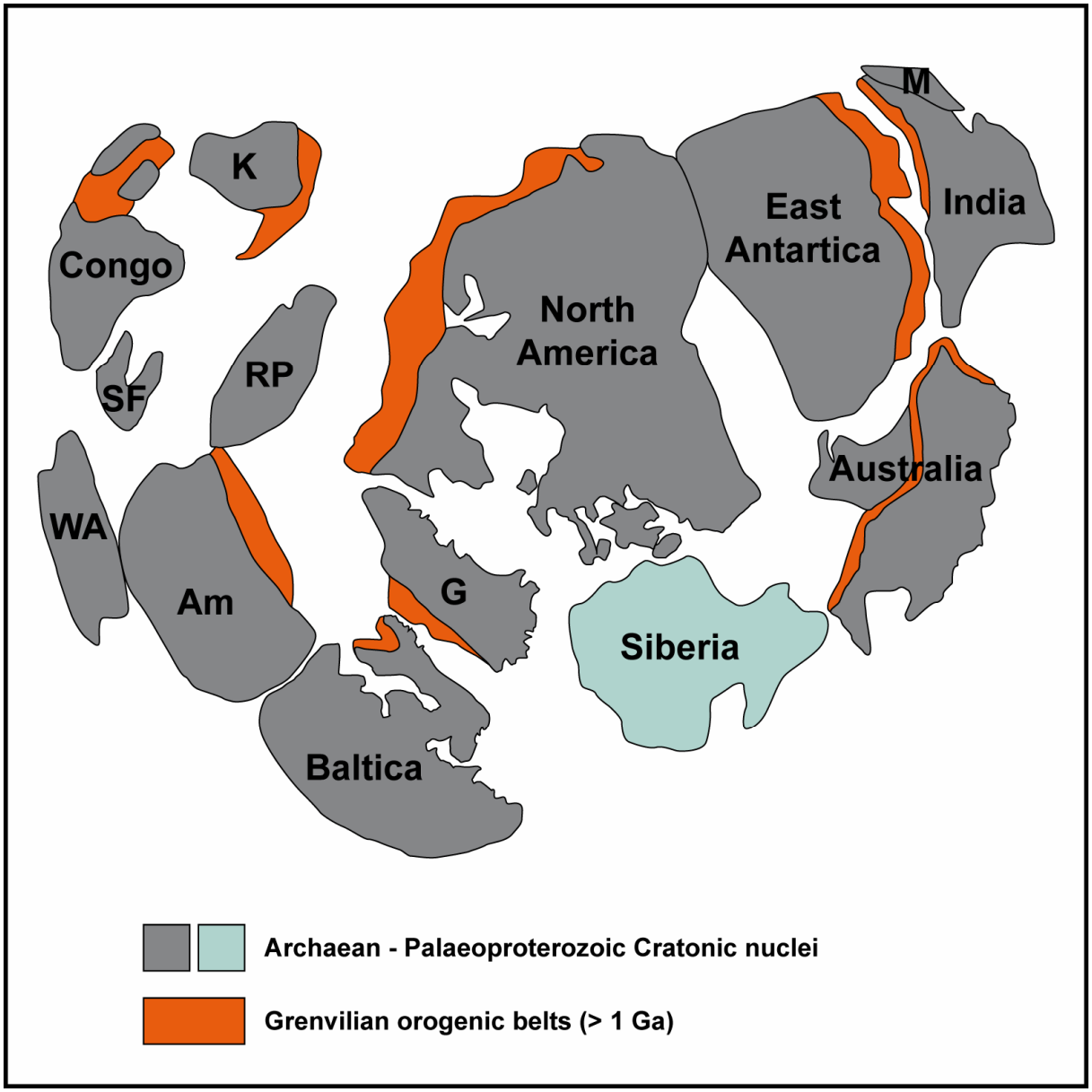


Figure 4. Exemple de reconstruction du supercontinent Rodinia (d'après *Zhao et al., 2004*). Am : Amazonia; G : Greenland; K : Kalahari; M : Madagascar; RP : Rio de la Plata; SF : Sao Francisco; WA : West Africa.

L'histoire de Patom débute réellement lors de l'éclatement de la Rodinia, à la fin du Protérozoïque (Néoprotérozoïque II ou Cryogénien). Cet événement s'accompagne de l'ouverture au Sud de la Sibérie actuelle de l'océan Paléoasiatique (Fig. 5). On trouve aujourd'hui des reliques de croûte océanique protérozoïque au sein de plusieurs ceintures d'ophiolites autour du craton sibérien, et notamment dans la chaine de Patom (*Konnikov, 1991; Dobretsov et al., 1992, 2003; Konnikov et al., 1993; Belichenko et al., 1994*). Les plus anciennes de ces ophiolites sont âgées de 830 à 900 Ma et *Dobretsov et al. (2003)* placent l'initiation du rifting entre 950 et 900 Ma dans la région, âge confirmé

par les datations effectuées sur les nombreux dykes présents dans la zone du Baïkal (*Sklyarov et al., 2001, 2003*). Parallèlement, une marge continentale se développe sur tout le pourtour Sud de la plateforme sibérienne, caractérisée par une sédimentation importante, d'abord essentiellement terrigène puis progressivement plus carbonatée, et qui recouvre en discordance le socle cristallin (*Ulmishek, 2001*). Un épaississement progressif de ces dépôts vers le Sud ou le Sud-Est (donc vers le domaine océanique) est généralement décrit (*Khomentovsky et al., 1972*) et associé au contexte de marge passive.

Les roches océaniques les plus récentes décrites dans la chaîne de Patom sont datées de 650 Ma (*Delvaux et al., 1995; Dobretsov et al., 2003*) et sont surmontées localement par des formations de l'Ediacarien Inférieur. La fermeture de la branche nord de l'océan Paléoasiatique et son obduction dans la région de Patom intervient donc autour de la transition Cryogénien – Ediacarien (~ 630 Ma). Le bloc qui converge alors vers le craton sibérien dans la zone considérée est le microcontinent Barguzin (*Belichenko et al., 2006; Gordienko, 2006; Makrygina et al., 2007*). Les interprétations varient beaucoup quant à la nature finale de cette convergence à la fin du Protérozoïque: collision avec chevauchement du craton (*Berzin et Dobretsov, 1994; Pisarevsky et Natapov, 2003; Pisarevsky et al., 2007; Volkova et Sklyarov, 2007*), collision localisée plus au Sud, au niveau de l'actuel lac Baïkal, et sans effet important dans la zone de Patom (*Makrygina et Petrova, 1998*) ou simple "docking[2]" contre la marge (*Cocks et Torsvik, 2007*). La fermeture de l'océan Paléoasiatique se poursuit après cette première phase d'accrétion, alors que la subduction et la zone de convergence principale migrent vers le Sud. Durant la première moitié du Paléozoïque, des arcs insulaires et des bassins arrière-arc sont amalgamés au collage initial (*Delvaux et al., 1995*), probablement suite à un blocage de la subduction. Dans le même temps, on assiste au sein de l'ensemble Mongolie – Chine du Nord à un épisode de rifting puis à l'ouverture d'un nouvel océan : l'océan Mongol-Okhotsk. Celui-ci sépare le bloc de Mongolie centrale du craton de Chine du Nord. Quand l'océan Paléoasiatique achève de se refermer, la Mongolie entre à son tour en collision avec le collage Sud-sibérien. De même, l'océan Paléoasiatique se ferme à l'Ouest avec la collision de l'Altaï et du Kazakhstan. Cet événement intervient durant la seconde moitié du Paléozoïque, mais son âge est mal contraint. Il pourrait coïncider avec la structuration de la chaîne de Patom, dont les déformations datent également du Paléozoïque supérieur. Mais là encore les auteurs ne s'accordent pas, et l'âge évoqué de la formation de Patom varie de fin Silurien – début Dévonien (*Berzin et Dobretsov, 1994; Delvaux et al., 1995*) à Permien (*Parfenov et al., 1995*). Quant à *Pisarevsky et Natapov (2003)*, ils considèrent qu'il n'y a pas de nouvelles déformations et que le stade de convergence définitif entre le microcontinent Barguzin et le craton sibérien a eu lieu au plus tard au début du Paléozoïque. Une nouvelle fois, l'activité orogénique se

[2] Par l'utilisation de cet anglicisme, nous suggérons un collage tectonique sans orogénèse associée, et donc sans collision continentale à proprement parler. Ce "docking" s'accompagne d'un arrêt (temporaire ou définitif) de la convergence entre les plaques ou microplaques considérées et n'induit que des déformations limitées.

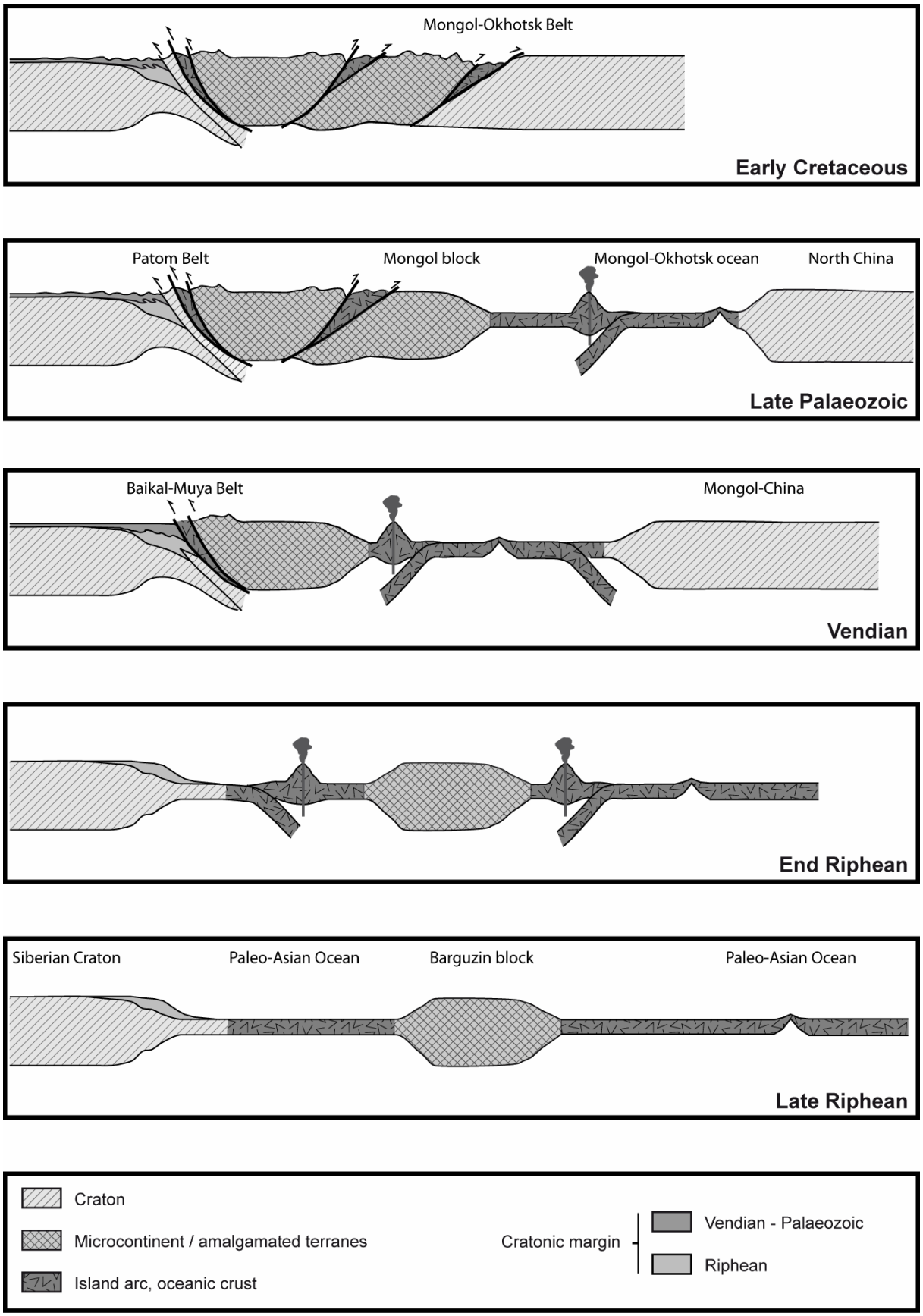


Figure 5. Evolution géodynamique de la région de Patom (d'après *Gordienko, 2006*).

déplace vers le sud et l'océan Mongol-Okhotsk est finalement fermé au Mésozoïque suite à la collision du craton de Chine du Nord, à la fin du Jurassique (*Gordienko, 2006*) ou au début du Crétacé. Cette phase d'accrétion finale donne naissance à l'orogène Mongol-Okhotsk et scelle la construction de la CAOB. Elle est *a priori* sans effet sur la zone de Patom.

Des questions importantes sont donc posées. En premier lieu, quel est l'âge réel de la chaîne de Patom ? Ediacarien ? Début Paléozoïque ? Fin Paléozoïque ? Dans le premier cas, pourquoi l'activité orogénique soutenue au Sud jusqu'au Mésozoïque ne réactive-t-elle pas les anciennes structures ? Et surtout d'où viennent les déformations bien visibles des séries cambriennes à dévoniennes sur la plateforme ? Dans le dernier cas, comment deux ou trois stades d'accrétion peuvent-ils rester sans effet et pourquoi faut-il attendre la collision, plus lointaine, de la fin du Paléozoïque pour former une chaîne de montagne en bordure du craton sibérien ? Pourquoi le collage final de la Chine du Nord, à son tour, ne semble pas avoir de répercussions dans la chaîne de Patom ?

III – Missions de terrain

Trois missions de terrain ont été effectuées au cours de cette thèse (Fig. 6). Elles sont le socle de ce travail. Une première mission de reconnaissance, en septembre 2005, s'est concentrée sur la terminaison Sud-Ouest de la chaîne de Patom, partie la plus aisément accessible. L'itinéraire suivi, de Severobaïkalsk sur la rive Nord-Ouest du lac Baïkal à Magistral'ny dans l'avant-pays, a permis de réaliser une coupe de cette extrémité de la chaîne et du foredeep. La deuxième mission, plus importante, a été menée durant l'été 2006 le long des rivières Lena, Vitim et Bolchoï Patom. Une grande part de l'avant pays de Patom a ainsi été parcourue (environ 1500 km longitudinalement), d'Ust-Kut jusqu'à Matcha. L'arc septentrional de Patom a été contourné et sa partie frontale observée sur une partie de la rivière Bolchoï Patom. De même la rivière Vitim a pu être remontée sur environ 250 km jusqu'à Vitimsky, à travers des unités de plus en plus internes. En août 2007, une dernière mission a emprunté l'unique route traversant la chaîne, de Taximo dans le Rift Nord Baïkal (bassin de Muya) à Perevoz à l'extrémité NE de la chaîne, dans la zone arquée, en passant par Bodaïbo, ville de chercheurs d'or sur la rivière Vitim. Outre les observations directes, d'ordre stratigraphique, structural, pétrographique, plusieurs centaines de kilos d'échantillons ont été prélevés en vue de différentes analyses. Conjointement, l'équipe de l'Institut de la Croute Terrestre à Irkutsk (ICT) a effectué un échantillonnage à l'Est du lac Baïkal. Enfin, une large part de l'information cartographique utilisée ici provient de ces missions et de la collaboration avec l'ICT.

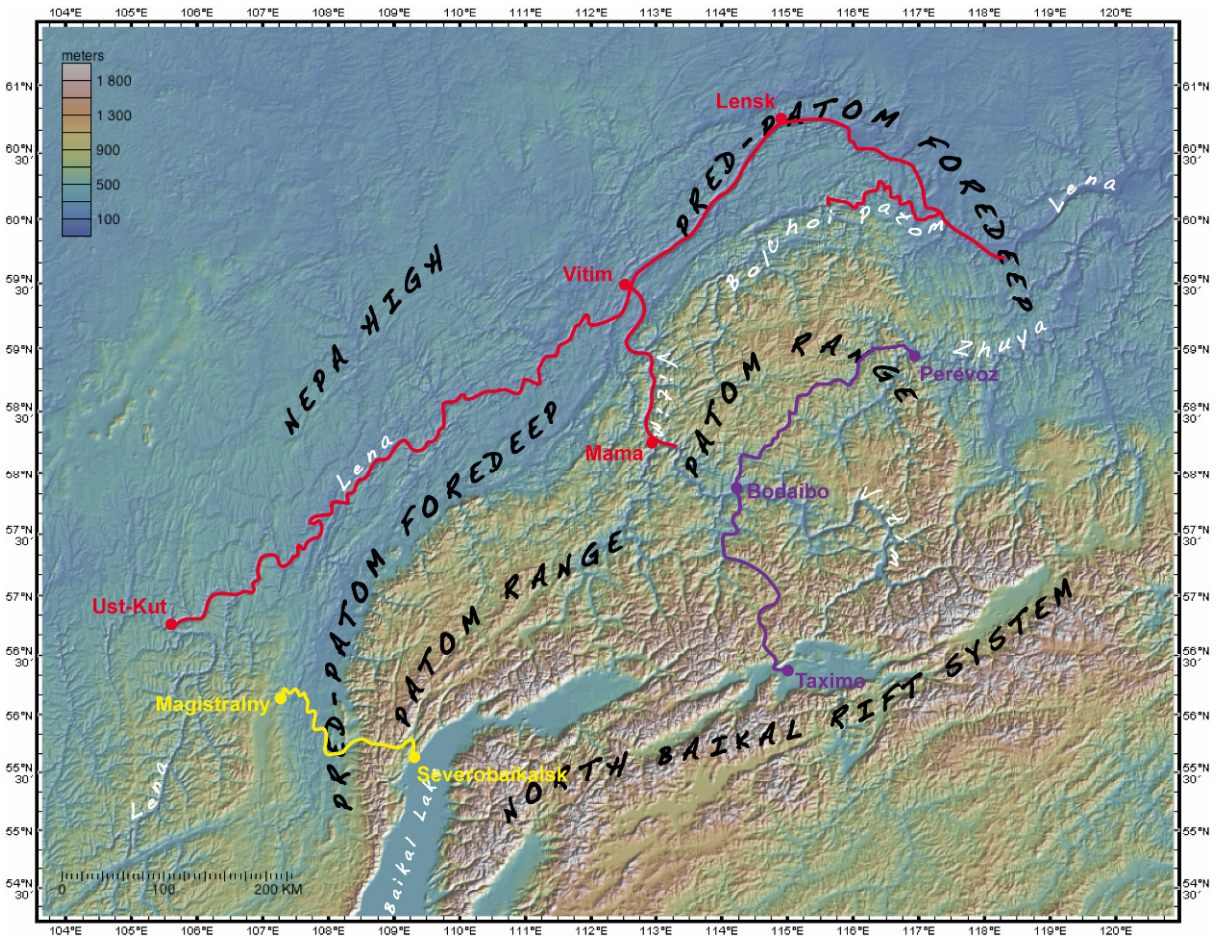


Figure 6. Topographie de la région de Patom (d'après *Smith et Sandwell, 1997*) et itinéraires des missions de terrain effectuées (2005 en jaune, 2006 en rouge et 2007 en violet).

IV – Plan

Pour répondre aux nombreuses questions posées et tenter de comprendre cette chaîne de montagne, quatre axes principaux de recherche ont été définis et ce manuscrit sera donc découpé en quatre parties. Chacune de ces parties s'appuie sur les missions de terrain présentées plus haut et sur un travail de synthèse bibliographique.

Le premier chapitre s'attachera à reconstituer l'évolution des différents domaines sédimentaires de la région de Patom, à établir les corrélations possibles à l'échelle locale ou globale, et proposera une échelle stratigraphique schématique du Néoprotérozoïque au Paléozoïque supérieur.

Dans la deuxième partie seront décrites les unités structurales qui composent la chaîne et l'avant-pays de Patom, les géométries observées, ainsi que les types de déformations rencontrés. Nous

présenterons ici un schéma structural d'ensemble, plusieurs coupes régionales et discuterons de l'influence des structures héritées sur la formation de la chaîne.

Le troisième volet concernera l'évolution des reliefs, analysée grâce à la méthode des traces de fission sur apatites. Celle-ci permettra de déterminer la part des tectoniques anciennes (protérozoïque ou paléozoïque) et récente (du Mésozoïque à l'actuel) dans la formation de la morphologie actuelle de la chaîne. Elle apportera également des informations sur l'enfouissement des séries sédimentaires dans la fosse de Pred-Patom (Fig. 6). Dans de ce troisième chapitre, nous aborderons la question de l'influence du rifting cénozoïque sur les reliefs actuels. L'évolution du système de rift du Baïkal et les différents épisodes marquant l'extension associée y seront donc traités en détail.

Enfin, le dernier chapitre synthétisera les conclusions d'ordre chronologique, en apportant des précisions sur les âges grâce à de nouvelles datations ou analyses géochimiques. Il y sera également discuté de l'influence du contexte péricratonique, de la question de la stabilisation des collages tectoniques et des relations du rifting actuel avec cet héritage structural. Un modèle d'évolution géodynamique régional sera proposé et, dans la mesure des connaissances disponibles, confronté aux autres orogènes entourant le craton sibérien.

STRATIGRAPHIE DE LA CHAINE ET DE L'AVANT-PAYS DE PATOM

Afin de mener à bien une étude structurale, disposer d'un outil stratigraphique fiable est indispensable. La construction d'un log stratigraphique précis était donc le premier objectif à atteindre pour la bonne réalisation de cette étude. Bien que la stratigraphie de la région de Patom ait été étudiée en détail depuis 40 ans (c'est même sans doute le champ d'étude le plus exploré par la recherche géologique sibérienne), plusieurs problèmes demeurent. Premièrement, la nomenclature Russe (Fig. 7 pour le Néoprotérozoïque) se base sur la description d'un grand nombre de formations locales, décrites et reconnues d'après leur faciès et les associations de fossiles rencontrées, mais rarement corrélées entre elles. Deuxièmement, les datations absolues sont rares, les fossiles rares ou de peu d'intérêt stratigraphique, ce qui, compte tenu de l'âge de la couverture sédimentaire régionale (~ 1600 à 300 Ma) est la cause de nombreuses incertitudes. L'âge même des limites de systèmes au Protérozoïque est encore un sujet très discuté (cf. *II.2.1.*). Troisièmement, seuls quelques puits sont disponibles, le plus souvent sans informations relatives à l'âge ou même à la formation rencontrée. Il était donc nécessaire de construire une échelle stratigraphique synthétique qui tout en tenant compte des variations latérales majeures de faciès soit représentative à l'échelle de la chaîne ou de l'avant-pays, qui identifie des niveaux repères et permette quelques corrélations régionales ou globales, et qui soit (ré)utilisable sur le terrain.

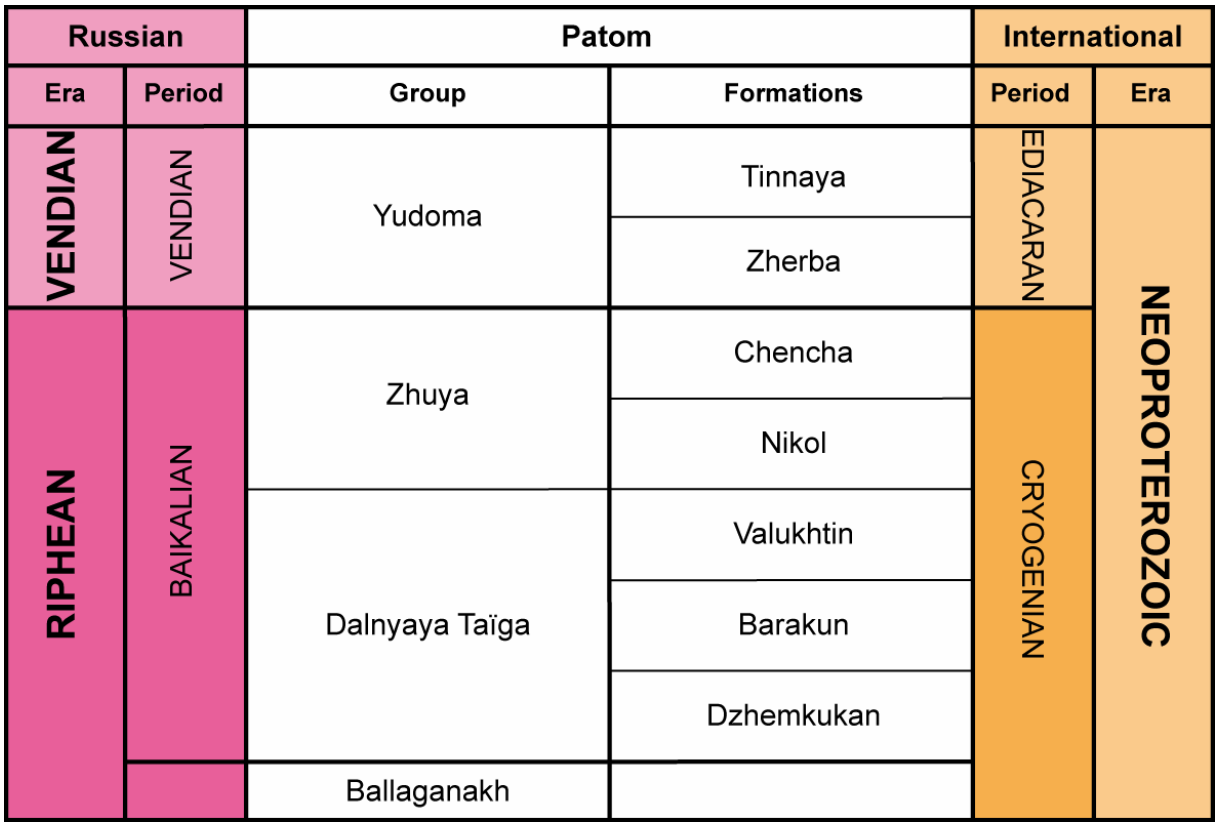


Figure 7. Nomenclatures stratigraphiques du Protérozoïque supérieur utilisées pour la Russie et la région de Patom comparées à la nomenclature internationale.

I – Contexte général : les principaux domaines sédimentaires

Le système de Patom est divisible de manière assez simple en plusieurs grandes régions sédimentaires dont les frontières correspondent le plus souvent à des limites structurales. Les différents travaux sur la stratigraphie de la région de Patom (*Khomentovsky, 2002; Dobretsov et al., 2003; Dol'nik et al., 2005*) déterminent en général plusieurs "Structural Facies Zone" (SFZ). Elles sont plus ou moins nombreuses et détaillées selon les auteurs et parfois difficiles à relier aux observations de terrain. Le découpage présenté ici délimite cinq domaines sédimentaires (Fig. 8).

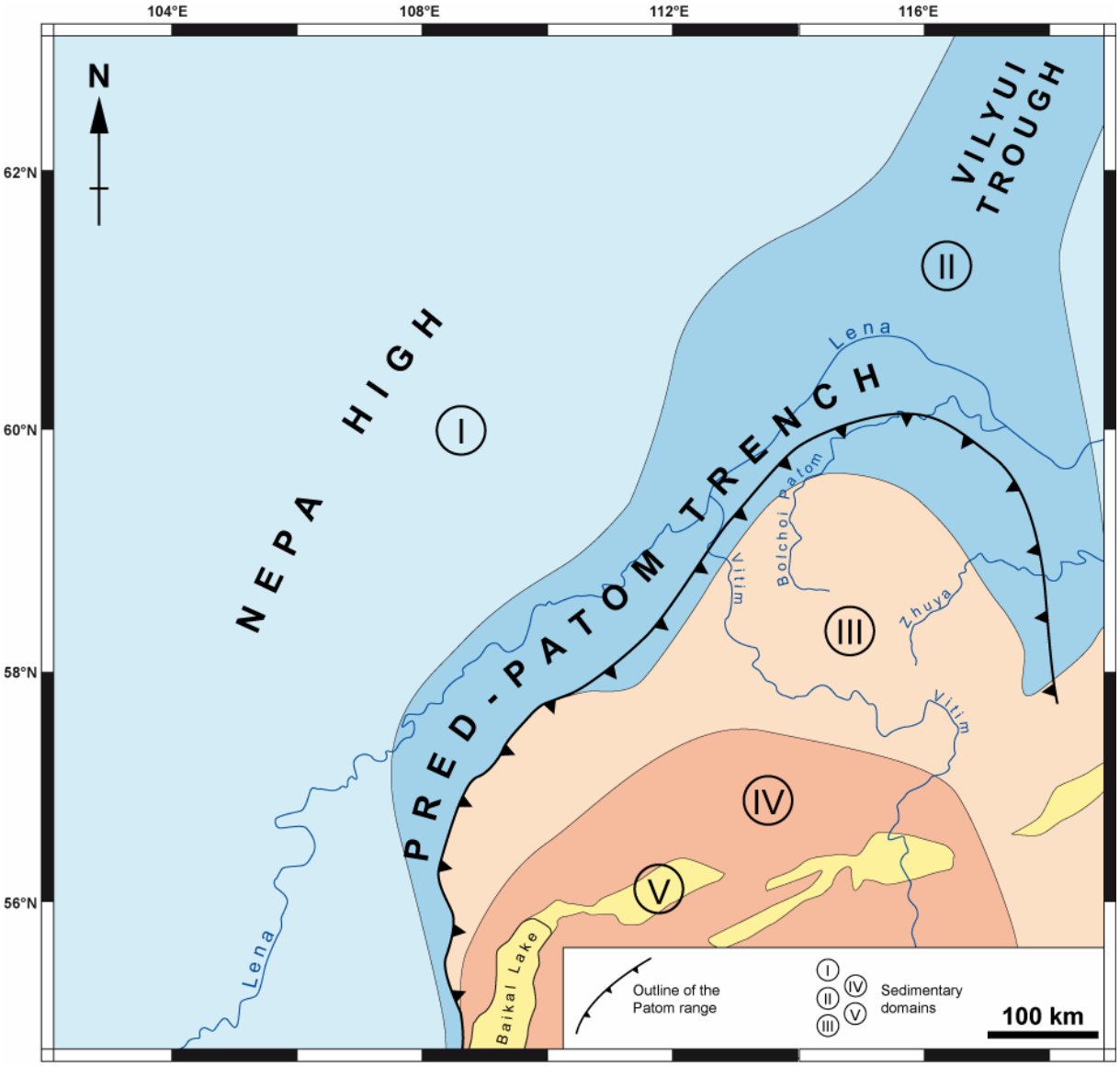


Figure 8. Principaux domaines sédimentaires identifiés dans la chaîne et l'avant -pays de Patom.

On distingue : (**I**) l'avant-pays de Patom, zone des principales découvertes pétrolières et qui coïncide en grande partie avec le haut de socle de Nepa; (**II**) le foredeep ou fosse de Pred-Patom groupé dans la partie Nord de la chaîne avec la zone frontale ainsi qu'avec le sillon de Vilyui, ancien

rift aulacogène Riphéen; (**III**) une zone centrale souvent appelée "Mama-Bodaïbo foredeep" qui topographiquement constitue aujourd'hui toute la partie Nord de la chaîne; (**IV**) les zones internes de la chaîne; (**V**) un domaine coïncidant avec le système de rift du Baïkal. Les frontières entre ces régions sont parfois floues, comme entre les zones I et II où il s'agit plus d'une transition que d'une limite nette. A l'inverse elle peuvent aussi être très marquées, à l'image de la limite II / III qui coïncide avec le front topographique actuel, ou comme les contours du domaine V qui suivent les bassins rhomboédriques du rift Nord Baïkal.

Tous ces domaines ont été traversés lors des différentes missions de terrain que nous avons effectuées. Pour les quatre premiers, un log schématique type a pu être dressé (Fig. 9). Ces logs présentent les lithologies rencontrées et les corrélations possibles entre les différents secteurs de la chaîne, mais ils ne donnent pas d'estimation précise des épaisseurs :

I. L'avant-pays se caractérise par son système pétrolier avec à la base les séries vendiennes en discordance (et en "onlap") sur le socle, d'abord à dominante détritique puis carbonatée. Ces séries renferment des niveaux de roche mère et l'essentiel des réservoirs identifiés. Elles sont surmontées par des successions de carbonates cambriens, alternant à la base avec des niveaux d'évaporites d'échelle régionale. Ces différents points semblent indiquer que la topographie du socle à cet endroit (haut de Nepa) existe depuis le Riphéen.

II. La fosse de Pred-Patom montre la séquence la plus complète. Les alternances terrigènes et carbonatées et la tendance transgressive jusqu'au Vendien sont cohérentes avec l'existence d'une marge passive à cet endroit au Riphéen terminal. Puis, la transition vers un régime régressif et plutôt clastique peut être associé à la transition vers une fosse de marge active au Vendien et à son remplissage progressif au moins jusqu'au Siluro-Dévonien. Au cours du Paléozoïque, aucuns sédiments synorogéniques ne semblent venir remplir la fosse : on y observe surtout des séries de plateforme et aucun dépôt ne témoigne de l'érosion d'un relief proche.

III. Au contraire, les dépôts synorogéniques représentent la plus grande part des séries du "Mama-Bodaibo foredeep" avec une sédimentation plus monotone, souvent caractéristique d'un bassin profond (flyschs noirs à pyrite), mais comportant également un niveau d'évaporites à son sommet. La plupart de ces flyschs sont riphéens. L'absence de sédiments post-Riphéen ici plaide pour une inversion précoce (Riphéen terminal ou Vendien inférieur) de ce "Mama-Bodaïbo foredeep".

IV. La sédimentation dans la zone interne est elle aussi dominée par les dépôts synorogéniques, grossiers (molasses) datés du Vendien et surmontés de carbonates vendiens à cambriens peu déformés.

V. Les bassins du système de rift Nord Baïkal sont comblés par des dépôts cénozoïques. Ceux-ci sont bien documentés (grâce à des puits, parfois à des données de sismique,

Hutchinson et al., 1992; Kuzmin et al., 2000; Mats et al., 2000), mais ne concernent pas directement notre étude et ne seront pas détaillés dans ce chapitre.

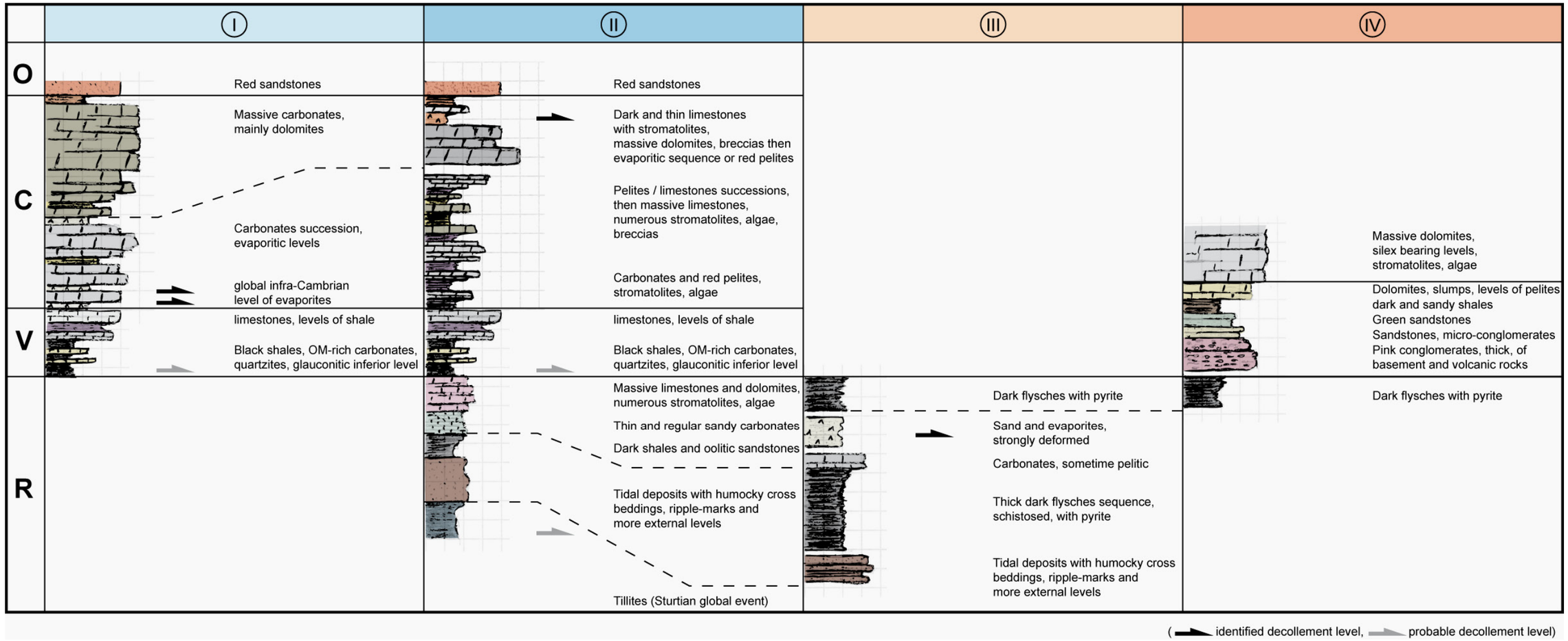


Figure 9. Logs schématiques établis et corrélés d'après les observations de terrain pour chaque domaine sédimentaire (voir Fig. 8 pour la localisation); R : Riphéen, V : Vendien, C : Cambrien, O : Ordovicien.

II – Echelle stratigraphique de Patom

II.1 – Le Riphéen

Le Riphéen couvre une période d'environ 1 milliard d'années (1600 à 630 Ma) et correspond dans la nomenclature internationale au Mésoprotérozoïque et à l'essentiel du Néoprotérozoïque, soit les systèmes Calymmien, Ectasien, Stenien, Tonien et Cryogénien. Cependant, si des dépôts du Riphéen inférieur sont décrits en surface au Nord du craton sibérien (formation Saginakhtakh, Olenek uplift, *Mokshanzev, 1979*) ou documentés dans la région de Patom grâce à des forages profonds (Teptogora group, Mama-Bodaibo foredeep, *Khomentovsky, 2002; Pisarevsky et Natapov, 2003*), la plus grande partie des sédiments riphéens présents dans notre région d'étude sont néoprotérozoïques. En effet, la période de rifting liée à l'éclatement du supercontinent Rodinia et la phase d'ouverture océanique qui a suivi ont permis le dépôt d'importantes séries clastiques et carbonatées dans des rifts aulacogènes au cœur du craton (*Milanovsky, 1981; Gusev et Shpount, 1987; Lobkovsky et al., 1996; Ulmishek, 2001*), puis en bordure de celui-ci le long d'une marge passive (*Khomentovsky et al., 1972 ; Pisarevsky et Natapov, 2003*, Fig. 10).

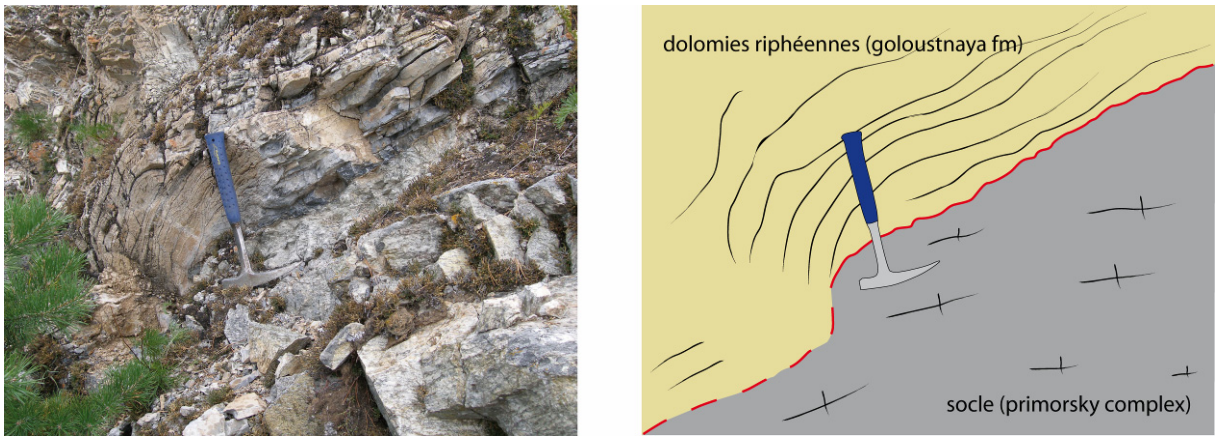


Figure 10. Dolomies du Riphéen en discordance sur le socle paléoprotérozoïque observées au Sud-Ouest du lac Baïkal, à proximité de la localité de Goloustnaya.

II.1.1. La formation Dzhemkukan

La plus ancienne formation rencontrée dans la chaîne et l'avant-pays de Patom est constituée de tillites et diamectites à matrice composée de greywackes fins et sombres, et à clastes principalement quartzeux ou gneissiques (Fig. 11). Cette série est caractéristique d'une sédimentation d'origine glaciaire (*Chumakov, 1993; Khomentovsky, 1996*) et est surmontée par des "cap carbonates", séquence typique des fins de glaciations (*Pokrovskii et al., 2006a, 2006b*). Elle montre des épaisseurs importantes (jusqu'à ~1000m, *Pokrovskii et al., 2006a*) et est décrite au-delà de la région de Patom, sur

tout le craton sibérien (*Khomentovsky et al., 1985; Khomentovsky et Postnikov, 2001; Sintsov, 2005*). Elle correspond donc probablement à un évènement glaciaire majeur. De tels évènements globaux ("snowball Earth") sont biens connus au Néoprotérozoïque (*Harland, 1965; Chumakov, 1981, 1985, 2008; Kirschvink, 1992; Hoffman et al., 1998*) et marquent la période du Cryogénien, mais l'âge ou même le nombre de ces évènements sont encore sujets à discussion. La question est importante ici car ces tillites constitueraient un repère chronologique absolu correspondant à la base de notre échelle stratigraphique. A partir d'analyses géochimiques ($\delta^{13}C$) et de corrélation des courbes isotopiques obtenues avec les modèles d'évolution établis pour l'océan mondial au Néoprotérozoïque (grâce à l'étude de sections du Spitsberg, Canada, Oman, Australie ou Namibie), *Pokrovskii et al. (2006a)* relient la formation Dzhemkukan à la glaciation marinoenne (Cryogénien terminal). L'âge donné est sans doute trop jeune (635-665 Ma) pour des séries qui dans la nomenclature locale sont à la base du Baïkalien (base du "Dalnyaya Taïga group[‡]", Fig. 7). *Khomentovsky (2002)* considère au contraire que la nature glaciaire de cette formation prouve sa corrélation avec la base du Cryogénien (850 Ma), mais l'auteur n'apporte aucun élément probant de datation pour ces tillites. En réalité le Dalnyaya Taïga group est précédé sur cette partie de la plateforme sibérienne d'un important hiatus entre 850 et 780 Ma (*Stanevich et al., 2007*). De plus, des équivalents latéraux des séries glaciaires observées dans la région de Patom ont été datés à 740-760 Ma (*Neimark et al., 1991*), et correspondent donc plus probablement à l'évènement sturtien (700-750 Ma, *Knoll et al., 1995; Hoffman et al., 1998; Goddéris et al., 2003; Stanevich et al., 2007*). Il est à noter que la commission internationale pour la stratigraphie (ICS), qui a fixé l'âge de la base du Cryogénien à 850 Ma (âge chronométrique), indique que la première glaciation n'a lieu qu'après 750 Ma . Cet âge de 750 Ma coïncide avec l'évènement glaciaire sturtien et a le mérite de coïncider avec la nomenclature russe. Il sera donc considéré ici comme celui de la formation Dzhemkukan.

La répartition de la formation Dzhemkukan n'est pas uniforme. En particulier, et comme l'ensemble de la séquence riphéenne, elle est absente des hauts de socle de Nepa (domaine I, Figs. 8 et 9). De même, les quelques puits disponibles au Sud de la fosse de Pred-Patom (domaine II, donnée non présentée ici), dans une zone où la couverture est moins épaisse, semblent montrer un amincissement voire une disparition des séries du Riphéen dans cette direction. De fait, le type de dépôt correspondant aux séries glaciaires observées indique une sédimentation en milieu relativement profond. On retrouve donc la formation Dzhemkukan dans toute la partie Nord de la fosse de Pred-Patom (sur 400 à 1000 m d'épaisseur, *Pokrovskii et al., 2006a*), dans le sillon de Vilyui, ainsi que dans la zone centrale ("Mama-Bodaibo foredeep", domaine III), ensemble qui correspondrait à la marge et au foredeep riphéens dans la région (et parfois désigné sous le terme de "Vitim embayment"). En fait, cette formation n'affleure pas dans le Mama-Bodaibo foredeep mais elle est présente et décrite en

[‡] Terme qui signifie littéralement "forêt lointaine".

Figure 11. Tillites et diamectites de la formation Dzhemkukan (Dalnyaya Taïga Group, Riphéen supérieur, fosse de Pred-Patom et zone frontale).

profondeur (*Khomentovsky, 2002; Khomentovsky et al., 2008*). Dans les zones internes (domaine IV), la formation Dzhemkukan est absente, de même bien sûr que dans les bassins du rift Nord Baïkal (domaine V), qui ne sont actifs que depuis le Cénozoïque.

Notre échelle stratigraphique synthétique de la région de Patom débutera donc avec ces séries glaciaires supposées "sturtiennes" et âgées d'environ 750 Ma. Aucun autre niveau de ce type n'a pu être observé dans les séries postérieures (il n'en existe pas non plus d'évidence dans les séries antérieures) et ce en dépit des importantes phases de glaciations présumées globales qui marquent la fin du Protérozoïque et le début du Phanérozoïque (évènements marinoen ou "Gaskier" notamment, *Kirschvink, 1992; Hoffman, 1999; Goddéris et al., 2003; Chumakov, 2008; Eyles, 2008*).

II.1.2. Les formations Barakun et Valukhtin

La partie supérieure du Dalnyaya Taïga group est également caractérisée par des apports terrigènes et se divise en deux formations. Le domaine sédimentaire II montre clairement :

- D'abord une série gréseuse témoignant d'un milieu de dépôt peu profond à tidal (formation Barakun, Fig. 12). Elle présente des niveaux à belles stratifications obliques et ripple-marks ou encore des chenaux, alternant avec des passées plus distales. On y distingue également quelques niveaux de shales plus ou moins sombres qui mettent en évidence une rythmicité de second ordre. Considéré dans son ensemble, ce niveau indique une période de régression importante après l'épisode glaciaire (signe d'un début de subduction, d'un rebond post glaciaire ou encore du comblement du bassin). Il recouvre pourtant les tillites sans discordance visible.
- Puis des shales sombres très schistosés alternant avec des grès à oolites (formation Valukhtin, Fig. 13) et attestant d'une sédimentation épisodiquement plus profonde. La tendance est donc ici plutôt transgressive.

Chacune de ces séries peut atteindre, dans la partie Nord de Patom, des épaisseurs de 1000 à 1500 m (*Pokrovskii et al., 2006a*). Ces épaisseurs diminuent rapidement à l'Est et à l'Ouest, à l'aplomb des hauts de socle. Dans cette direction, les deux formations ont d'ailleurs une extension géographique semblable et la formation Valukhtin ne prograde pas de façon marquée sur les hauts de socle par rapport à la formation Barakun.

La partie supérieure du Dalnyaya Taïga group montre des épaisseurs encore plus importantes dans la partie centrale de Patom, mais il y est plus difficile distinguer les deux formations précédemment décrites. En effet, si la base est toujours formée par les grès tidaux décrits ci-dessus, elle est ensuite recouverte par une épaisse série de flyschs sombres, schistosés et souvent riches en pyrite (Figs. 13d et 13e). Ces dépôts très monotones qui représentent (de loin) la plus grande

Figure 12. Grès à rides et ripple-marks de la formation Barakun (Dalnyaya Taïga Group, Riphéen supérieur, fosse de Pred-Patom et zone frontale).

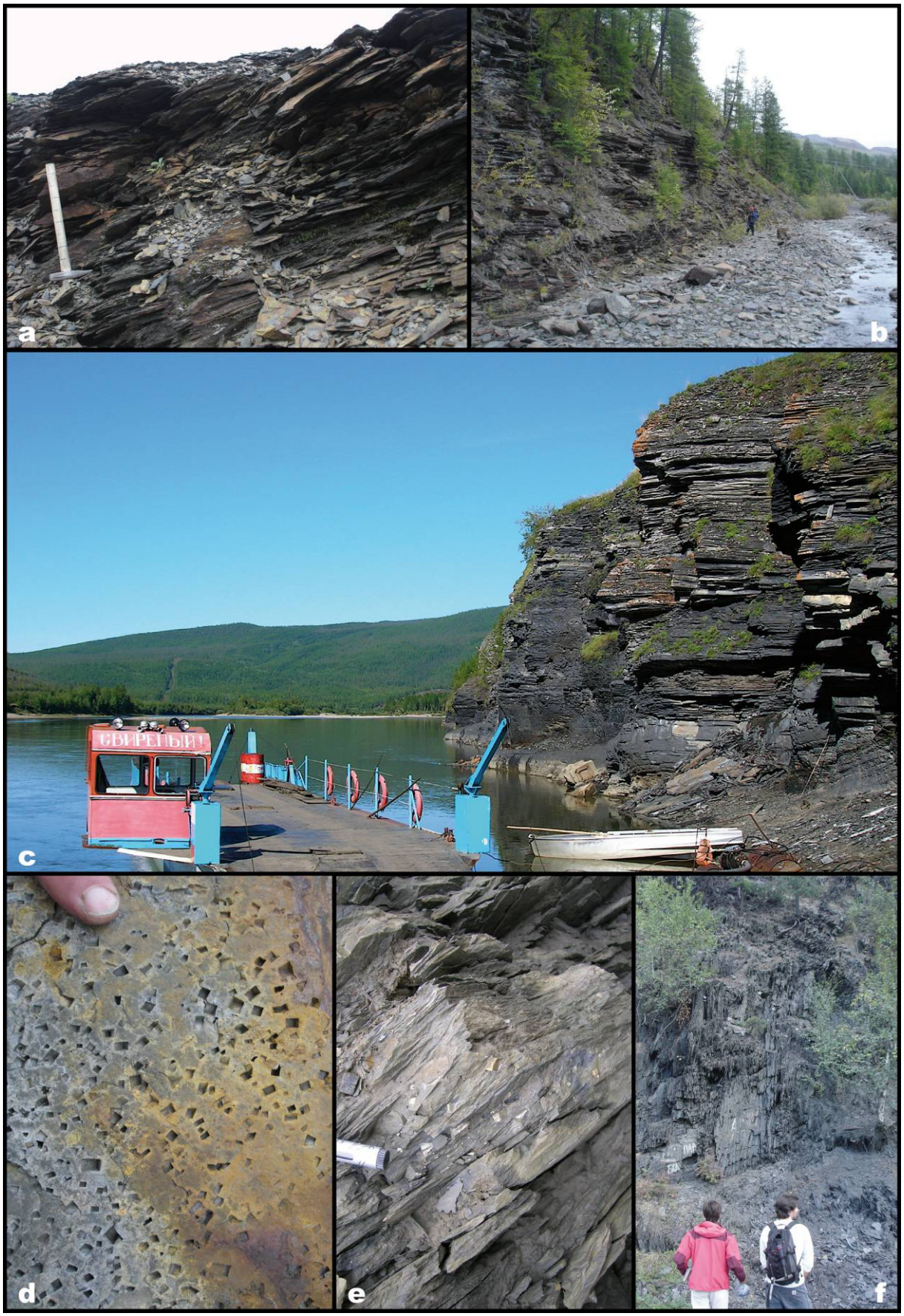


Figure 13. Flyschs sombres de la formation Valukhtin (Dalnyaya Taïga Group, Riphéen supérieur, Mama-Bodaibo foredeep).

part de la sédimentation préservée dans le domaine III témoignent de la présence à cette période du Riphéen d'un bassin profond anoxique et subsident alimenté par des dépôts turbiditiques (peut-être en position de bassin arrière-arc). Ils sont probablement synorogéniques. Comme les tillites de la formation Dzhemkukan, les formations Barakun et Valukhtin sont absentes des domaines IV et V. Il semblerait donc que les domaines internes et du Sud de la chaîne de Patom (domaine IV) soient la source des apports détritiques qui alimentent le bassin riphéen. D'autre part, le contraste très marqué entre une sédimentation proximale (série tidale) et les flyschs sombres du foredeep indique le début d'une activité tectonique sur la marge de Patom à la limite Barakun – Valukhtin.

Comme décrit ci-dessus (cf. *II.2.1*), les épaisseurs diminuent vers les hauts de socle et le Dalnyaya Taïga group est totalement absent du domaine I. Or, aucune discordance angulaire ni érosive n'est reportée (ni observable sur le terrain) au sein des séries du Dalnyaya Taïga group. Ces variations latérales d'épaisseur plaident donc pour la présence de hauts de socles en avant de l'actuelle chaîne de Patom dès le Riphéen supérieur.

II.1.3. Les formations Nikol et Chencha

La séquence terminale du Riphéen de la région de Patom est constituée des formations Nikol et Chencha, qui forment le "Zhuya group" (Fig. 7). La formation Nikol repose sur les séries sous-jacentes du Dalnyaya Taïga group en contact normal (*Pokrovskii et al., 2006a*). *Khomentovsky (2002)* suggère que la limite soit discordante, mais nos observations de terrain ne permettent pas de valider cette hypothèse. Cette limite Dalnyaya Taïga group – Zhuya group marque un changement clair dans la sédimentation, avec un retour à une sédimentation plus proximale et l'apparition d'une dominante carbonatée. Dans la fosse de Pred-Patom et au front Nord de la chaîne (domaine II), la formation Nikol est en effet constituée de carbonates silteux très fins, gris à verdâtres ou rougeâtres et à bancs serrés et réguliers (Fig. 14). La tendance se poursuit avec la formation Chencha qui montre des carbonates gris massifs (calcaires et dolomies) à stromatolites et concrétions algaires (Fig. 15). Certains niveaux, plus gréseux, rythment la série et présentent des oolithes roses ou brunes ainsi que des stratifications obliques. Ces alternances plus détritiques deviennent dominantes vers le haut de la formation Chencha. Les stromatolites observés dans le Nord de la chaîne sont très nombreux et peuvent atteindre plusieurs mètres (Fig. 15e). Les épaisseurs des deux séries du Zhuya group sont latéralement plus homogènes que celles du Dalnyaya Taïga group et varient de 400 à 700 m environ pour chacune des deux formations.

Ces épaisseurs ne semblent pas plus importantes dans la zone centrale (domaine III), mais le faible nombre d'affleurements rend cette estimation difficile. La distinction entre les séquences des domaines II et III se fait grâce à leur faciès : dans le domaine III, des carbonates gris moins massifs et

Figure 14. Carbonates silteux de la formation Nikol (Zhuya Group, Riphéen supérieur, Nord de la zone frontale).

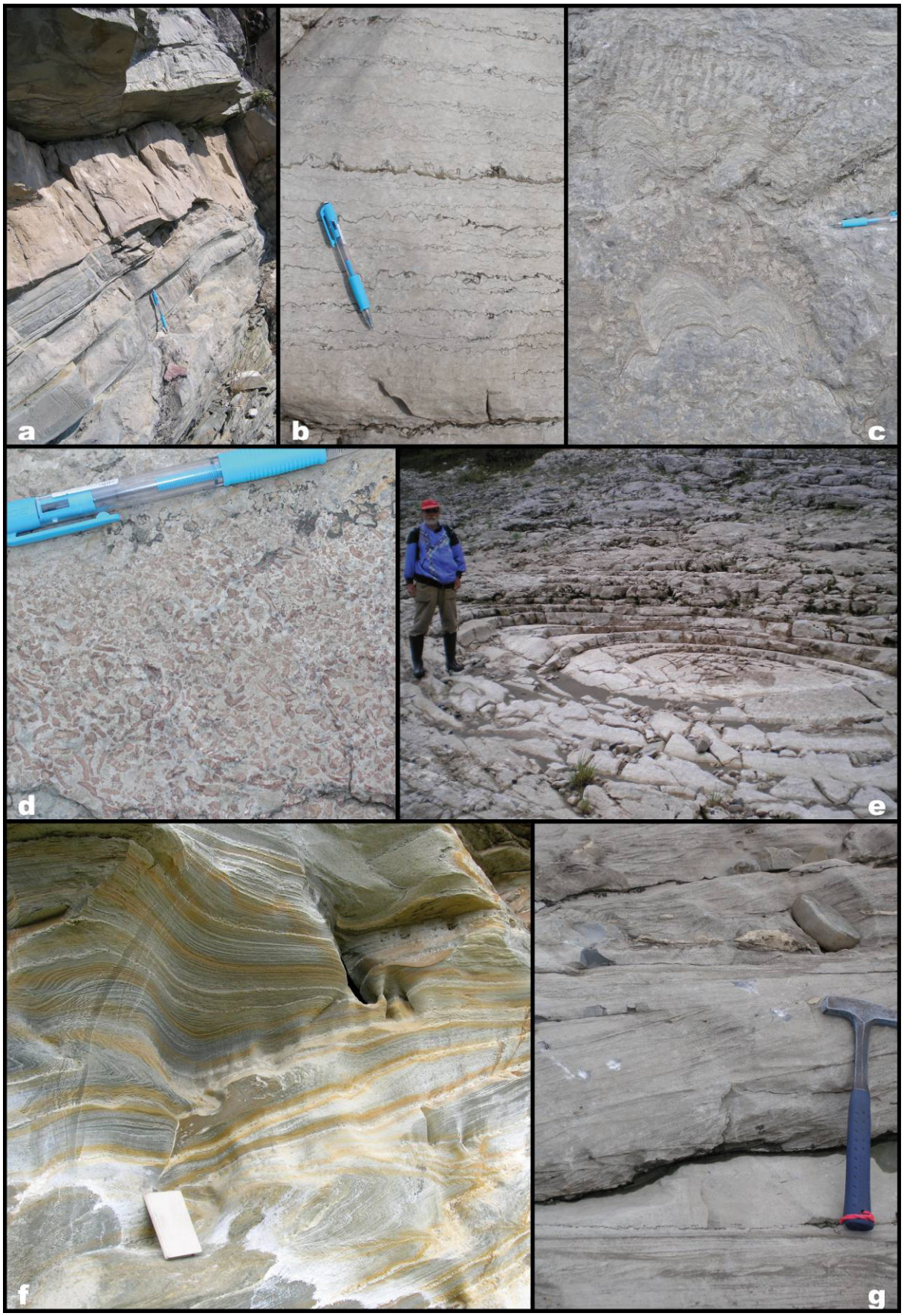


Figure 15. Carbonates à stromatolites et oolites (a à e), évaporites (f) et grès à stratifications entrecroisées de la formation Chencha (Zhuya Group, Riphéen terminal, fosse de Pred-Patom et Mama-Bodaibo foredeep).

avec des passées pélitiques marquent la transition avec les shales sombres de la formation Valukhtin (en contact concordant). Les fossiles y sont beaucoup plus rares que dans le domaine II. Ensuite, la séquence carbonatée laisse place à un niveau de sables et d'évaporites (sel) très déformés (Fig. 15f) qui n'est décrit nulle part ailleurs au Riphéen supérieur. Le régime régressif ne se limite donc pas à la marge et affecte aussi le "Mama-Bodaibo foredeep" du moins temporairement. Cependant, ce niveau d'évaporites est peut-être très local. Le Zhuya group se termine par une nouvelle série de flyschs sombres à pyrites, similaires à ceux de la formation Valukhtin et témoignant d'une nouvelle phase de transgression dans le domaine III. Concernant les domaines I, IV et V, le constat est semblable à celui effectué pour les séries antérieures du Riphéen (absence totale de dépôts riphéens dans ces zones) à l'exception du dernier niveau de flysch à pyrites observable au niveau de la chaîne interne (IV).

Le haut du Zhuya group marque la fin du Riphéen dans la région de Patom (*Pelechaty, 1998; Khomentovsky, 2002*). Certains affleurements, en particulier sur les rives de la Lena au Nord-Est de la chaîne, permettent d'observer de façon continue la transition Riphéen – Vendien, et l'on observe alors que la terminaison de la formation Chencha est marquée par un niveau à glauconie.

II.2 – Le Vendien

La transition Riphéen – Vendien apparaît comme une limite majeure dans la chronologie de Patom. D'un point de vue stratigraphique, cette transition se matérialise par une discordance d'ordre régional (*Delvaux et al., 1995; Ulmishek, 2001; Khomentovsky, 2002; Khomentovsky et al., 2004*) voire à l'échelle du craton sibérien tout entier (Chaînes de Yenisey, *Vernikovsky et al., 2003* et de Taïmyr notamment, *Khomentovsky, 2006*), et est localement associée à un hiatus sédimentaire correspondant à une importante érosion, parfois de tout le Baïkalien (chaîne de Taïmyr, *Surkov et al., 1991; Khomentovsky, 2006*). Elle a pu être observée dans les zones internes de la chaîne (domaine IV) ainsi qu'au Sud du lac Baïkal, sur la rive Ouest de celui-ci aux environs de la rivière Goloustnaya. Dans le reste de la région étudiée, la discordance angulaire est trop faible pour être détectable sur le terrain mais s'exprime à l'échelle cartographique. Le début du Vendien est marqué dans la stratigraphie par plusieurs caractéristiques :

- contrairement au séries riphéennes, le Vendien, bien que sensiblement aminci, est présent sur les hauts de socle (domaine I) . Seuls manquent quelquefois les niveaux inférieurs, souvent en onlap sur le socle cristallin.
- dans la zone centrale du Mama-Bodaibo foredeep (domaine III), à l'inverse, on n'observe aucun sédiment post-Riphéen ce qui témoigne soit d'une inversion précoce de ce bassin à la limite Riphéen – Vendien, soit d'une érosion postérieure.

Figure 16. Alternances de grès ou quartzites et de shales noirs (a à d), et molasses (e) de la formation Zherba (Yudoma Group, Vendien inférieur, fosse de Pred-Patom (a à d) et zones internes (e)).

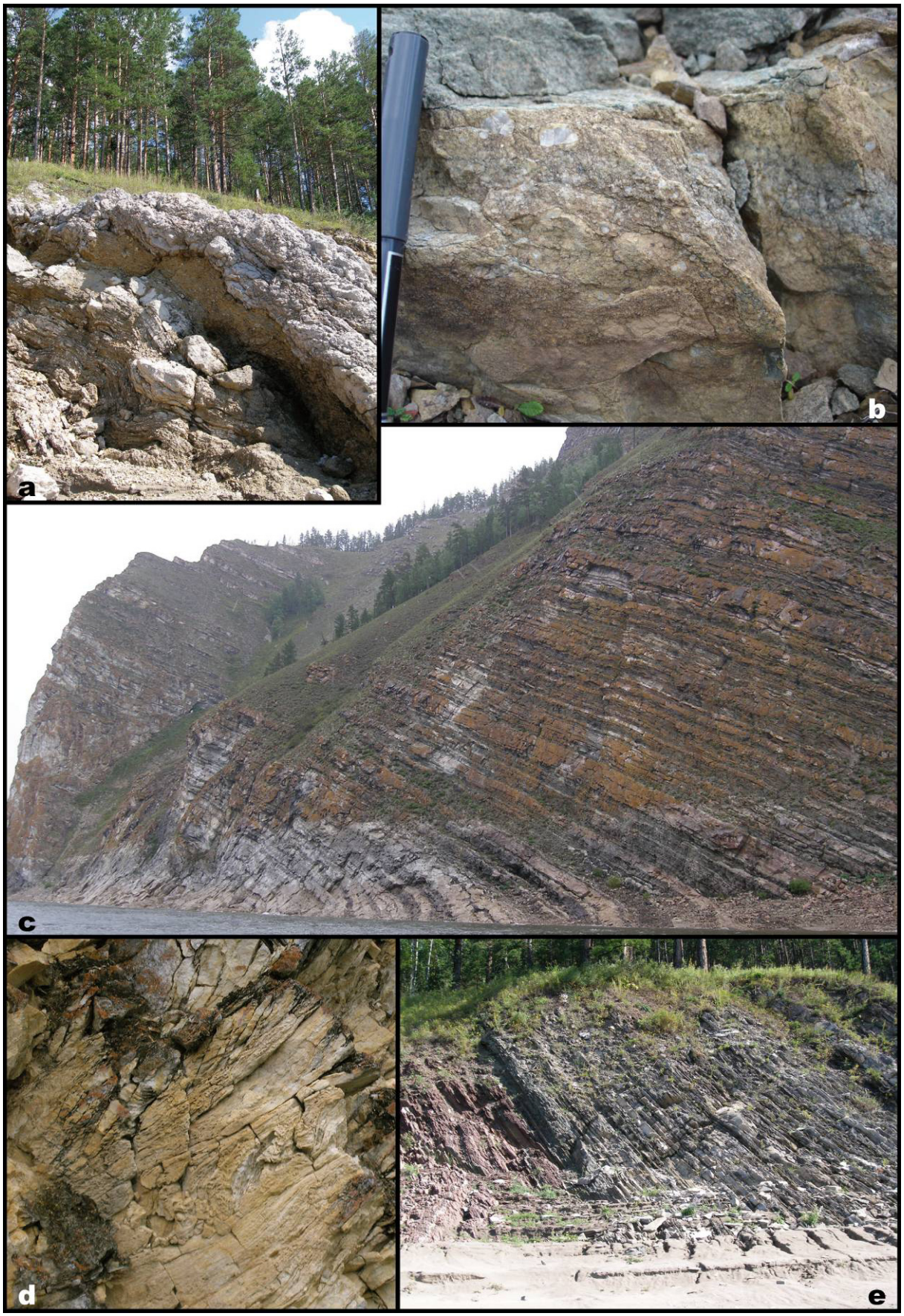


Figure 17. Carbonates et pélites de la formation Tinnaya (Yudoma Group, Vendien supérieur, fosse de Pred-Patom et zones internes).

Dans la nomenclature internationale, le Vendien correspond au système du Néoprotérozoïque III ou Ediacarien. Il correspond à une durée plus brève que le Riphéen (environ 630 à 540 Ma). Dans l'avant-pays de Patom (fosse de Pred-Patom et hauts de Nepa), le Vendien se compose principalement de deux formations habituellement désignées simplement comme "Vendien gréseux" et "Vendien carbonaté" (*Ulmishek, 2001*) :

- à la base, la formation Zherba qui débute par des alternances de grès à stratifications obliques ou quartzites, parfois à gros grains, et de shales noirs (Fig. 16). Les niveaux supérieurs sont plus carbonatés, avec quelques stromatolites. Il existe également quelques bancs de carbonates noirs et massifs.
- au sommet, la formation Tinnaya, succession de calcaires plus ou moins massifs (Fig. 17), souvent brèchiques, avec quelques niveaux de shales couleur lie-de-vin. Localement, les niveaux pélitiques peuvent être plus développés et l'épaisseur de la base de la série est alors sensiblement plus importante

Au premier ordre, la tendance régressive du Riphéen terminal dans l'avant-pays se poursuit donc au Vendien.

Dans la chaîne interne, la sédimentation vendienne est très différente. En effet, la séquence est dominée par des dépôts détritiques, souvent grossiers et interprétés comme d'origine syntectonique :

- elle est caractérisée à sa base par une formation molassique très épaisse (jusqu'à 3000 m) et constituée de conglomérats roses (Fig. 16e) alimentés essentiellement par le socle et par des roches volcaniques.
- on observe ensuite une série gréseuse jaunâtre à passées conglomératiques ou micro-conglomératiques. Ces deux formations témoignent sans doute du début de la collision. Elles constituent avec les flyschs riphéens les seuls sédiments synorogéniques présents dans la région de Patom, de telles séries étant totalement absentes dans la fosse de Pred-Patom ou l'avant pays.
- puis des grès verts faiblement métamorphisés.
- une alternance de shales plus ou moins sombres et gréseux.
- et enfin des dolomies jaunes à rides et slumps (Fig. 17d), alternant parfois avec des pélites grises carbonatées.

Ces dépôts syntectoniques suivent la zone de suture. Les conglomérats reposent alternativement sur les sédiments du Riphéen terminal (*Delvaux et al.,* 1995) et sur les ophiolites de la ceinture de Baïkal-Muya (Encart A et Fig. 18). La présence d'une telle séquence détritique implique donc, après la phase d'obduction (et probablement à cause de celle-ci) la formation d'un bassin flexural continental en arrière du foredeep riphéen. Ce bassin fonctionne jusqu'au Vendien supérieur, période à laquelle on observe l'apparition d'une sédimentation de plateforme carbonatée. Le Mama-Bodaibo foredeep est

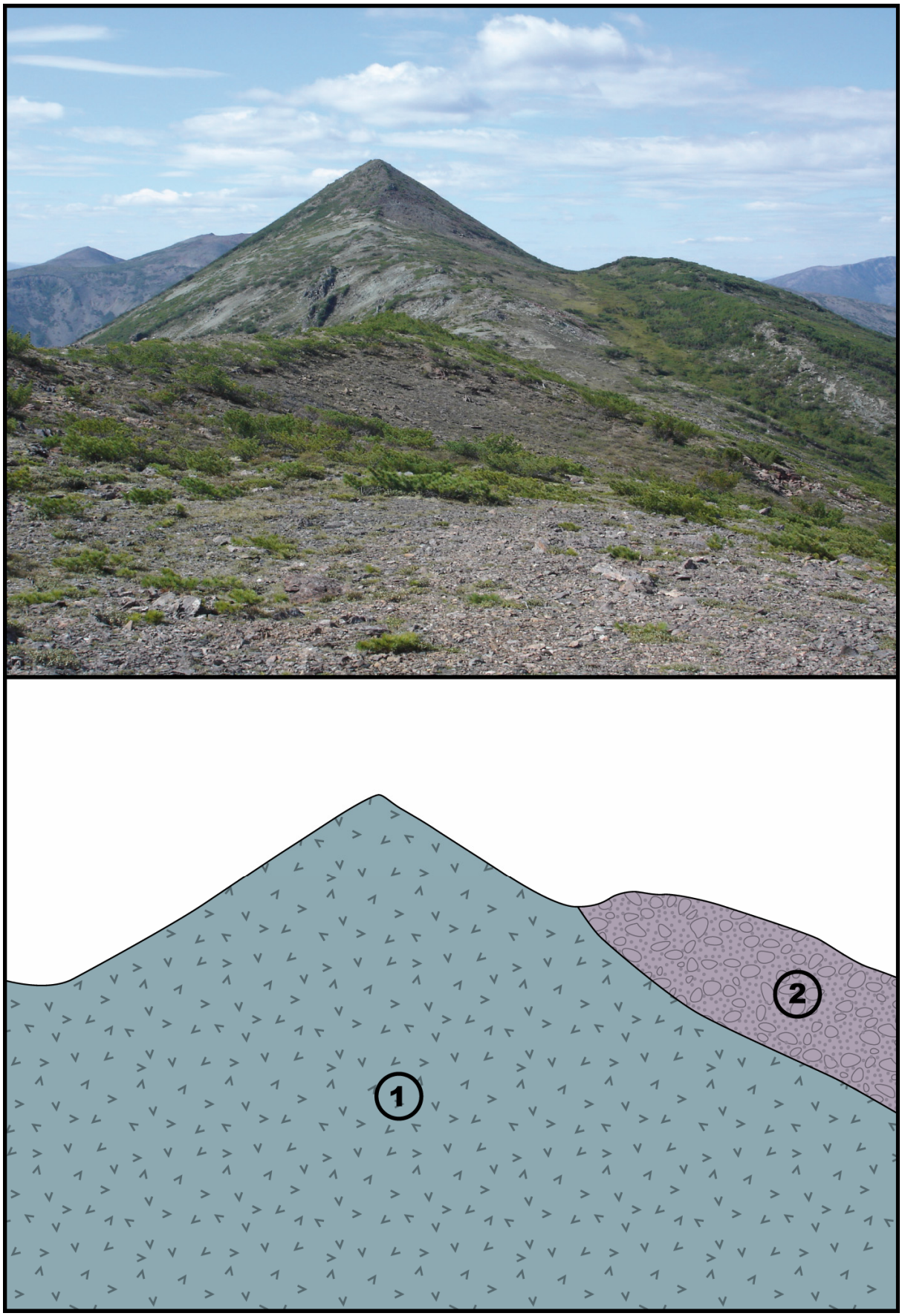


Figure 18. Molasses roses (2) de la base du Vendien reposant sur les ophiolites (1) du massif de Kaalu (ceinture de Baïkal-Muya, zones internes).

probablement inversé et déformé à cette époque, même si rien ne permet de conclure à un arrêt de la sédimentation dans cette zone. L'intense déformation du niveau d'évaporites du Riphéen supérieur dans ce secteur suggère d'ailleurs le fonctionnement de celui-ci en tant que niveau de décollement.

II.3 – Le Cambrien

Le passage du Vendien au Cambrien dans la région de Patom s'effectue sans changement brusque dans la sédimentation. Les séries cambriennes montrent une répartition semblable au premier ordre à celle du Vendien : elles sont présentes dans tout l'avant-pays et la fosse de Pred-Patom, amincies (1500 m au minimum tout de même) à l'aplomb des hauts de socle, mais absentes du Mama-Bodaibo foredeep. Quelques affleurements existent également dans les zones internes et ont pu être observés.

II.3.1. Le Cambrien inférieur

Comme au Vendien, la sédimentation au Cambrien varie sensiblement d'un domaine à l'autre de la région de Patom. Dans la zone des hauts de Nepa, la limite inférieure du Cambrien est communément placée à la base des premiers dépôts évaporitiques qui caractérisent la séquence cambrienne. Ces dépôts de sels sont nombreux dans tout le Cambrien de l'avant-pays de Patom (domaine I). Ils sont particulièrement développés dans sa partie basale, et corrélables avec les niveaux d'évaporites infra-cambriens existant à l'échelle globale (Zagros, Oman, Ouest Canadien). Le reste du Cambrien inférieur dans le domaine I est décrit (il n'affleure que rarement et nous n'avons pas pu l'observer) comme une succession monotone de carbonates dans laquelle s'intercalent parfois des niveaux d'évaporites (*Ulmishek, 2001*). Ces formations témoignent de l'installation au Cambrien inférieur et au niveau des hauts de socle actuels d'une plateforme carbonatée peu profonde et même régulièrement proche de l'émersion.

Nous avons là une nouvelle preuve de la persistance de ces hauts de socle relatifs et donc de la topographie du socle du craton au cours de l'histoire de Patom. En effet, les niveaux d'évaporites du Cambrien inférieur observés en domaine I disparaissent rapidement lorsqu'on s'approche de la fosse de Pred-Patom et de la zone frontale (domaine II). Ils laissent place à des alternances de dépôts de plateforme et de milieu plus profond (carbonates massifs et pélitiques). Ces dépôts sont observables en particulier sur la coupe de Nokhtuisk (cf. log de détail, Fig. 24), en continuité avec les séries vendiennes ainsi que le long de la rivière Bolchoï Patom. En l'absence des niveaux de sel, la limite Vendien – Cambrien est ici déterminée grâce à des arguments biostratigraphiques (*Khomentovsky et al., 2004*). Les courbes isotopiques ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) ne sont en revanche pas concluantes dans la région

Figure 19. Alternances de pélites et carbonates (a à e) et calcaires massifs (f et g) de la formation Nokhtuisk (Cambrien inférieur, fosse de Pred-Patom et zones internes).

Figure 20. Carbonates et pélites de la formation Tolbachan (Cambrien inférieur, fosse de Pred-Patom).

(*Pokrovskii et al., 2006a, 2006b*). Cette limite est bien visible sur le terrain. Le Cambrien inférieur montre ici deux grandes formations :

- la formation Nokhtuisk (Fig. 19), qui présente une alternance très rythmée de pélites carbonatées rouge sombre, lie-de-vin ou verdâtre et de bancs calcaires gris clairs plus ou moins massifs. De nombreux stromatolites peuvent être observés dans ces calcaires, ainsi que des colonies algaires, ces dernières formant parfois des lamines très fines. Cette formation ressemble à la formation Tinnaya mais les alternances pélites-bancs calcaires sont ici moins régulières et les niveaux pélitiques sont plus souvent prédominants.
- la formation Tolbachan (Fig. 20), alternant des pélites jaunes et des calcaires gris massifs, puis qui laisse place dans le haut de la séquence à une succession de barres calcaires. On observe là encore de nombreux stromatolites et algues. Quelques niveaux brèchiques sont également à signaler.

Malgré un probable épisode transgressif à la base du Cambrien dans la fosse de Pred-Patom (correspondant *grosso modo* à la formation Nokhtuisk), la régression du premier ordre enregistrée depuis le Riphéen semble se poursuivre de manière généralisée dans la région. A l'inverse, cette régression n'est pas marquée dans les zones internes de la chaîne (domaine IV) où les affleurements de Cambrien qui ont pu être observés sont constitués de barres calcaires massives à stromatolites et algues (Fig. 19f et 19g). L'épaisseur de ces barres calcaires est importante comparée à celle cumulée des formations du Cambrien inférieur de la fosse de Pred-Patom. Il y a donc mise en place d'une sédimentation de plateforme stable au niveau de la zone de suture à cette période.

II.3.2. Le Cambrien moyen et supérieur

Les séries du Cambrien moyen et supérieur sont nettement moins développées que sa partie inférieure. S'il s'agit simplement d'épaisseurs moindres sur les hauts de Nepa (1500 m minimum), il y a sans doute une lacune importante dans la fosse de Pred-Patom, où le Cambrien moyen paraît absent. Cette lacune est cependant difficile à estimer, en l'absence de datations précises. Quant aux zones internes, elles ne montrent aucun sédiment postérieur aux calcaires massifs du Cambrien inférieur. Dans le domaine I, cette deuxième partie du Cambrien est en fait assez semblable à la première, avec une succession de carbonates massifs (principalement des dolomies) alternant encore avec quelques niveaux de sels, mais également avec des passées très marneuses. Le milieu de dépôt reste donc similaire. Dans le domaine II, le Cambrien supérieur est sensiblement différent, en particulier au front Nord de la chaîne (notamment dans la région de la rivière Bolchoï Patom). On y observe tout d'abord des calcaires noirs finement lités à stromatolites et niveaux bréchiques (Fig. 21) évoluant latéralement en grosses barres de calcaires bréchiques (fosse de Pred-Patom, Nord de la chaîne). Cette formation est surmontée par des évaporites (latéralement par des pélites rouges, observées le long de la Lena au

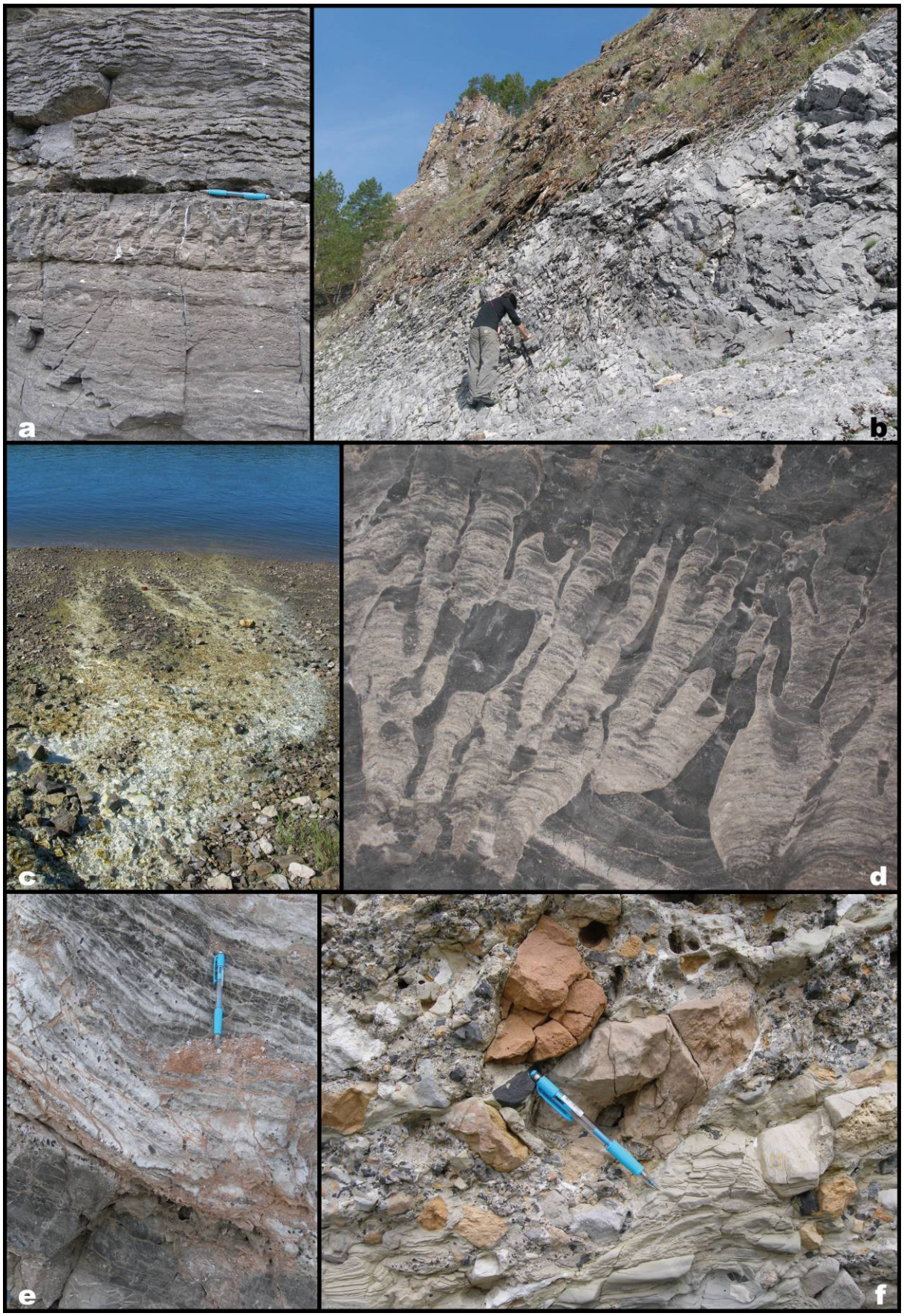


Figure 21. a et b : dolomies massives, c : source riche en sulfate sur les berges de la Lena, d : calcaires noirs à stromatolites, e : évaporites, f : brêche polygénique, (Cambrien supérieur, fosse de Pred-Patom et zone frontale).

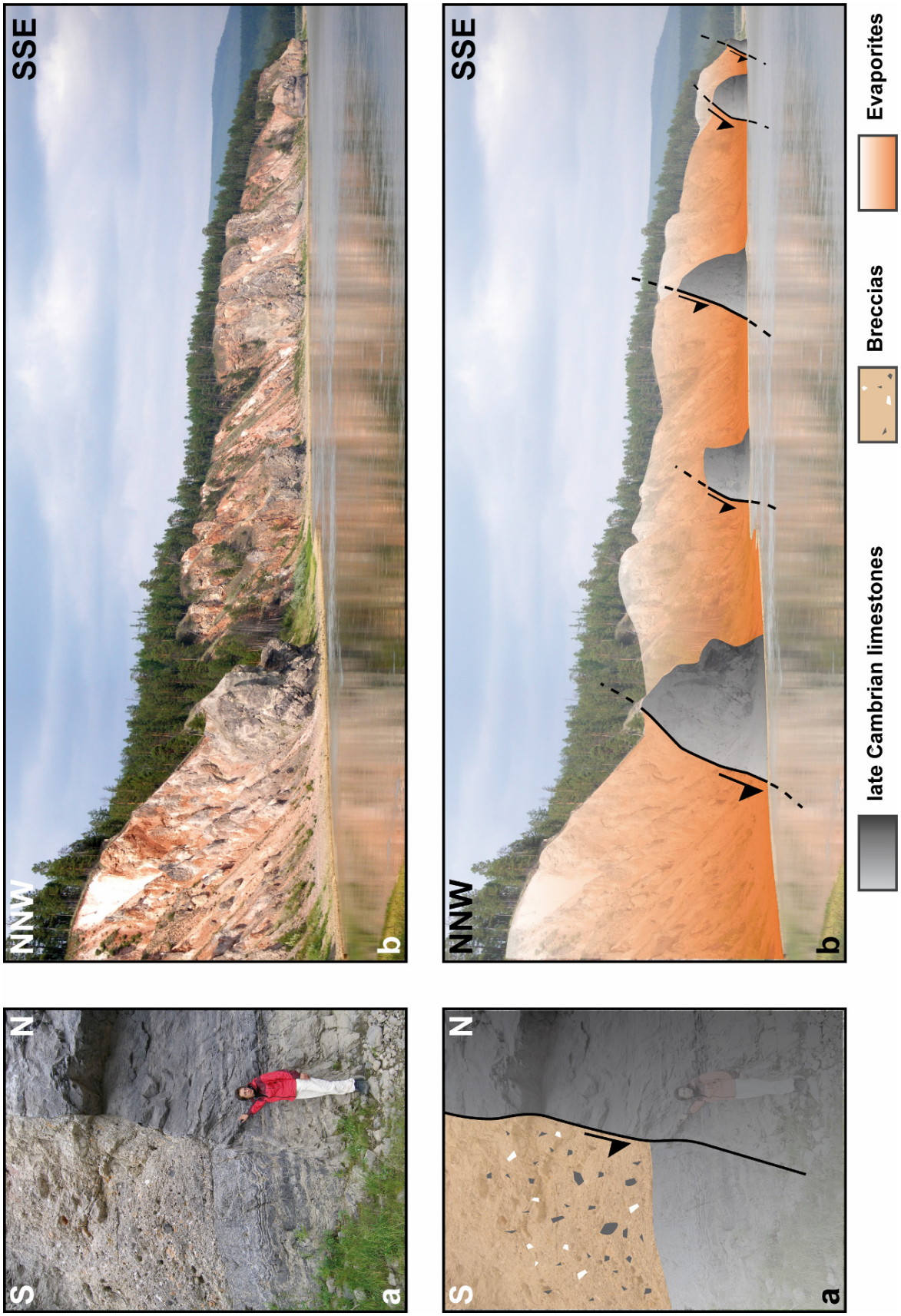


Figure 22. Système de blocs basculés observé le long de la rivière Bolchoï Patom et séquence associée (Cambrien supérieur, zone frontale).

Nord-Est de la chaîne) elles-mêmes suivies d'une barre dolomitique plus ou moins développée. Dans le cas de Bolchoï Patom, cette succession caractéristique est associée à intervalles réguliers à des failles normales syn-sédimentaires limitant des petits blocs basculés (Fig. 22). Elle met donc en évidence une phase d'extension avec une déstabilisation de la plate-forme carbonatée à stromatolites (slumps, brèches) liée au jeu des failles normales et associée à des niveaux de brèches et d'anhydrite. On ne retrouve pas le même type de séquence dans le reste de la fosse de Pred-Patom (c'est-à-dire dans ses parties Ouest et Sud), où le Cambrien supérieur est dominé par d'épaisses barres de dolomies massives. Dans la majeure partie de l'avant-pays de Patom, ce niveau compétent arme la topographie et souligne les anticlinaux. Les dépôts salifères nombreux sur les hauts de Nepa ou plus localisés dans le Nord de la fosse n'ont pas été directement observés lors des missions de terrain dans les parties Ouest et Sud de la fosse. Cependant leur présence est suggérée par la présence dans certains secteurs de sources riches en sulfates sur les berges de la Lena (Fig. 21c). En résumé, le Cambrien supérieur de Patom semble s'être déposé dans un contexte sédimentaire proximal à très proximal (voire périodiquement émergé) généralisé au niveau de l'actuel avant-pays (domaines I et II). La fin du Cambrien est marquée dans toute la région par une série (épaisseur ??) de pélites rouges gréseuses probablement continentales.

II.4 – L'Ordovicien et le Paléozoïque moyen à supérieur

Les séries décrites ci-dessus, du Riphéen au Cambrien, constituent l'essentiel de la couverture sédimentaire actuelle du système de Patom. A l'Ordovicien comme pour le reste du Paléozoïque, on observe en effet des séquences beaucoup moins développées et même souvent absentes dans la plus grande partie de notre zone d'étude. La limite entre le Cambrien et l'Ordovicien n'est pas évidente à tracer sur le terrain et ne correspond ni à une discordance ni à un changement majeur dans la sédimentation. Cette limite est placée en Sibérie à la base de la formation Ust-Kut (ou de ses équivalents latéraux).

II.4.1. L'Ordovicien

L'Ordovicien est présent comme le Cambrien dans pratiquement tout l'avant-pays de Patom, mais il affleure mal et est surtout beaucoup moins épais. Dans les zones traversées lors des missions de terrain, seule la base du système constituée des grès rouges massifs de la formation Ust-Kut est visible (Fig. 23). Cette formation résistante à l'érosion marque souvent la topographie, dessinant les grands synclinaux perchés de la fosse et de l'avant-pays, ou formant des plateaux (Fig.). Elle présente le plus souvent des stratifications entrecroisées au sein de bancs massifs d'épaisseur variable, et parfois des

Figure 23. Grès rouges à stratifications entrecroiséés (a à d) et traces de cristallisation de sel (Ordovicien inférieur, fosse de Pred-Patom).

passées plus pélitiques où l'on observe des fantômes de sel ("glyptomorphes", Fig. 23e). Ces éléments sont les preuves d'un maintien proche de l'émersion au début de l'Ordovicien.

Le reste de l'Ordovicien inférieur (formation Chunsk) est également gréseux, et atteint par endroit 200 à 300 m d'épaisseur (au Sud de la fosse de Pred-Patom notamment) mais nous n'avons pas pu l'observer. La limite Ordovicien inférieur – Ordovicien moyen est soulignée dans la fosse de Pred-Patom et l'avant-pays par une surface d'érosion (*Kuznetsov et al., 1982*). Celle-ci n'est probablement pas liée à un évènement tectonique local (il n'y a pas de discordance angulaire) mais pourrait indiquer une émersion complète de la zone et le stade ultime de la régression observée depuis la fin du Cambrien (voire au premier ordre depuis le Riphéen terminal). Les séries qui suivent cette surface d'érosion à l'Ordovicien moyen et supérieur sont décrites comme essentiellement carbonatées (*Kuznetsov et al., 1982*).

II.4.2. Le Paléozoïque moyen à supérieur

Les dépôts paléozoïques postérieurs à l'Ordovicien sont actuellement absents de la quasi-totalité du système sédimentaire de Patom, ce dernier étant recouvert dans la partie la plus occidentale de l'avant-pays par le Permo-Trias, et plus généralement (mais toujours dans les zones les plus externes) par les carbonates de plateforme du Jurassique. Dans les deux cas on observe une discordance angulaire importante, qui est la première depuis la transition Riphéen-Vendien. Il n'existe pas non plus au Paléozoïque moyen ou supérieur d'indices de sédimentation syntectonique. La séquence du Silurien au Carbonifère se limite aux "formations" suivantes :

- la série siluro-dévonienne dont l'extension se cantonne au cœur des grands synclinaux du Nord de la fosse de Pred-Patom. Le Silurien a pu être observé sur un unique affleurement de calcaires massifs, en bancs peu épais, à proximité de Lensk (Fig. 29). Les études précédentes sur la stratigraphie du Paléozoïque moyen dans la région suggèrent que l'avant-pays de Patom était alors en dehors des limites d'extension de ces dépôts qui se localisaient au niveau du bassin silurien de Sibérie (*Artyushkov et Chekovich, 2001, 2002, 2004; Tesakov, 2004*). Nous verrons grâce à l'analyse des traces de fission sur apatites réalisée dans la fosse de Pred-Patom qu'il n'en est rien, et qu'il y a bien eu une sédimentation siluro-dévonienne dans l'avant-pays, qui a été érodée depuis. Par ailleurs, l'étude de la stratigraphie du fossé de Vilyui met en évidence une phase de sédimentation entre le Frasnien et le Tournaisien (Dévonien supérieur à début Carbonifère) dans le rift aulacogène, probablement réactivé à cette période (*Milanovsky, 1981; Gusev et Shpount, 1987; Zonenshain et al., 1990; Lobkovsky et al., 1996; Cocks et Torsvik, 2007*). Ces dépôts recouverts par les séries jurassiques n'ont pu être observés.
- le Carbonifère inférieur, présent uniquement en bordure Ouest de notre zone d'étude et qui n'a pas été observé sur le terrain.

Les sédiments post-Ordovicien sont donc très peu présents dans la région étudiée. Pour cette raison, je ne les ai pas représentés sur les logs de terrain. Ils apportent néanmoins des informations importantes puisque leur implication dans la déformation de Patom permet de restreindre l'âge de la collision principale et la structuration de la chaîne à la période du Carbonifère (cf. Etude structurale, I.2.).

II.5 – la coupe de Nokhtuisk

Les séries du Riphéen terminal jusqu'à la base de l'Ordovicien sont observables en continu grâce à plusieurs affleurements exceptionnels le long de la Lena, notamment sur la coupe dite de Nokhtuisk entre les localités de Lensk et Matsha (au Nord de la fosse de Pred-Patom). Ces affleurements ont d'ailleurs fait l'objet de descriptions détaillées en particulier pour le Vendien au niveau de l'anticlinal d'Ura (*Pelechaty, 1998*). Un log de terrain exhaustif du Riphéen terminal à la base de l'Ordovicien pour la région de Nokhtuisk est présenté ici (Fig.24).

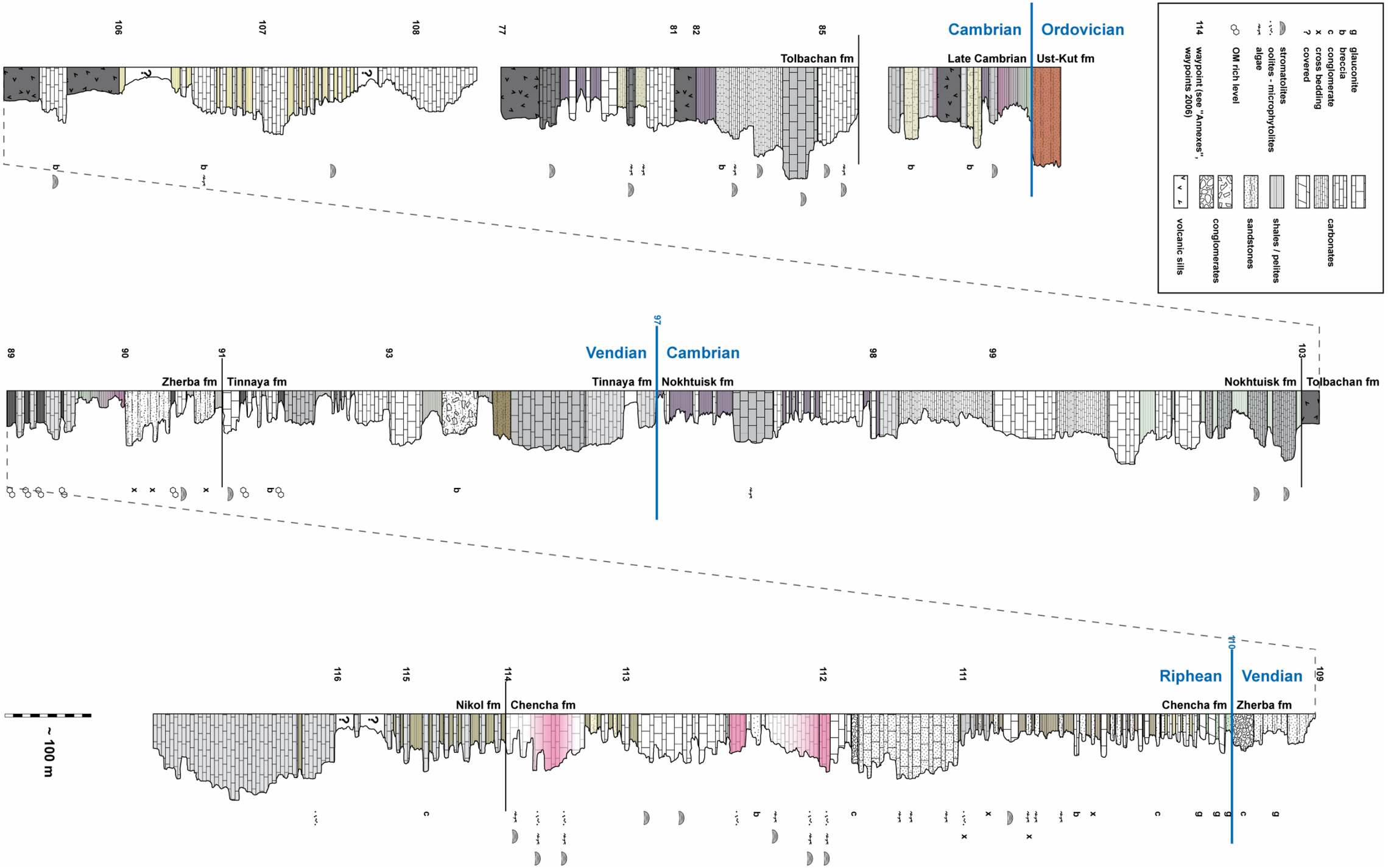

g glauconite
b breccia
c conglomerate
x cross bedding
? covered
stromatolites
oolites - microphytolites
algae
OM rich level
114 waypoint (see "Annexes", waypoints 2006)
carbonates
shales / pelites
sandstones
conglomerates
volcanic sills
Cambrian
Ordovician
Late Cambrian
Ust-Kut fm
Tolbachan fm
Vendian
Cambrian
Tinnaya fm
Nokhtuisk fm
Zherba fm
Tinnaya fm
Nokhtuisk fm
Tolbachan fm
Riphean
Vendian
Nikol fm
Chencha fm
Chencha fm
Zherba fm
~ 100 m

Figure 24. (page précédente) log de détail du Riphéen supérieur à l'Ordovicien basal le long de la coupe de Nokhtuisk, rivière Lena, Nord de la fosse de Pred-Patom.

II.6 – Biostratigraphie

L'étude menée conjointement par Svetlana Anisimova (ICT d'Irkutsk) dans le cadre de ce projet s'est concentrée sur les aspects biostratigraphiques. Un important travail d'échantillonnage a été effectué lors de nos trois missions de terrain et vient compléter les nombreuses observations précédemment réalisées par Svetlana dans la région. Cette étude n'a pas encore fourni tous ces résultats mais apporte déjà des éléments d'importance, en particulier la répartition stratigraphique du Riphéen moyen (Ballaganakh group) au Cambrien inférieur des espèces identifiées de stromatolites (Tableau 1) et de microphytolites (Tableau 2) pour la région de Patom. Celle-ci a été établie grâce à une corrélation des informations bibliographiques et de nos propres relevés. Elle valide donc en partie la synthèse présentée ici, d'abord car elle coïncide avec la stratigraphie relative des formations décrites plus haut, ensuite parce que les observations de terrain en sont confortées.

Tableau 1. Répartition stratigraphique des espèces identifiées de stromatolites pour la région de Patom.

PERIOD	**MID. RIPHEAN**				**UP. RIPHEAN**					**VEND.**		**CA.**
SYSTEM	**Ballaganakh**				**Dal'nyaya**			**Zhuya**		**Yudoma**		**Atd.**
Formation	hr	hv	bg	mr	dž	br	vl	nk	čn	žr	tn	nh
STROMATOLITES												
Baicalia mariinica (1)				***		***						
Baicalia valuchtenia (1)							***					
Baicalia prisca (1)				***		***						
Baicalia baicalica (2)							***					
Baicalia nitchatica (1)							***					
Baicalia rara (3)							***					
Baicalia aff. lacera (3)							***					
Gongyllna differenciata (4)				***								
Gongyllna zonata (4)						***						
Compactocollenia sar. (5)						***						
Compactocollenia tch. (1)				***								
Conophyton garganicus (5)				***		***						
Conophyton cadilnicus (5)							***					
Conophyton cylindricus (6)						***						
Conophyton metula (5)							***					
Conophyton lituus (6)						***						
Sratifera sarmensis (1)							***					
Stratifera baracunica (1)						***						
Stratella goloustenella (1)				***		***						
Stratifera undata (4)				***								
Jacutophyton ramosum (7)				***			***					
Jacutophyton multiforme (7)							***					
Anabaria visenda (1)				***		***						
Omachtenia omachtensis (8)				***								
Parmites aimicus (8, 7)							***					
Kussiella netcherica (1)				***								
Svetliella ovgolica (1)							***					
Izeria tchentcha (1)									***			
Izeria gigantea (1)									***			
Izeria aff.tjomusi (2)									***			
Patomia ossica (2)									***			
Tinnia patomica (1)									***			
Tinnia punctata (1)									***			
Tinnia tchaja (1)									***			

Dgerbia grumulosa (1)										***		
Linella ukka (2)												***
Boxonia knjasevi (1)												***
Boxonia allachjunica (4, 3)												***
Collumnaefacta elongata (5)												***
Collumnaefacta vulgaris (9)												***
Paniscollenia tinica (1)											***	
Paniscollenia emergens (4)											***	
Sratifera assueta (1)											***	***
Stratifera spatiosa (1)												***
Stratifera praepiata (1)												***
Collumnacollenia tigris (5)											***	***
Colleniella singularis (4, 3)												***
Jurusania judomica (4, 10)										***		***
Sacculia ovata (5)											***	
Collumnaefacta minuta (1)												***

Tableau 2. Répartition stratigraphique des espèces identifiées de microphytolites pour la région de Patom.

PERIOD	**MID. RIPHEAN**				**UP. RIPHEAN**					**VEND.**		**CA.**
SYSTEM	**Ballaganakh**				**Dal'nyaya**			**Zhuya**		**Yudoma**		**Atd.**
Formation	hr	hv	bg	mr	dž	br	vl	nk	čn	žr	tn	nh
MICROPHYTOLITES												
Osagia acerba (11)							***					
Osagia composita (12)						***						
Osagia columnata (13)							***					
Osagia col. ba. (11)							***					
Osagia col. ov. (11)							***					
Osagia ten. (13)				***		***						
Osagia donatella (5)							***					
Osagia tchaica (11)							***					
Osagia ten. bona (1)					***	***						
Osagia undosa (13)							***					
Osagia torta (14)							***					
Osagia decimana (11)							***					
Osagia lamellata (5)				***		***						
Osagia caudata (5)												***
Osagia aculeata (12)									***			
Osagia crispa (12)									***			
Osagia recta (15)										***		
Osagia grandis (12)									***			
Osagia nersirica (11)									***			
Osagia rosica (14)									***			
Osagia globulosa (5)											***	***
Osagia corticosa (16)											***	***
Osagia minuta (12)											***	***
Osagia monolam. (12)											***	***
Osagia senta (12)											***	
Vesicularites elo. (17)							***					
Vesicularites raa. (17)							***					
Vesicularites com. (12)				***	***	***						
Vesicularites flex. (13)				***	***	***						
Vesicularites vap. (17)							***					
Vesicularites kur. (11)							***					
Vesicularites (2, 17)							***					
Vesicularites spi. (1)					***	***						
Vesicularites tun. (16)						***						
Vesicularites bre. (11)						***						
Vesicularites mar. (1)				***		***						

Vesicularites ing. (11)						***						
Vesicularites con. (11)							***					
Vesicularites ova. (12)									***			
Vesicularites cra. (12)											***	***
Vesicularites bot. (13)											***	***
Vesicularites eno. (12)											***	***
Vesicularites con. (12)											***	***
Vesicularites lob. (13)											***	***
Vesicularites con. (12)												***
Vesicularites ret. (16)											***	***
Vesicularites obs. (12)												***
Vesicularites rec. (12)											***	***
Asterosph. mul. (15)								***	***			
Asterosph. def. (12)								***	***			
Asterosph. eme. (11)								***	***			
Asterosph. flor. (12)								***	***			
Asterosph. hum. (12)								***	***			
Asterosph. leg. (12)								***	***			
Asterosph. prim. (15)									***			
Asterosph. ser. (12)									***			
Asterosph. stel. (16)									***			
Asterosph. usi. (15)								***	***			
Asterosph. rad. (5)												***
Radiosus aculeatus (12)								***	***			
Radiosus badius(12)									***			
Radiosus crustosus (12)								***	***			
Radiosus derosus (11)								***	***			
Radiosus elongatus (12)								***	***			
Radiosus incertus (11)									***			
Radiosus limpidus (12)								***	***			
Radiosus lvitreus (12)									***			
Radiosus modestus (15)								***	***			
Radiosus prae. (12)									***			
Radiosus ravidus (12)									***			
Radiosus stirpitus (12)								***	***			
Radiosus sph. (12)									***			
Radiosus tenuis (12)									***			
Radiosus zoja								***				
Radiosus exilis (14)								***				
Radiosus ten. (12)									***			
Vesicularia circ. (5)							***					
Vermiculites irr. (13)											***	***
Vermiculites anf. (12)								***	***			
Vermiculites tor. (12)											***	***
Volvatella vadosa (12)											***	***
Volvatella zonalis (16)											***	***
Volvatella horridus (12)											***	***
Volvatella obsoleta (16)											***	***
Nubecularites abu. (12)											***	***
Nubecularites uni. (12)								***	***			
Nubecularites def. (11)									***			
Nubecularites cat. (13)												***
Glebostes gentilis (12)								***	***			
Glebostes gut. (12)								***	***			
Glebostes gleb. (13)								***	***			
Medularis ova. (16)											***	***
Medularis lin. (16)											***	***
Hieroglyphites len. (15)									***			
Balcanvella bal. (15)									***			
Balcanvella sim. (15)									***			

III – Apports de la stratigraphie à l'étude régionale

III.1 – Stratigraphie mécanique

Le log stratigraphique peut permettre d'estimer les caractéristiques mécaniques des différentes unités. En particulier, l'identification des niveaux de décollement potentiels permettra de mieux calibrer l'étude structurale. Parmi ces niveaux, les dépôts d'évaporites sont les candidats les plus évidents. L'échelle stratigraphique de la région de Patom en dénombre principalement trois (Fig. 9) :

- le plus ancien n'a à notre connaissance jamais été décrit. Il a été observé dans le Riphéen terminal du Mama-Bodaibo foredeep. La déformation intense en cisaillement simple observée contraste avec celle nettement plus faible des séries sous-jacentes, et atteste de l'activité de cette formation comme niveau de décollement. L'épaisseur totale de cette formation est difficile à estimer, de même que son extension latérale (fig. 15f).
- le deuxième et probablement le plus important caractérise la base du Cambrien sur les hauts de socle, où les épaisseurs sont les plus importantes . Cette série constitue un niveau de décollement idéal pour permettre la propagation des déformations sur la plateforme sibérienne. Cette caractéristique ne peut cependant qu'être supposée en l'absence d'observations à l'affleurement. La récurrence des dépôts salifères dans toute la séquence du Cambrien inférieur joue sans doute aussi un rôle majeur dans ce sens, même si il s'agit de niveau moins développés.
- le troisième correspond au Cambrien terminal, où l'on a observé localement un important niveau d'évaporites (gypse et anhydrite, Fig. 21e). L'extension latérale de cette formation paraît, en l'état des observations de terrain, limitée au Nord de la chaîne. Le Cambrien supérieur au-delà de cette zone (domaine I) montre encore quelques alternances de niveaux salifères, d'épaisseurs moindres mais qui contrairement à ceux du Cambrien inférieur existent aussi dans la fosse de Pred-Patom.

D'autres types de lithologies peuvent jouer le rôle de niveaux de décollement (marnes, shales) (Fig. 9). De tels niveaux à faible compétence sont relativement nombreux dans la pile sédimentaire de Patom. Par exemple, les épais dépôts glaciaires de la formation Dzhemkukan semblent avoir des conséquences importantes sur la déformation dans l'avant-pays de Patom. Comme le montre le volet structural de ce travail (cf. Etude structurale, III.), la formation Dzhemkukan constitue en effet le principal niveau de décollement qui fonctionne dans la fosse de Pred-Patom. A l'affleurement, les greywackes fins qui forment la matrice des tillites et diamectites sont aujourd'hui très indurés (Fig. 11) mais cette lithologie principalement argileuse fait des dépôts glaciaires un niveau de décollement probable si l'on considère cette induration comme tardive. De plus, ce fait est commun et observé dans de nombreux autres exemples. Certaines autres formations ont conservé une rhéologie très faible.

C'est le cas notamment des shales sombres de la formation Zherba (Vendien inférieur, Fig. 16c et 16d), ainsi que des niveaux de marnes fréquemment rencontrés dans le Cambrien supérieur de la fosse de Pred-Patom. Dans ce dernier cas le fonctionnement en tant que niveau de décollement est avéré grâce aux observations de terrain qui montrent bien un bourrage des marnes au cœur des anticlinaux (cf. Etude structurale, *II.1.2.*).

III.2 – Aspects géodynamiques

Les séries sédimentaires décrites ci-dessus témoignent de l'histoire géodynamique à l'échelle régionale du système de Patom. Cette synthèse confirme les grands traits connus de l'évolution locale (*Delvaux et al., 1995; Dobretsov et al., 2003; Gordienko et al., 2006; Yarmolyuk et al., 2006; Zhmodik et al., 2006; Stanevich et al., 2007*) en y apportant des précisions :

1. L'amincissement progressif des séries riphéennes jusqu'à leur disparition complète vers le domaine I, et leur développement très important au niveau de la zone centrale témoigne de l'existence d'une marge en bordure du craton sibérien à la fin du Riphéen.
2. L'importance des dépôts du Riphéen terminal de la formation Valukhtin ajoutée à la nature de cette sédimentation montrent que le bassin est alors lié à une activité tectonique (il peut donc bien être qualifié de "foredeep"). La marge sibérienne dans la région n'est donc déjà plus une marge passive à la fin du Riphéen, c'est à dire à partir de la limite entre les formations Barakun et Valukhtin.
3. L'absence de sédiments correspondant à ces formations du Riphéen terminal dans les zones internes de Patom, et leur présence dans la fosse de Pred-Patom suggère que la zone de suture au sens large (alors zone de subduction) était la source des importants dépôts détritiques qui alimentent le Mama-Bodaibo foredeep.
4. Il n'y a aucune discordance angulaire au sein des séries riphéennes observées, la première phase de déformation dans la région de Patom est donc clairement post-riphéenne.
5. Cette première phase de déformation est marquée par la discordance régionale de la limite Vendien-Riphéen, correspondant à l'âge présumé de l'obduction dans cette zone. Cette discordance ne s'exprime qu'à grande échelle (et n'est jamais visible sur le terrain) dans les domaines les plus externes par ailleurs dépourvus de sédimentation syntectonique. Il apparaît donc que le stade initial de collage tectonique (ou première phase de "collision") qui intervient au Vendien entre le microcontinent Barguzin et le craton sibérien n'induit pas de déformations significatives et ne permet pas la formation d'une chaine de montagnes telle que celle que l'on observe aujourd'hui.
6. Les fortes épaisseurs de molasses du Vendien inférieur dans les zones internes prouvent néanmoins la formation d'un relief continental et d'un bassin flexural associé. Ce bassin

molassique et l'érosion qui l'alimente restent actifs jusqu'à la fin du Vendien, témoignant d'une activité orogénique au Sud de la suture et de la chaîne actuelle.

7. Contrairement à l'hypothèse communément avancée (*Delvaux et al., 1995*), la sédimentation dans le Mama-Bodaibo foredeep n'a probablement pas cessé lors de ce premier stade d'accrétion. L'existence d'un niveau de décollement très déformé au Riphéen terminal dans cette zone plaide en effet pour la présence de séries post-riphéennes d'épaisseur non négligeable. Si l'inversion du Mama-Bodaibo foredeep s'est produite dès le Vendien, celui-ci n'a pas été totalement émergé.
8. Une période de quiescence tectonique s'ensuit de la fin du Vendien au Cambrien terminal, mise en évidence par une sédimentation de plateforme carbonatée généralisée à tout le système de Patom, y compris dans les zones internes.
9. Les dépôts terrigènes ou évaporitiques qui marquent la fin du Cambrien et l'Ordovicien inférieur attestent d'un maximum régressif. Cette régression semble être associée à une déstabilisation de la plateforme (nombreuses brèches) liée à une phase d'extension fini-cambrienne. Des structures extensives syn-sédimentaires sont localement bien visibles. Cette phase d'extension n'avait jamais été décrite.
10. Le reste de la série paléozoïque (Silurien et Dévonien) est le plus souvent absent et sinon très peu développé. Ces dépôts sont préservés au cœur de certains grands synclinaux de la fosse de Pred-Patom où ils surmontent l'Ordovicien sans discordance angulaire. On ne peut donc pas conclure à un arrêt de la sédimentation lié à une activité orogénique dès le Paléozoïque moyen (comme le suggèrent *Delvaux et al., 1995*).
11. Le Carbonifère moyen à supérieur est totalement absent de l'avant-pays de Patom. Ce Hiatus entre le Carbonifère inférieur et les dépôts du Permien en discordance présents à l'Ouest de la zone d'étude pourrait correspondre à la phase de collision principale et de structuration de la chaîne de Patom.
12. Enfin, l'amincissement systématique des séries vers les hauts de socle actuels démontre la stabilité du craton et l'existence d'une morphologie générale au toit du socle inchangée depuis le Riphéen supérieur.

Le modèle géodynamique de Patom souffre encore de nombreuses lacunes, auxquelles bien sûr l'étude de la stratigraphie seule ne pourra pas pallier. Des datations absolues seraient nécessaires ainsi qu'un travail de corrélation beaucoup plus systématique (mais qui nécessiterait pour ce faire un travail sur des puits calibrés). Les autres parties de cette thèse consacrées notamment à l'évolution des reliefs viendront préciser ce modèle schématique.

ETUDE STRUCTURALE

I – Principales unités et structures de la chaîne de Patom

La morphologie de la région de Patom permet de distinguer deux grands domaines, la chaîne de montagnes d'une part, où les altitudes sont relativement élevées et homogènes (> 1200 m, d'où son appellation parfois de "Patom Highlands", Fig. 25) et son bassin d'avant-pays d'autre part, plus plat et d'altitude plus faible (< 600 m). La limite entre les deux domaines est franche et correspond à un front morphologique marqué. Au sein de ces deux zones, il est difficile de déterminer d'éventuelles subdivisions par l'analyse de la topographie. La géologie de surface montre en revanche des structures complexes. Un schéma structural détaillé (Encart), réalisé d'après la cartographie russe au 1/500.000 (*Kuznetsov et al., 1982*) et complété grâce à nos observations de terrain permet de présenter les principales unités qui caractérisent le système de Patom. La compréhension structurale de cette région repose également sur la connaissance de la morphologie du socle* cratonique sibérien grâce aux données de subsurface.

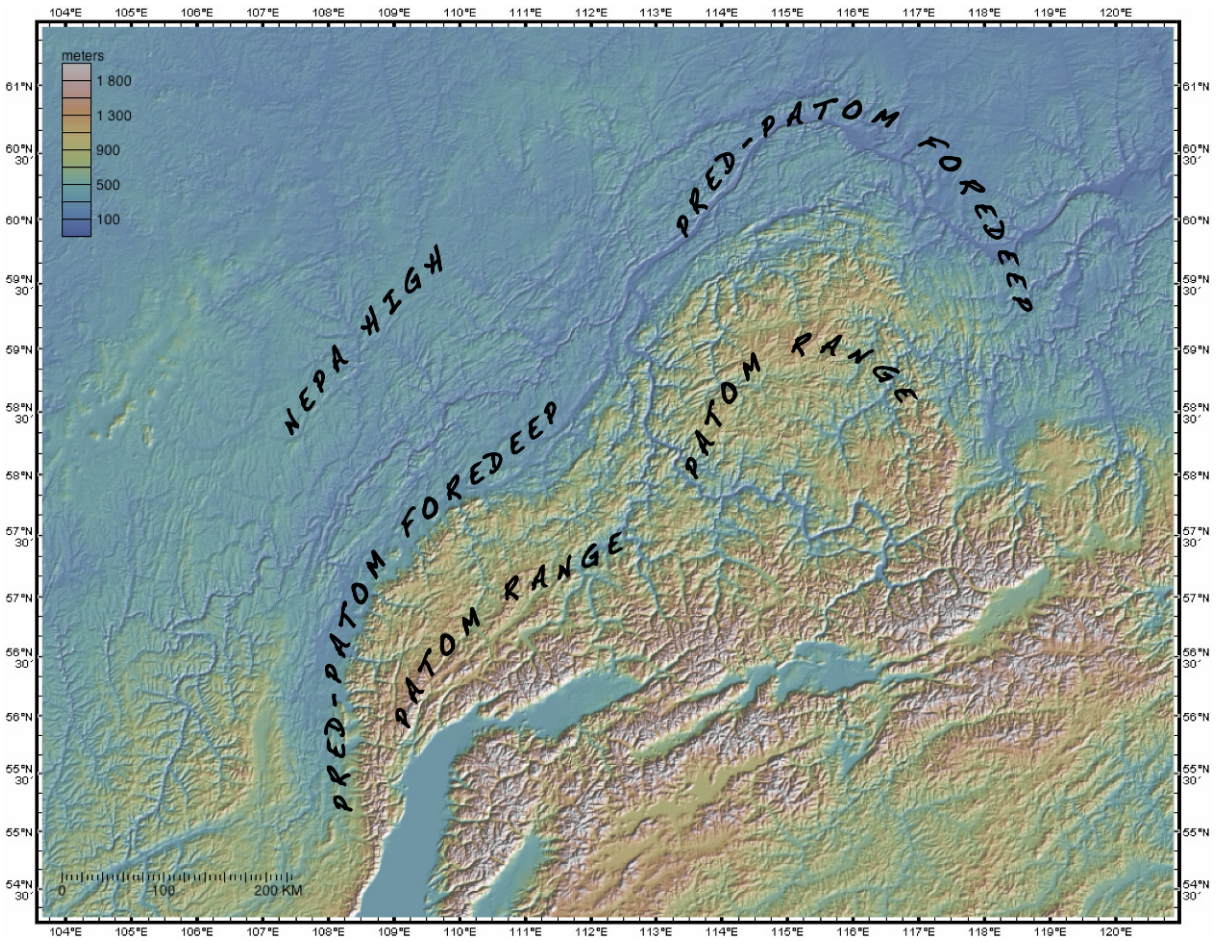


Figure 25. Topographie de la région de Patom (d'après *Smith et Sandwell, 1997*).

* Nous définirons ici le socle comme l'ensemble des roches cristallines archéennes à paléoprotérozoïques par opposition à sa couverture sédimentaire.

I.1 – Morphologie du craton sibérien

Dans le cadre du projet, nous avons pu disposer de cartes de synthèse représentant la bathymétrie du toit du socle de l'ensemble du craton sibérien. Ces informations sont issues d'une compilation de données géophysiques (gravimétrie et anomalies magnétiques) et de forages interpolés qui ne seront pas présentés ici. Bien que de faible résolution à l'échelle de notre zone d'étude, ces données permettent de présenter une image lissée de la "topographie" du socle (Fig. 26) qui apporte des informations structurales importantes. Dans la région de Patom, plusieurs grandes structures sont ainsi mises en évidence :

- A l'Est, une large zone où le socle est peu profond (< 1000 m) ou à l'affleurement. Elle correspond au bouclier d'Aldan – Stanovoy, bloc crustal qui, assemblé à l'ensemble formé par les blocs Olenek, Anabar, Magan et Tungus lors d'un épisode d'accrétion paléoprotérozoïque (1,95 à 1,85 Ga, *Rosen et al., 1994; Pisarevsky et Natapov, 2003*) fait maintenant partie du craton sibérien (cf. Introduction, II. et Fig. 3).
- A l'Ouest, un dôme étiré formant les "hauts de Nepa" ou "arche de Nepa". Situé en avant de la chaîne, ce haut de socle court sous l'avant-pays sur pratiquement toute sa longueur, à des profondeurs comprises entre 2500 et 1000 m. Cette structure ne semble pas définie tectoniquement (c'est-à-dire qu'il ne s'agit pas d'un horst ni d'un orogène ancien par exemple). Elle est d'autre part clairement antérieure à l'histoire de Patom et est restée un haut relatif au moins depuis le Riphéen, comme le montre l'étude de la stratigraphie (cf. Stratigraphie).
- Ces deux zones hautes sont séparées au Nord de la chaîne par le fossé de Vilyui, parfois très profond (plus de 8000 m). Il est interprété comme une relique d'un épisode de rifting lié à l'éclatement du supercontinent Rodinia et initié vers 900 à 950 Ma (*Dobretsov et al., 2003*), et a sans doute connu une réactivation au Dévonien supérieur – Carbonifère inférieur (cf. Stratigraphie, *II.4.2.*). Ce fossé est prolongé au Nord par le bassin de Vilyui, plus large et également très profond et dont les bordures raides sont dues à la présence de failles normales. Au Sud, le sillon de Vilyui débouche sur la partie la plus échancrée de la bordure du craton. Cette invagination caractéristique est appelée "Vitim embayment", du nom de la rivière Vitim qui traverse la chaîne du Sud au Nord avant de se jeter dans la Léna (Encart A).

Ces hétérogénéités sont toutes antérieures à la formation de la chaîne de Patom et ont une importance déterminante dans sa structuration. En premier lieu, la coïncidence du rift de Vilyui et de l'arc septentrional de Patom est flagrante : la présence de ce fossé encadré par deux hauts de socle est probablement responsable de la forme très incurvée de la partie Nord de la chaîne, celle-ci étant comme canalisée par le fossé sous-jacent (Fig. 26). Plus en détail, l'analyse structurale présentera plusieurs éléments montrant l'influence de cette morphologie héritée.

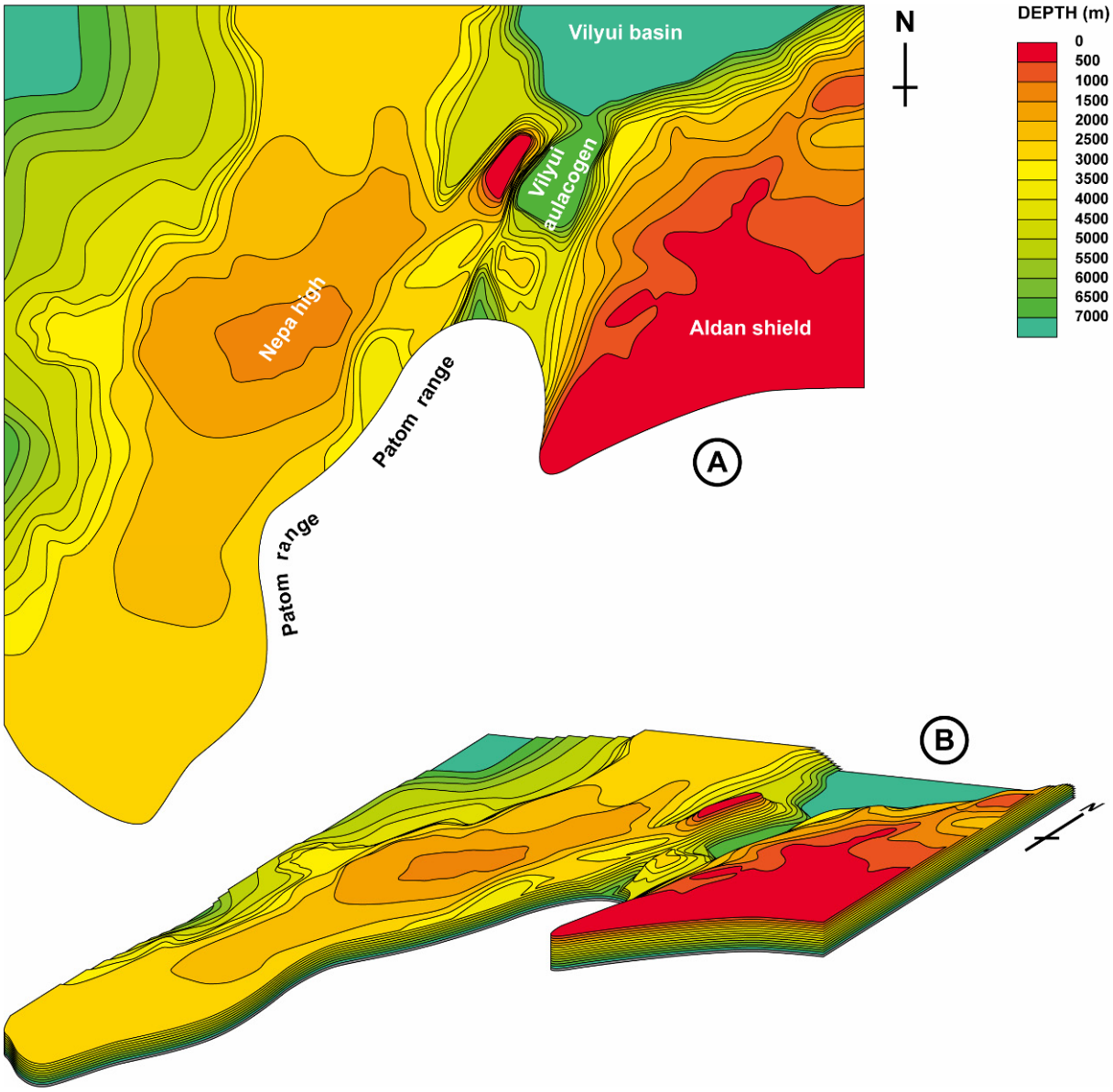


Figure 26. Bathymétrie du toit du socle dans la région de Patom (A : carte des isobathes et B : vue perspective de la morphologie du toit du socle).

I.2 – L'avant-pays

L'avant-pays de Patom peut être considéré comme une unité structurale à part entière. Il correspond en effet au socle et à la couverture du craton sibérien. Cette dernière est faiblement déformée (plissée et faillée). Elle ne montre pas de nappes, de séries métamorphisées ni d'accidents tectoniques majeurs qui soient associés à la formation de Patom. Le schéma structural permet toutefois de distinguer plusieurs grandes zones dans l'avant-pays (Encart A). La première de ces zones est la fosse de Pred-Patom, en avant du front de chaîne et donc qualifiée de "foredeep". Ce "foredeep" est

plus ou moins profond (cf. Stratigraphie et Fig. 26), très prononcé au Nord où il se surimpose au fossé de Vilyui et où l'épaisseur de sédiments dépasse 8000 m, et peu marqué au Sud de la Chaîne (2500 à 3000 m de sédiments au maximum), secteur où les hauts de socles sont proches de la bordure du craton et où la marge passive fut sans doute moins développée. La fosse de Pred-Patom se traduit dans la topographie par une bande localisée le long du chevauchement principal et d'altitude sensiblement plus faible que celle du reste de l'avant-pays. La couverture paléozoïque dans la fosse de Pred-Patom montre un plissement dominé par de grands synclinaux à cœur d'Ordovicien ou de Dévonien et pouvant atteindre 200 km de long. La deuxième zone visible est celle des hauts de socle de Nepa à l'aplomb desquels cette couverture, au contraire de la fosse de Pred-Patom, ne semble pas plissée. Enfin, dans une troisième zone située au-delà à l'Ouest des hauts de socle de Nepa, on observe des trains de plis réguliers, marqués par des anticlinaux étroits et resserrés associés à des chevauchements à vergence Ouest à Nord-Ouest. Ces structures forment un arc indiquant une propagation de la déformation vers l'Ouest jusqu'à 250 à 300 km au moins en avant du front de chaîne. Enfin dans le sillon de Vilyui, la déformation des séries paléozoïques (si elle existe) est scellée par les dépôts jurassiques et reste invisible en l'absence de données de subsurface. Il apparaît donc à l'échelle considérée que la déformation ne s'exprime pas de manière uniforme dans l'avant-pays de Patom.

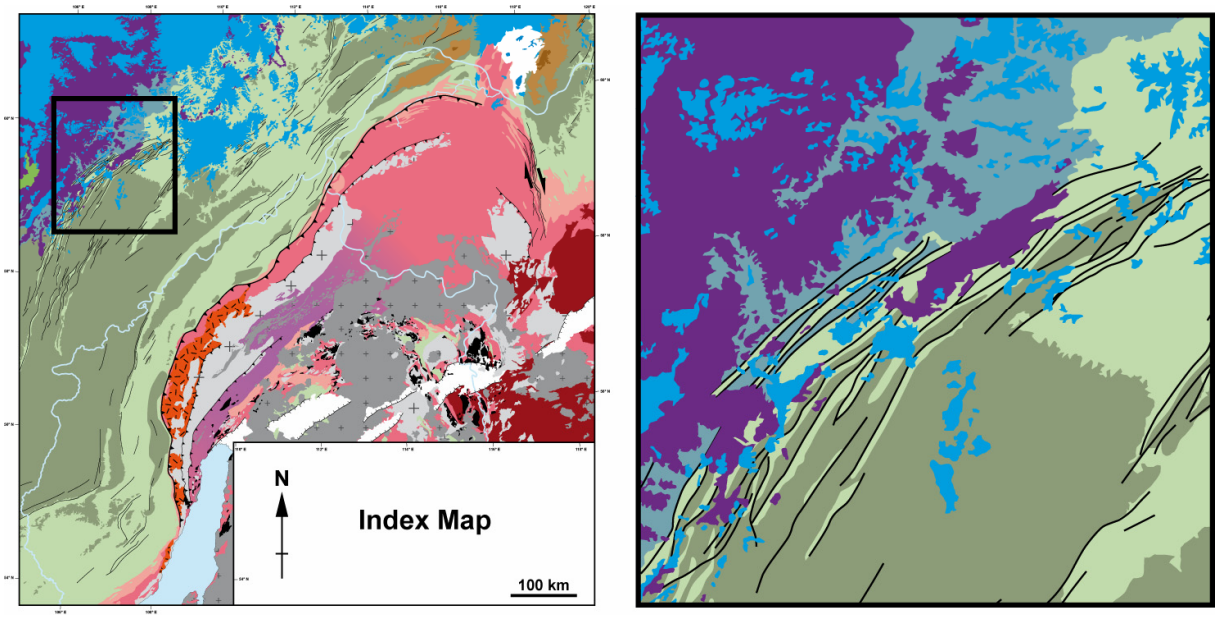


Figure 27. Localisation (à gauche) et schéma structural (à droite) de la zone plissée occidentale de l'avant-pays de Patom. La déformation met en évidence l'implication des séries du Carbonifère inférieur (en gris-bleu) dans la structuration de Patom, scellée ici par les dépôts du Permo-Trias (en violet), cf. légende complète sur le schéma structural, Encart A.

Hormis ces quelques variations, l'avant-pays de Patom présente une grande homogénéité, avec une couverture d'âge relativement uniforme (Riphéen supérieur à Carbonifère inférieur) et une déformation qui reste faible. A sa périphérie, ce système est surmonté par deux unités importantes: (1)

à l'Ouest, par les dépôts du permien, eux-mêmes recouverts par les trapps de Sibérie (Fin Permien – début Trias) en discordance sur le Carbonifère inférieur déformé; (2) au Nord et à l'Ouest par le Jurassique, également en discordance et qui scelle la déformation paléozoïque. La cartographie géologique apporte donc une contrainte forte sur l'âge de la déformation de l'avant-pays, qui intervient entre le Carbonifère inférieur et le Permien. Malgré cette donnée, visible uniquement à l'extrémité Ouest du système (Fig. 27), il n'est que très rarement fait mention d'une structuration aussi récente de la chaîne de Patom (*Parfenov et al., (1995)* évoquent une tectonique permienne), celle-ci étant plus souvent estimée entre le début du Paléozoïque (*Pisarevsky et Natapov, 2003*) et le Dévonien (*Berzin et Dobretsov, 1994; Delvaux et al., 1995*).

I.3 – La chaîne

Ce second domaine est séparé du premier par le chevauchement principal du système de Patom, chevauchement qui coïncide avec le front topographique et définit pour une large part la forme générale de la chaîne. Cette forme particulière, notamment l'arc resserré au Nord, reproduit les contours présumés du craton sibérien dans cette zone. Au contraire de l'avant-pays, la chaîne est composée de nombreuses unités imbriquées (Encart A) et elle ne présente pas une structure cylindrique, certaines unités disparaissant latéralement. Les unités qui la composent sont, d'Ouest en Est et du Nord au Sud :

- La terminaison Sud-Ouest du front de chaîne est constituée par un mélange de roches volcaniques et métamorphiques considéré comme le vestige d'un orogène paléoprotérozoïque connu sous le nom d'Akitkan et formé il y a 1,85 ou 1,95 Ga (*Zhao et al., 2002; Pisarevsky et al., 2007; Donskaya et al., 2009*). L'unité d'Akitkan forme un ruban en arrière du chevauchement principal dans sa partie Sud-ouest, elle représente l'unique zone d'exposition de cet orogène et constitue la majeure partie de la chaîne de Patom à cet endroit. Vers le nord, l'unité d'Akitkan n'est plus visible à l'affleurement, mais les données géophysiques suggèrent sa présence sur environ 1500 km de long et 50 à 250 km de large à travers le craton sibérien, le long du sillon de Vilyui (*Rosen et al., 1994; Griffin et al., 1999; Zhao et al., 2002; Donskaya et al., 2009*). L'âge de l'orogène d'Akitkan correspond à celui de l'assemblage du craton sibérien (cf. I.1.) et est contemporain de la suture entre les blocs d'Aldan à l'Est et le reste de l'ensemble sibérien à l'Ouest. Cette hétérogénéité héritée est très probablement réactivée par le rifting aulacogène de Vilyui. Au sein de l'unité, les affleurements sont rares, mais ce mélange est la source de nombreux galets (principalement rhyolitiques) drainés par les affluents de la Lena dans cette zone.
- Le reste du front de chaîne correspond au chevauchement sur le bassin cratonique et sa couverture paléozoïque des séries riphéennes à vendiennes de la marge et du foredeep

précambriens. Les séries protérozoïques occupent l'essentiel de la partie Nord de Patom où elles forment l'unité du "Mama-Bodaibo foredeep" (domaine sédimentaire III, cf. Stratigraphie, I.). Cette unité se trouve dans la partie resserrée de l'arc de Patom et coïncide avec l'invagination prononcée du craton sibérien. Elle montre une continuité plus nette avec l'avant-pays, la transition (topographique et structurale) entre les deux étant moins abrupte que dans la région Sud-Ouest de la chaîne. La déformation des séries du Mama-Bodaibo foredeep est en effet dominée par de grands anticlinaux étroits et arqués parallèles aux plis observés dans la fosse de Pred-Patom.

- Au sein de ce bassin inversé et tout au long de la chaîne affleure une bande discontinue de socle pré-riphéen. Celle-ci, située en arrière du chevauchement principal, suit également la forme arquée du craton sibérien. Elle est constituée de granites et de gneiss et chevauche parfois (avec une vergence tournant selon la forme de la chaîne, toujours vers l'externe) les séries riphéennes ou l'unité d'Akitkan.
- Au Sud de la chaîne, contrairement à la région de Mama-Bodaibo, les reliques de la marge sibérienne se limitent à une étroite zone métamorphique, située en arrière des unités de socle et s'étendant du Mama-Bodaibo foredeep au Nord jusqu'au lac Baïkal au Sud. Constituée de métasédiments présentant parfois un degré de métamorphisme important (cf. *II.3.2.*), cette unité est néanmoins toujours cartographiée comme une unité sédimentaire.
- Les zones plus internes de la chaîne de Patom sont caractérisées par un important complexe granitique intrusif, le batholite "Angara-Vitim". Les auteurs proposent des âges variables pour ces granites : *Delvaux et al. (1995*) indiquent par exemple des intrusions siluriennes et dévoniennes, mais les datations les plus récentes montrent deux périodes distinctes de mise en place : 620 Ma (Vendien, *Dobretsov et al., 2003*) et 330 à 290 Ma (soit fin Carbonifère – début Permien, *Bukharov et al., 1992; Yarmolyuk et al., 1997; Tsygankov et al., 2007*).
- Parmi les structures préexistantes intrudées par ces granites, la zone de suture en particulier est bien visible sur le schéma structural, soulignée par des roches de complexes ophiolitiques. *Dobretsov et al. (2003)* distinguent deux ceintures ophiolitiques différentes, les ceintures de Nurundukan et de Baïkal-Muya, mais la plupart des auteurs les rassemblent sous la dénomination unique de "ceinture ophiolitique de Baïkal-Muya" (*Konnikov, 1991; Konnikov et al., 1993; Belichenko et al., 1994*). Cette suture témoigne de la présence au Riphéen supérieur de l'océan Paléoasiatique et constitue la limite entre la marge sibérienne au Nord et le microcontinent Barguzin au Sud. Comme la plupart des structures décrites jusqu'ici, la ceinture de Baïkal-Muya dessine une courbe qui suit la forme arquée de la chaîne et du craton sibérien. Elle est recouverte localement par des dépôts vendiens et cambriens.
- L'Est du système est pour une large part occupé par le socle archéen et la couverture protérozoïque à paléozoïque du bouclier d'Aldan (Figs. 3 et 26, Encart A). Contrairement au

socle protérozoïque du reste de la bordure du craton, il ne montre pas de structuration particulière liée à l'orogénèse de Patom.

- La dernière grande structure tectonique qui caractérise notre région d'étude est le système du rift Nord Baïkal. Cette zone d'extension active est marquée par une succession de bassins rhomboédriques recoupant la chaîne au Sud. Elle s'étend des monts Stanovoy à l'Est jusqu'à l'extrémité Sud-Ouest de la chaîne de Patom où le rift est prolongé par les bassins du lac Baïkal. Ce dernier est accolé à la bordure du craton sibérien, alors que le système du rift Nord Baïkal ne semble quant à lui être influencé par aucune hétérogénéité préexistante. Il est en fait la seule structure visible sur le schéma à ne pas suivre la forme arquée de la chaîne.

II – Déformation

II.1 – Avant-pays et fosse de Pred-Patom

La déformation dans le bassin cratonique en avant de Patom s'exprime de façon variable, ainsi que le suggère l'analyse de la cartographie géologique (cf. I.). Sur le terrain à l'échelle des macrostructures, le mode de déformation dominant est toujours le même, c'est-à-dire un plissement simple, parfois associé à des chevauchements. Plus précisément, deux catégories de plis sont observées.

II.1.1. Plissement à grande longueur d'onde

Figure 28. Exemple de plissement à grande longueur d'onde observé sur le terrain (a : cœur Ordovicien de synclinal perché à l'extrémité Sud de la fosse de Pred-Patom; b : anticlinal érodé dans la région de Lensk, au Nord de la fosse de Pred-Patom).

Le premier type de plis présente une forme très évasée, de grande longueur d'onde (30-50 km), basculant les séries selon des pendages faibles (souvent inférieurs à 10°) et accommodant des taux de raccourcissement très limités (1 à 2 % au maximum). Les dômes anticlinaux ayant été le plus souvent érodés, ces plis sont à l'heure actuelle caractérisés sur la carte géologique par la présence de vastes cuvettes synclinales. Leur géométrie (grande longueur d'onde, faibles pendages) rend les grands synclinaux du bassin de Patom difficilement visibles sur le terrain, où ils ne sont révélés que par de

faibles variations des pendages mesurés. Ils sont quelquefois soulignés dans la topographie par les grès rouges de l'ordovicien inférieur qui restent en relief (formation Ust-Kut, Fig. 28a).

Au Nord de la fosse de Pred-Patom, le cœur de certains synclinaux préserve des dépôts siluriens et dévoniens (Fig. 29), témoignant d'une déformation dévonienne ou post-dévonienne dans l'avant-pays. Comme le montre le schéma structural, la répartition de ces plis à grande longueur d'onde est limitée à la fosse de Pred-Patom et au sillon de Vilyui, c'est-à-dire aux zones où la couverture sédimentaire est la plus épaisse (Fig. 26 et Encart). Ce plissement implique en effet des épaisseurs importantes (plusieurs milliers de mètres, c'est-à-dire par endroits toute la couverture, cf. coupes, III.). Il est d'ailleurs inexistant à l'aplomb des hauts de socle de Nepa, malgré la présence des évaporites infracambriennes en base de couverture (cf. Stratigraphie, *II.3.1.*). Enfin, ces grands synclinaux ne paraissent pas être associés à des chevauchements, ils correspondent sans doute à des plis de décollement fonctionnant sur des niveaux peu compétents profonds, vraisemblablement du Riphéen (cf. Stratigraphie, III.1.) et limités à la fosse de Pred-Patom et au fossé de Vilyui.

Figure 29. Carbonates siluriens au cœur d'un synclinal à grande longueur d'onde (région de Lensk, Nord de la fosse de Pred-Patom). La déformation visible se limite ici à un faible basculement.

II.1.2. Plissement à courte longueur d'onde

Le plissement de grande longueur d'onde se superpose dans la fosse de Pred-Patom à un plissement beaucoup plus serré, d'une longueur d'onde de quelques dizaines à quelques centaines de

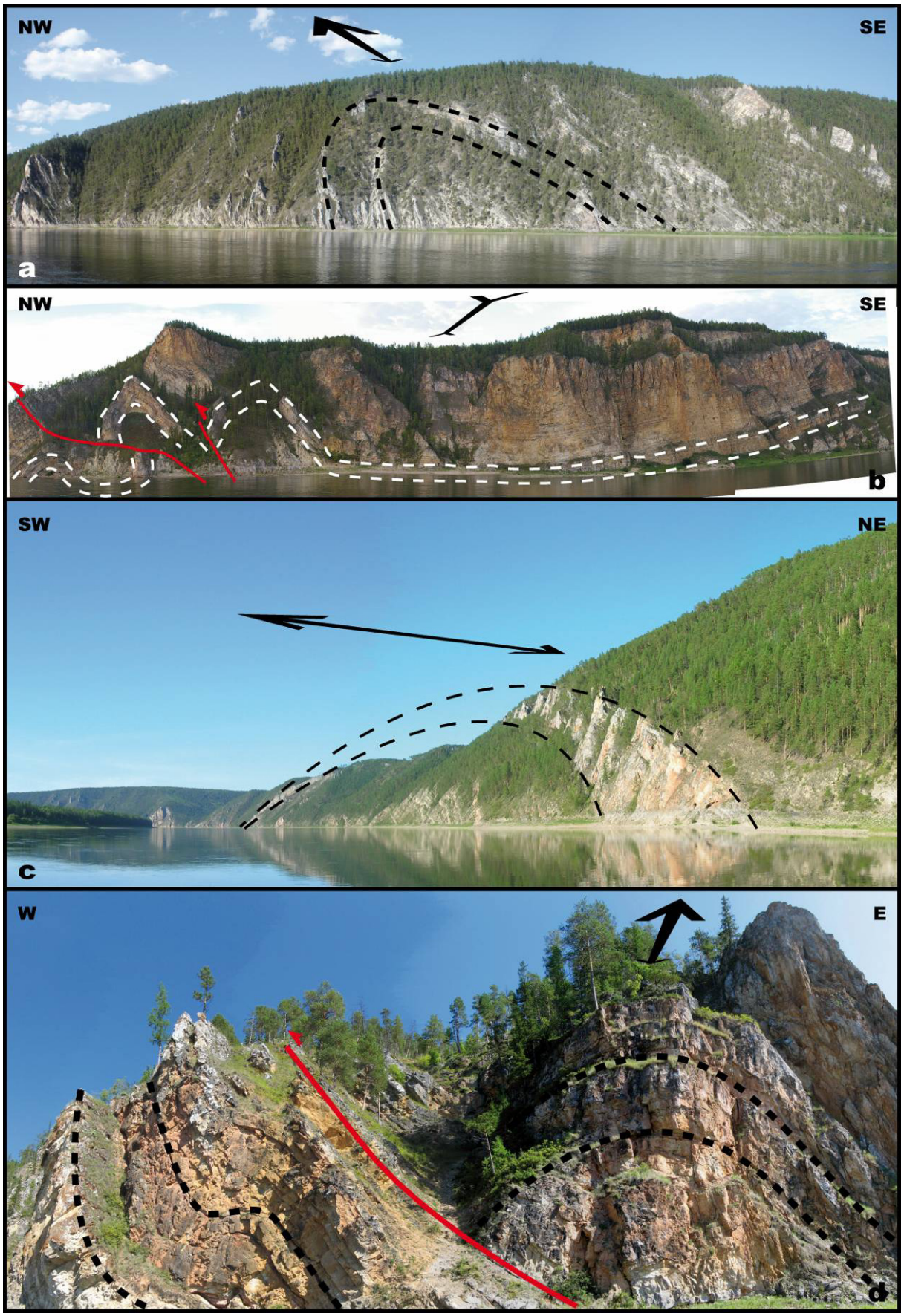


Figure 30. Anticlinaux à courte longueur d'onde (rivière Lena, partie Ouest de la fosse de Pred-Patom). Le plissement est plus prononcé et accompagné de chevauchements (b et d). La déformation est principalement à vergence W à NW.

mètres, localisé à un niveau structural inférieur à celui des grands plis (Fig. 30). Le raccourcissement accommodé par ces plis est plus important, et les pendages induits sont plus élevés, avec parfois des plis déversés. Contrairement au plissement à grande longueur d'onde, ce deuxième type de plis est surtout visible dans les segments anticlinaux et constitue l'essentiel de la déformation observable à l'échelle de l'affleurement dans l'avant-pays de Patom. Ces anticlinaux sont armés par les carbonates du Cambrien supérieur. Ils sont fréquemment associés à des chevauchements à vergence Ouest à Nord-Ouest, parfois à des rétro-chevauchements. Ils activent des petits niveaux de décollement intra-Cambriens (cf. Stratigraphie, III.1.), parfois visibles au cœur des plis (Fig. 31) où ils forment souvent un bourrage et qui peuvent leur conférer des géométries complexes (Fig. 30b par exemple). Les déformations restent toutefois relativement faibles : il n'a jamais été observé sur le terrain ni imbrication ni duplexes et le rejet estimé sur chaque faille est inférieur à 100 m.

Figure 31. Bourrage de niveaux de décollement marneux observés au cœur d'anticlinaux à courte longueur d'onde (terminaison Sud de la fosse de Pred-Patom).

A l'image des grands plis, ce plissement de courte longueur d'onde paraît absent des hauts de Nepa (mais il y a peu d'observations de terrain dans cette zone). En revanche il semble se propager au-delà, en avant des hauts de socle, en particulier dans la partie la plus occidentale de la zone d'étude (Figs. 27 et 32). Les hauts de socle de Nepa ne sont donc pas systématiquement un obstacle à la propagation de la déformation. Ce blocage ne semble intervenir que dans une zone bien circonscrite,

en avant de l'embouchure de la rivière Vitim, où le dôme de socle est le plus élevé (Fig. avec socle et schéma superposés). Cette observation peut s'expliquer par les variations d'épaisseurs sédimentaires de part et d'autre de ces hauts de socle. En effet, en surface cette zone est caractérisée par une quasi-absence de dépôts paléozoïques post-cambriens.

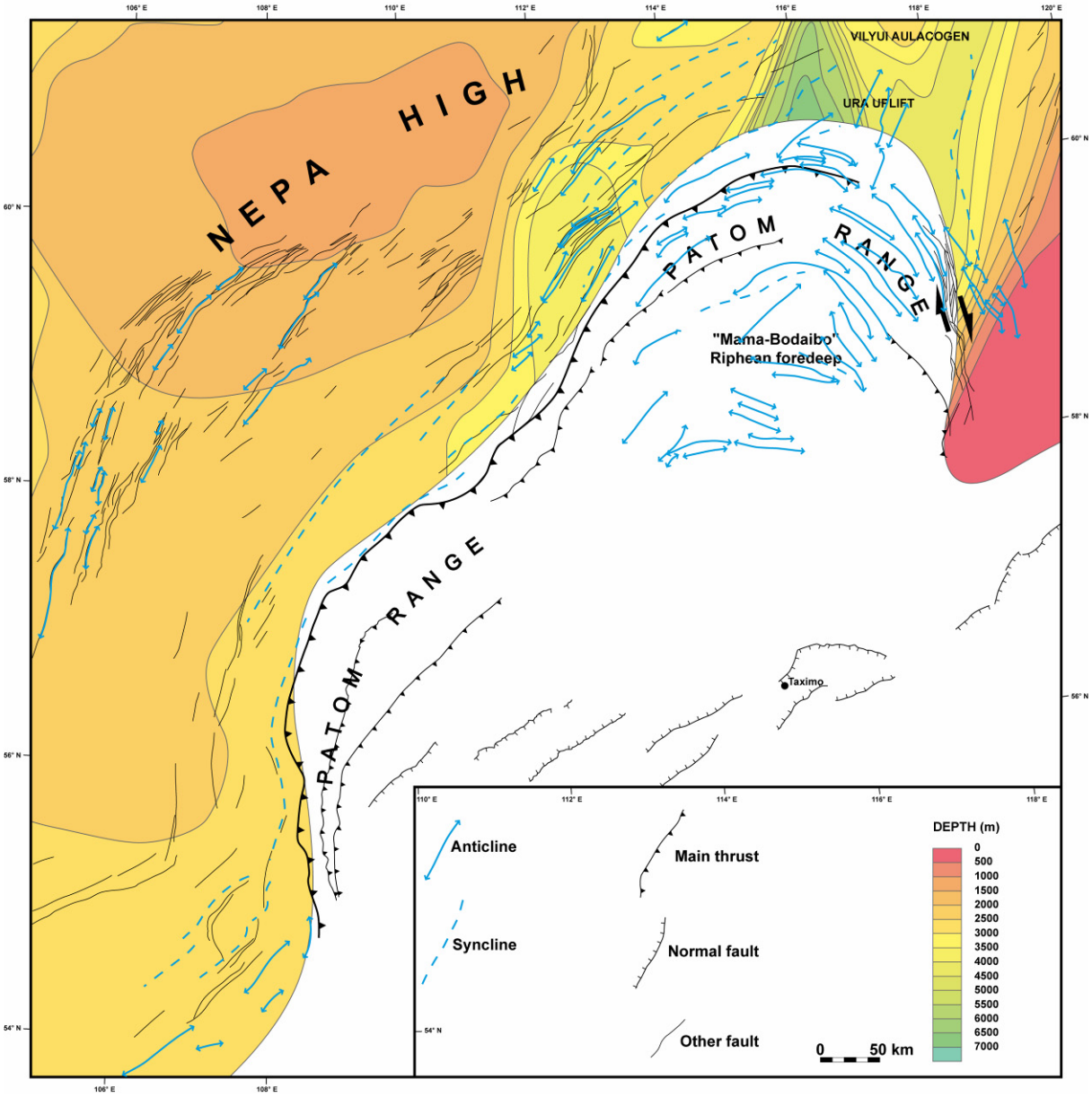


Figure 32. Position des principales structures tectoniques de la chaîne et de l'avant-pays de Patom et bathymétrie du socle sibérien sous-jacent. Ce shéma met en évidence le blocage de la déformation au niveau du dôme de Nepa et sa propagation (notamment vers l'Ouest de l'avant-pays) lorsque le socle est plus profond.

Une coupe longitudinale de l'avant-pays réalisée d'après l'interprétation de données de puits à l'aplomb des hauts de Nepa met en évidence un amincissement général des séries vendiennes et cambriennes dans cette région, y compris les niveaux d'évaporites du Cambrien (Fig. 33). A l'opposé, les

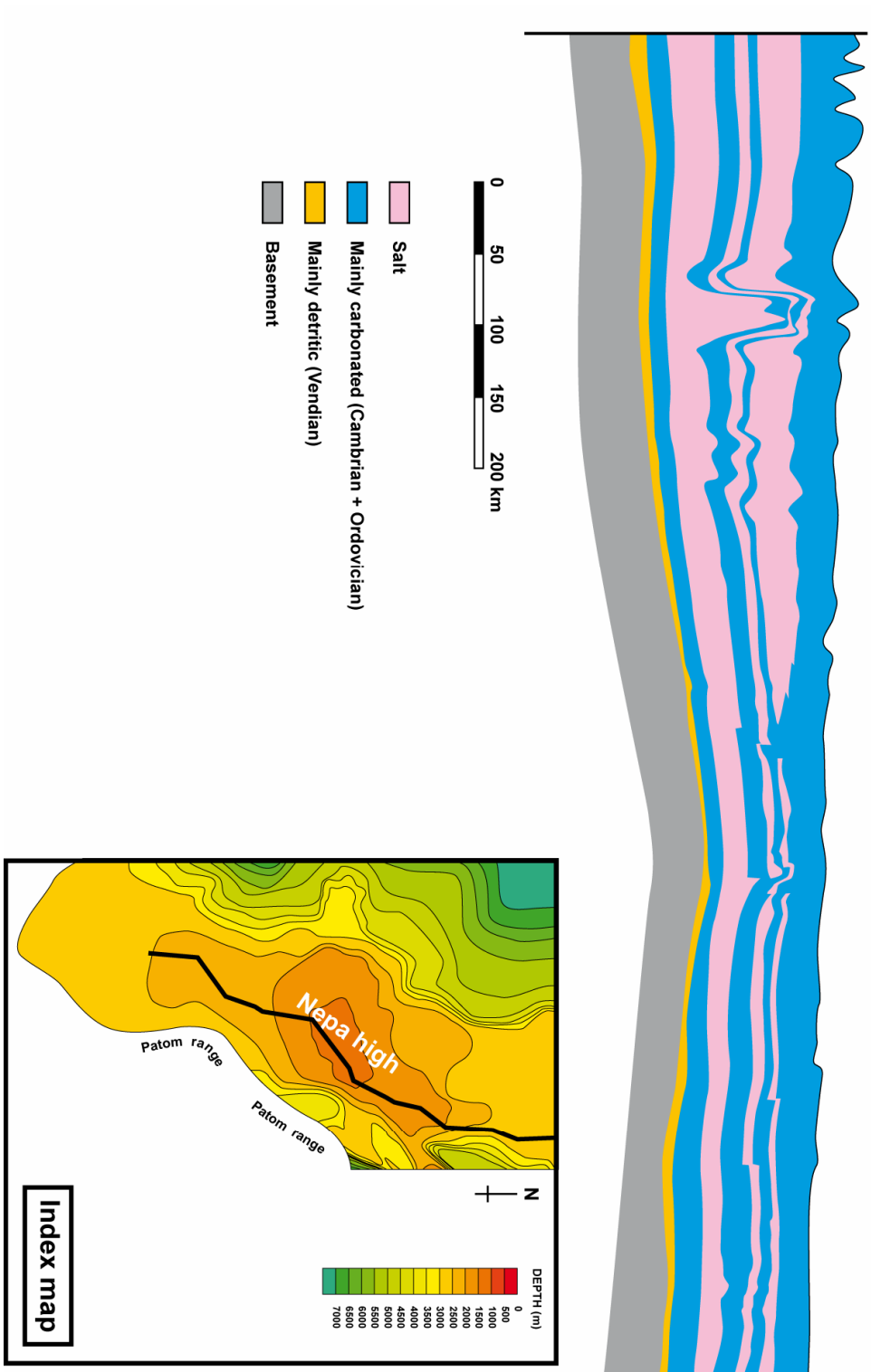


Figure 33. coupe stratigraphique longitudinale des hauts de Nepa mettant en évidence l'amincissement général des séries sur le dôme de socle, données internes.

évaporites du Cambrien (cf. Stratigraphie, *II.3.1.*) montrent un développement très important (plus de 600 m d'épaisseur par endroits) du côté Sud du dôme de Nepa. Or, c'est dans cette région que se développent les trains de plis de l'avant-pays occidental de Patom (Figs. 27 et 32, cf. I.2.). Les hauts de socle de Nepa peuvent donc jouer localement un rôle de "butoir" bloquant la déformation, ou correspondre au contraire à une zone de transmission des contraintes permettant de propager cette déformation vers l'avant du bassin par l'intermédiaire des niveaux de décollement cambriens.

Les mesures de terrain et la cartographie permettent de déterminer la direction des axes de plis (Encart B). Ceux-ci tournent progressivement en suivant la forme arquée de la chaîne, de N20°E environ à l'Ouest à N90°E au Nord et N150°E au Nord-Est. La direction de raccourcissement est donc orientée NW-SE dans la majeure partie (Ouest) de l'avant-pays et devient N-S au Nord et NE-SW au Nord-Est. Il n'y a pas de distinction apparente entre les directions des axes des deux familles de plis. Les deux longueurs d'onde de plissement observées ne correspondent donc pas *a priori* à deux évènements distincts, mais plutôt à une dysharmonie liée à la présence de plusieurs niveaux de décollement à des profondeurs différentes. Ces observations sont donc cohérentes avec une phase de compression unique dans l'avant-pays de Patom.

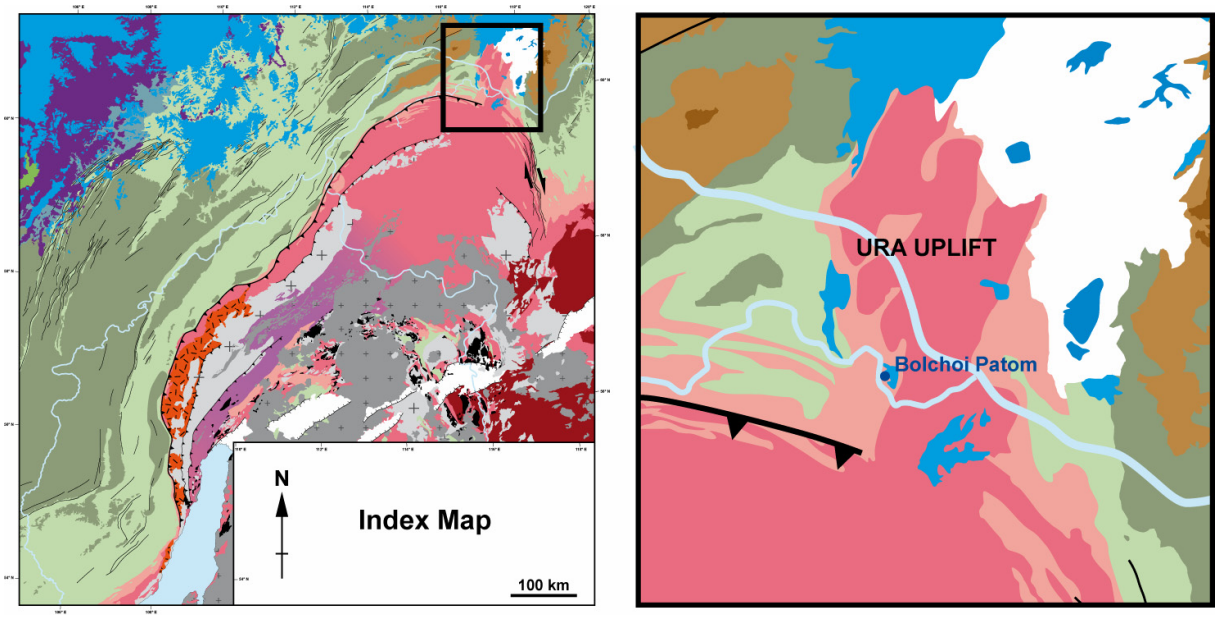


Figure 34. Localisation (à gauche) et schéma structural (à droite) de l'"Ura uplift", cf. légende complète sur le schéma structural, Encart A.

Une zone située dans la partie la plus septentrionale de la chaîne fait cependant exception : en effet, elle montre des sédiments protérozoïques à l'affleurement plissés selon un axe N20°E, c'est-à-dire à peu près perpendiculairement au système général à cet endroit (N110°E) à l'aplomb d'un petit haut de socle ("Ura uplift", Fig. 34). Nous avons constaté sur le terrain que ce plissement N20°E reprend les plis orientés N110°E et est responsable du basculement des axes de ces plis (Fig. 35). Ces

observations de terrain nous permettent d'affirmer que les plis N20°E de l'Ura uplift sont postérieurs au plissement principal (N110°E) de l'avant-pays de Patom. Etant donnée leur amplitude, ils semblent fonctionner sur un niveau de décollement situé à la base de la couverture (cf. coupes, III.3.) et qui correspondrait aux dépôts glaciaires du Riphéen (cf. Stratigraphie, III.1.).

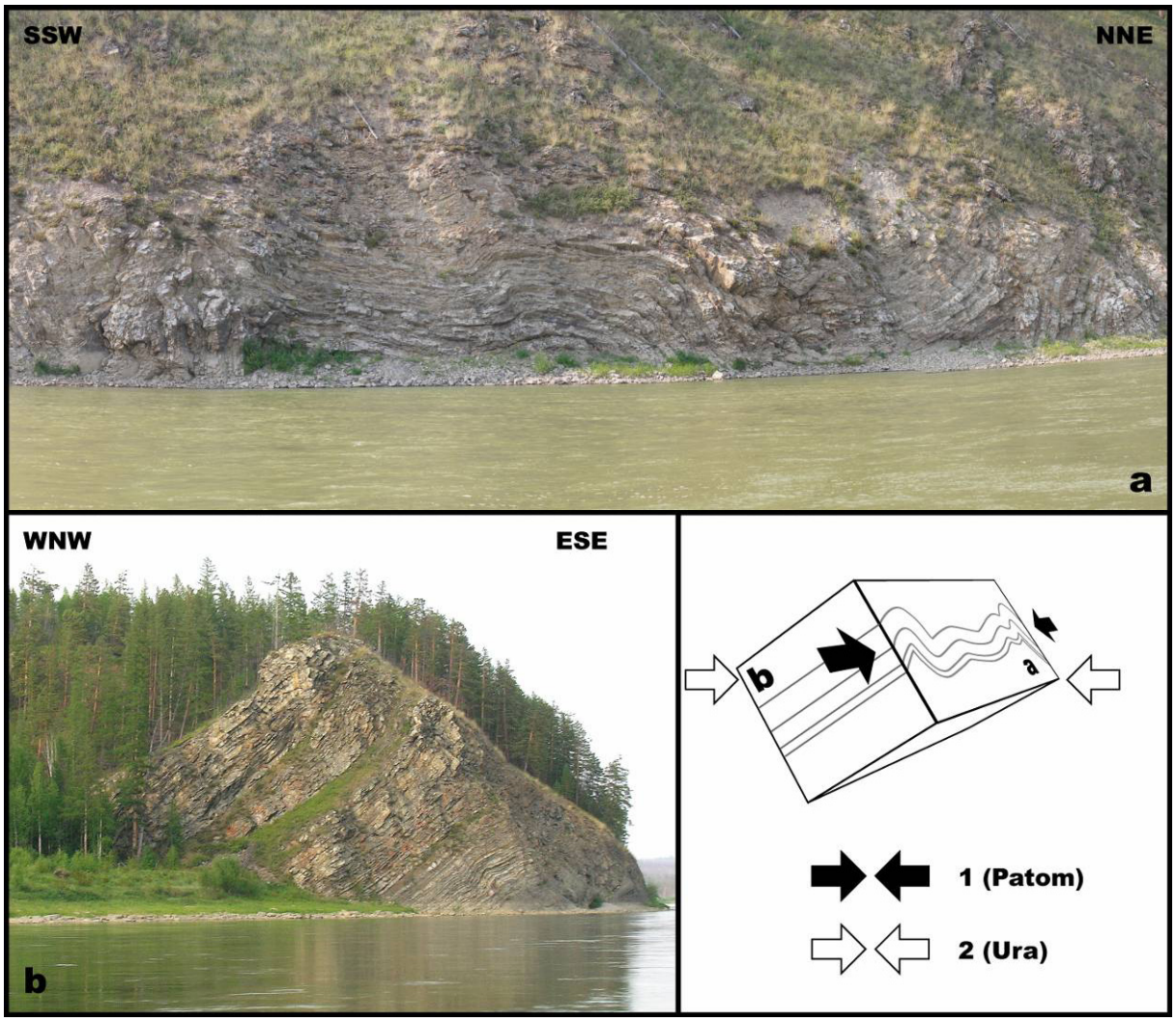


Figure 35. Evidence d'une déformation polyphasée au niveau de la zone de plis de l'Ura uplift. Les carbonates riphéens de la rivière Bolchoï Patom sont affectés par un plissement ~N110°E (a) puis basculés par une phase N20°E.

L'origine géodynamique de ces plis N20°E n'est pas bien comprise. Cependant, deux travaux récents basés sur l'étude des données de paléomagnétisme sur la plateforme sibérienne montrent une rotation relative du bouclier Aldan – Stanovoy par rapport à l'ensemble occidental du craton de l'ordre de 10 à 20° à la fin du Dévonien (*Cocks et Torsvik, 2007; Pavlov et al., 2008*). Cet âge semble un peu ancien pour une phase de déformation "post-Patom" si l'on considère la structuration Carbonifère de l'avant-pays (cf. I.2.). De même, si les auteurs s'accordent à relier ce mouvement différentiel à la réactivation du rift aulacogène de Vilyui et à l'ouverture au Nord du bassin du même nom, le pôle de rotation calculé diffère sensiblement entre les deux études (Fig. 36). Néanmoins, *Pavlov et al. (2008)*

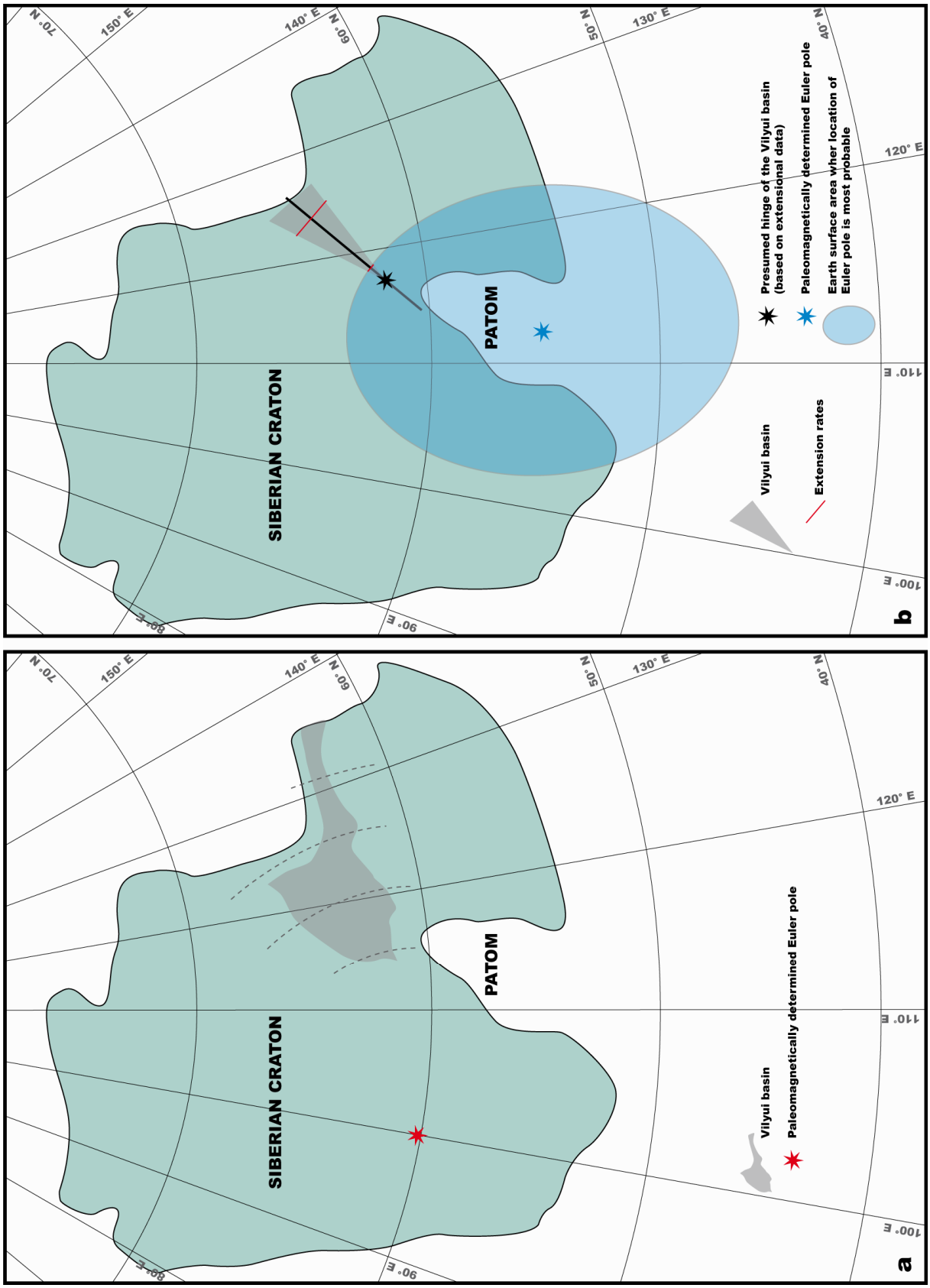


Figure 36. Réactivation du rift de Vilyui : ouverture et rotation relative des ensembles Est et Ouest du craton sibérien, pôles de rotation eulerien calculés d'après des données de paléomagnétisme, d'après *Cocks et Torsvik* (*2007*, hypothèse a), et *Pavlov et al.* (*2008*, hypothèse b). la figure b indique également la charnière du bassin de Vilyui déterminée d'après les données de géologie et située au Nord de la zone de plis N20°E.

indiquent à partir d'observation géologiques une position probable de la charnière du bassin de Vilyui au Nord de la chaîne de Patom (Fig. 36b). Dans cette hypothèse, la partie septentrionale de la chaîne de Patom a du subir une compression de direction E-W à SE-NW qui pourrait expliquer la formation d'un plissement d'axe N20°E.

II.1.3. Structures extensives et décrochantes

Outre les structures compressives que sont les plis et les chevauchements, l'avant-pays de Patom montre aussi des structures extensives d'échelle métrique ou décamétrique. Le long de la rivière Bolchoï Patom, nous avons observé une succession de blocs basculés distants de 50 à 100 m. Ces blocs sont limités par des failles normales syn-sédimentaires de jeu décamétrique (Fig. 22) au sein des formations du Cambrien terminal. Ces petits blocs basculés sont associés à des brèches syntectoniques surmontées par une série d'anhydrites puis de dolomies (cf. Stratigraphie, *II.3.2.*) associée à l'activité des failles normales (ici orientées ~E-W). Ils attestent d'un épisode d'extension de direction ~N-S intervenu à la fin du Cambrien. Lors de la phase de compression principale liée à la collision de Patom et orientée N-S dans cette zone, ces structures sont reprises par des failles inverses néoformées qui viennent recouper les têtes de blocs basculés, formant des "shortcuts" sans réactiver les failles normales.

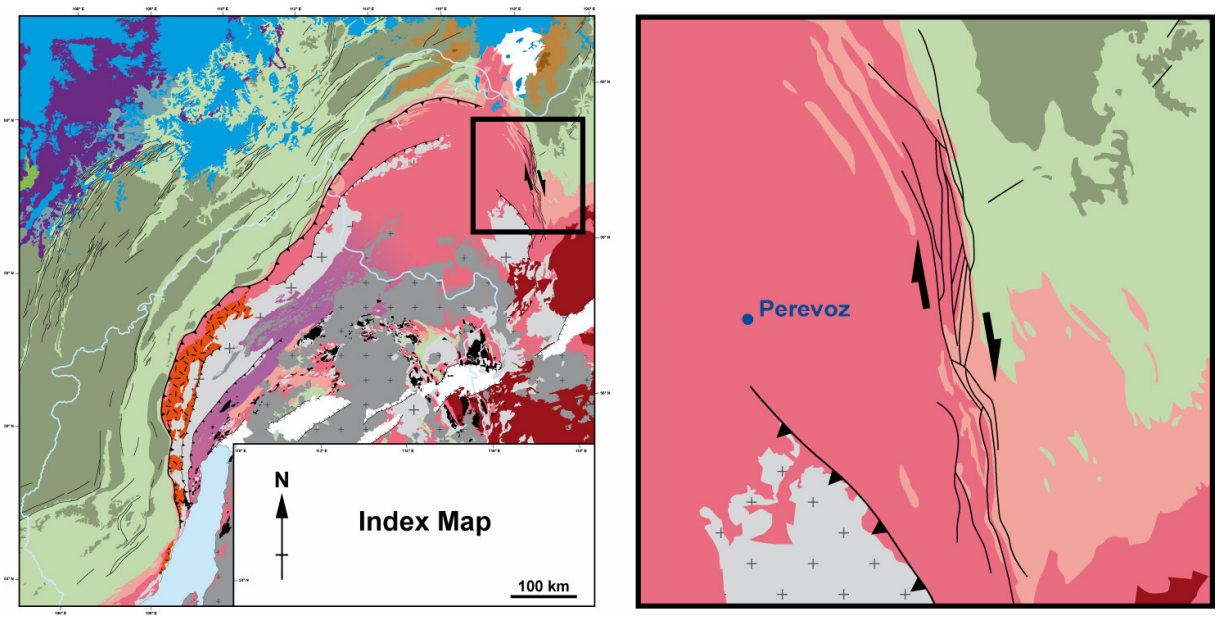


Figure 37. Localisation (à gauche) et schéma structural (à droite) de la zone de écrochante dextre de la terminaison NE de la chaîne de Patom, cf. légende complète sur le schéma structural, Encart A.

Une tectonique décrochante est également décrite dans la terminaison Nord-Est de l'arc de Patom (*Sintsov, 2003* et Fig. 37). Dans ce secteur, le chevauchement principal semble en effet évoluer

en une zone faillée à jeu dextre. Les plis orientés N20°E de l'Ura uplift indiquent aussi une composante décrochante de par leur disposition en échelon et la forme sigmoïdale de certains plis (Fig. 34). Cependant, le sens de déplacement indiqué par cette disposition en échelon est sénestre et ne peut donc être associé à la zone de décrochement dextre. Ceci confirme que la formation des plis de l'Ura uplift n'est pas synchrone de la structuration de l'arc septentrional de Patom (cf. *II.1.2.*). La rotation relative du bouclier d'Aldan – Stanovoy, potentiellement responsable de ce plissement d'axe N20°E, a peut-être oblitéré les décrochements antérieurs éventuels dans cette zone. Dans les autres régions de l'avant-pays ou de la fosse de Pred-Patom, d'après nos observations et les cartes géologiques, il n'y a pas d'évidences de déformations ou de macrostructures liées à une tectonique décrochante. En particulier, au voisinage du front Sud-Ouest de la chaîne qui constitue l'autre terminaison de l'arc de Patom, si une telle tectonique existe elle ne semble pas avoir affecté le bassin ou n'a qu'un effet très limité sur les structures de l'avant-pays. L'existence de mouvements sénestres le long de la bordure Nord-Ouest du lac Baïkal est rapportée par *Delvaux et al. (1995)*. Les limites Est et Ouest du "Vitim embayment", formées par la bordure du craton sibérien et toutes deux d'orientation ~N-S auraient donc pu jouer le rôle de guide structural durant la collision, même si aucune tectonique décrochante ne s'exprime clairement en surface.

II.1.4. Analyse de la fracturation

Les mesures de glissements sur failles permettent de caractériser l'orientation des axes de contraintes principales et de reconstruire le champ de contraintes associé aux grands épisodes tectoniques régionaux. Aucune mesure ou étude de ce type n'a jamais été publiée pour la chaîne ou l'avant-pays de Patom. L'inversion des données microtectoniques obtenues ici est réalisée grâce à la méthode INVDIR développée par *Angelier (1984, 1990)*. Le tableau 3 présente l'orientation (direction et pendage) des trois axes de contraintes principales σ_1, σ_2 and σ_3 (avec $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$,) et le rapport Φ ($\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, tel que $1 \geq \Phi \geq 0$). Les hypothèses de base formulées par la méthode d'inversion des tenseurs de contraintes sont les suivantes (voir par exemple *Lacombe et al., 2006*) :

1. La roche considérée est physiquement homogène et isotrope et si elle est préfracturée, elle l'est également de manière isotrope, c'est-à-dire que les plans de failles sont orientés aléatoirement.
2. La roche se comporte comme un matériau rhéologiquement linéaire.
3. Les déplacements sur les plans de failles sont faibles, en accord avec la longueurs des plans, et il n'y a pas de déformation ductile du matériau et donc pas de rotation des plans de failles.
4. Un épisode tectonique est caractérisé par un unique et homogène tenseur de contraintes.
5. Le glissement responsable de la strie mesurée a lieu selon la direction et le sens de la contrainte cisaillante maximum résolue pour chaque plan de faille.
6. Les glissements sur les plans de failles sont indépendants les uns des autres.

Les mesures ont été effectuées dans les formations sédimentaires d'âge paléoprotérozoïque à silurien ainsi que dans des roches granitiques et gneissiques*. Si nécessaire, c'est-à-dire lorsque les jeux de données sont trop complexes pour être interprétés grâce à un seul tenseur de contraintes (à cause d'une incompatibilité mécanique entre les mouvements de failles), et lorsque qu'ils résultent à l'évidence de plusieurs épisodes tectoniques surimposés, ces jeux ont été séparés en groupes de données homogènes, distingués par les suffixes A, B, etc. Ce tri peut être effectué de deux manières. Pour les sites de mesures où les plans de failles sont tous du même type (failles normales par exemple), le tri est réalisé en fonction des directions des plans. Pour les sites où l'on observe deux types de fractures, deux jeux de données ont été distingués. Il faut enfin noter que, probablement à cause de leur altération, la quantité de plans de failles présentant une striation claire est faible. Nous considérerons donc ici les plans striés et les joints simples.

Tableau 3. Direction et pendage des axes de contrainte principaux calculés d'après les mesures de glissement sur failles.

Site	Age of rocks	n	σ_1	σ_2	σ_3	Φ	RUP	α	Q
WP 6a	Late Cambrian	4	190 / 73	351 / 16	082 / 05	0.25	62	1	C
WP 6b	Late Cambrian	4	148 / 07	332 / 83	238 / 01	0.48	34	5	B
WP 6c	Late Cambrian	11	128 / 04	037 / 14	232 / 75	0.22	28	7	A
WP 9	Late Riphean	7	227 / 06	339 / 74	136 / 15	0.52	21	11	B
WP 10b	Late Riphean	3	striated fault planes → WNW-ESE compression						
WP 13b *	Late Riphean	8	021 / 01	290 / 34	112 / 56	0.44	62	35	C
WP 38	Late Riphean	4	striated fault planes → NNW-SSE compression						
WP 40	Late Riphean	3	striated fault planes → NNW-SSE compression						
WP 42 *	Vendian	7	268 / 80	017 / 03	107 / 10	0.13	34	4	B
WP 127	Ordovician\Silurian	3	striated fault planes → NW-SE compression						
WP 140	Ordovician\Silurian	7	joints → NW-SE compression / NE-SW extension						
WP 144	Late Cambrian	16	joints → NNE-SSW compression / ESE-WNW extension						
WP 151	Late Cambrian	10	276 / 72	121 / 16	029 / 07	0.55	30	11	A
WP 152	Late Cambrian	11	040 / 02	310 / 12	140 / 78	0.44	26	6	A
WP 153	Late Cambrian	4	153 / 01	063 / 18	247 / 72	0.61	18	3	B
WP 155	Late Cambrian	5	315 / 71	088 / 13	181 / 13	0.37	39	12	A
WP 159	Late Cambrian	4	323 / 01	233 / 03	065 / 87	0.51	17	5	B
WP 160	Late Cambrian	6	292 / 70	101 / 20	192 / 04	0.48	29	9	A
WP 191a	Palaeoproterozoic	18	302 / 01	212 / 03	053 / 86	0.22	29	8	A
WP 191b	Palaeoproterozoic	10	193 / 75	034 / 14	303 / 05	0.73	18	10	B
WP 194	Late Riphean	14	312 / 04	048 / 57	220 / 32	0.18	53	14	B
WP 200	Palaeoproterozoic	4	309 / 08	040 / 09	178 / 78	0.78	14	5	C
WP 203	Palaeoproterozoic	16	313 / 02	043 / 06	201 / 84	0.08	48	13	A
WP 212	Palaeoproterozoic	7	striated fault planes → ESE-WNW extension						

From left to right: name of the site shown in Fig. ? (* calculation made after backtilting); coordinates (latitude and longitude, in degrees); number of fault-slip data used for calculation; σ_1, σ_2, σ_3: maximum, intermediate, and minimum principal stress axes (trend / plunge in degrees); $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, ratio of stress differences with $0 \leq \Phi \leq 1$; α: average angle (in degrees) between observed and computed striae, acceptable results for $\alpha < 30°$; RUP: misfit criterion of the INVDIR method (Angelier, 1990), acceptable results for RUP<75%; Q: quality estimator for fault-slip subset and calculated stress tensor (A: good, B: fair, C: poor).

* Ces dernières ne se situent pas dans l'avant-pays de Patom mais dans la terminaison Sud-Ouest de la chaîne ou en bordure du lac Baïkal (Encart B). Les mesures et les résultats sont regroupés pour des raisons de lisibilité.

Des failles inverses (parfois conjuguées) ont été observées dans les sédiments riphéens, cambriens et ordoviciens, et fournissent une direction de compression homogène NW-SE dans la majeure partie de l'avant-pays de Patom (sites WP 6c, WP 153, WP 159, WP 191a, WP 194, WP 200, WP 203, Fig. 38 et Encart B). Cette direction devient plutôt NNW-SSE (sites WP 38, WP 40) à NNE-SSW (sites WP 13b) dans ses parties Nord et Nord-Est (Fig. 38 et Encart B). Dans tous les cas, la direction de la contrainte maximale (σ_1) est parallèle à la direction générale de raccourcissement perpendiculaire aux axes de plis (cf. *II.1.1.* et *II.1.2.*), ce qui indique que les plis et les failles inverses sont contemporains et sont la conséquence d'un même épisode tectonique postérieur à l'Ordovicien. Par ailleurs, et comme le montrent les macrostructures, cet épisode ne semble pas se surimposer à une phase antérieure de compression (ou collision) et de fait, les failles ne présentent qu'une seule génération visible de stries. La phase d'obduction à la transition Riphéen – Vendien et la collision subséquente ne paraissent donc pas avoir provoqué de déformations sur la plateforme sibérienne, sauf si l'on envisage deux phases de collision parfaitement coaxiales (et même dans ce cas, nous devrions observer une discordance entre les dépôts du Riphéen – Vendien et du Cambrien). L'idée déjà évoquée d'une convergence interrompue au Vendien suite à un stade de collage tectonique et d'une structuration de la chaîne suite à une collision *sensu stricto* intervenue postérieurement est donc renforcée par ces données.

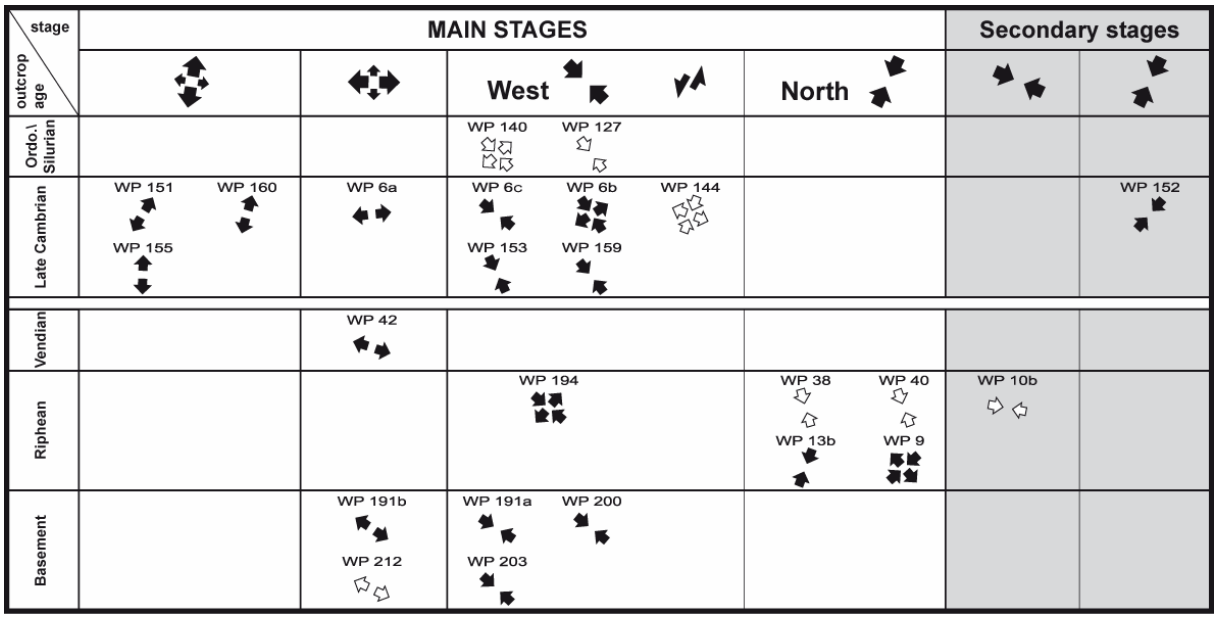


Figure 38. Directions calculées des contraintes horizontales dans la chaîne et l'avant-pays de Patom et âge des affleurements correspondants. Les grandes flèches donnent la direction horizontale de compression ou d'extension (calculée en noir et déduites en blanc).

Les structures extensives décrites plus haut sont plus difficiles à interpréter dans leur ensemble, car les directions d'extension calculées alternent de ~N-S à ~E-W. Les failles normales syn-

sédimentaires observées dans les formations du Cambrien supérieur de la rivière Bolchoï Patom (cf. Stratigraphie *II.3.2.*, Fig. 22) sont caractérisées par une direction d'extension (σ_3) ~N-S. L'extension N-S est aussi mesurée ailleurs dans l'avant-pays, dans les séries du Cambrien supérieur également, à proximité de l'embouchure de la rivière Vitim (site WP 151, WP 155, WP 160). Ces mesures prouvent l'existence d'un stade extensif au Cambrien terminal dans la région de Patom. Cette phase d'extension fini-cambrienne est décrite pour la première fois dans ce travail. Des directions d'extension pratiquement E-W sont observées à 150 km au Sud de l'embouchure de la Vitim (site WP 6a) au Nord de la chaîne le long de la Bolchoï Patom (site WP 42) et dans les unités de socle 150 à 200 km en remontant la Vitim (sites WP 191b et WP 212). Malheureusement, nos données n'apportent pas de contrainte sur la chronologie relative des deux phases d'extension présumées. La littérature mentionne un évènement extensif pouvant correspondre aux directions E-W mesurées et provoqué par la réactivation au Dévonien supérieur du rift aulacogène de Vilyui (*Milanovsky, 1981; Gusev et Shpount, 1987; Zonenshain et al., 1990; Lobkovsky et al.,1996; Cocks et Torsvik, 2007*), mais cette hypothèse est discutable car la réactivation du fossé de Vilyui a probablement induit une phase de compression dans la zone de Patom (cf. *II.1.2.*, *Pavlov et al., 2008*) et non une extension.

Enfin, il n'y a pas non plus à l'échelle de la micro-fracturation de réelle évidence d'une éventuelle tectonique en décrochement. Les mouvements décrochants significatifs présents dans nos mesures n'indiquent en fait que des directions de contrainte principale (σ_1) concordantes avec les orientations données par les failles inverses (sites WP 6b, WP 9, WP 140, WP 144). La faible expression à cette échelle de la tectonique décrochante confirme les observations des macrostructures. Elle est cohérente avec l'orientation systématique des plis parallèlement à un arc qui suit la courbure du craton. Les directions de raccourcissement et de transport semblent donc uniquement radiales. Une explication possible est que la limite rhéologique forte formée par la bordure de la plateforme sibérienne prévaut sur la direction générale de convergence (direction qui n'est pas précisément déterminée) et réoriente les contraintes. Plus vraisemblablement, cette structuration radiale de la chaîne de Patom est probablement induite par les dimensions réduites du bloc entrant en collision avec la marge sibérienne et jouant le rôle d'un poinçon dans le "Vitim embayment". Cette hypothèse est cohérente avec les contours présumés du microcontinent Barguzin (*Gusev et Khain, 1996; Dobretsov et al., 2003; Belichenko et al., 2006*).

II.2 – Zone frontale

II.2.1. Plis et failles

Dans la partie la plus septentrionale de Patom, où l'arc formé par la chaîne est le plus resserré, la transition entre le bassin d'avant-pays et le domaine interne correspond à un gradient de topographie régulier, sans "marche" topographique marquée (Figs. 25 et 42). De même, le système de grands plis arqués bien visibles sur les images satellitaires et le schéma structural au niveau du Mama-Bodaibo foredeep (Fig. 25 et Encart B) ne correspond pas à une variation brutale (mais plutôt progressive) du style de déformation par rapport à l'avant-pays. Cependant, le plissement qui affecte les dépôts du Riphéen au Cambrien supérieur est en général plus accentué (pendages plus forts, plis plus serrés et parfois déversés), indiquant ainsi des taux de raccourcissement plus élevés. On observe là encore des chevauchements et rétro-chevauchements associés mais avec des rejets plus importants que dans le bassin. Un gradient de déformation est donc mis en évidence.

II.2.2. Déformation ductile

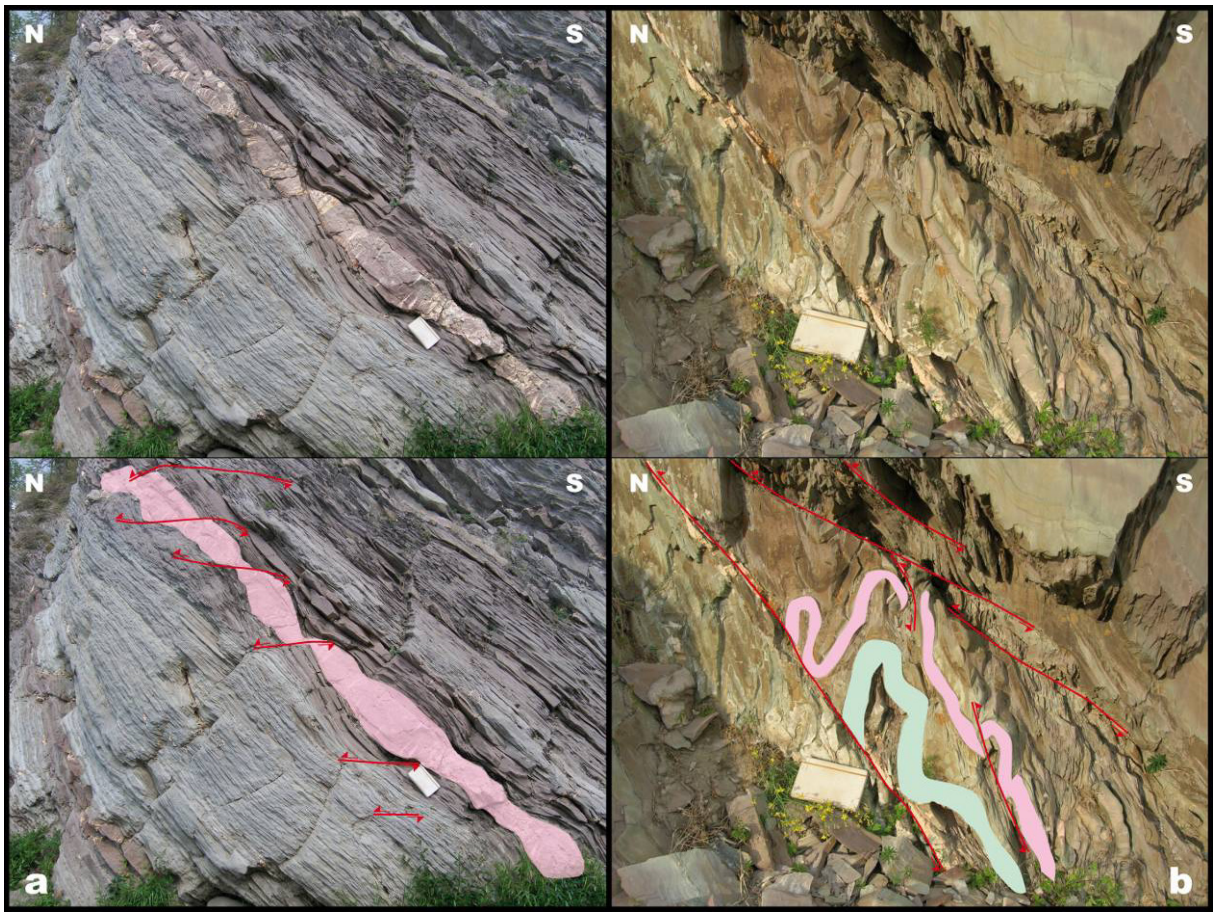


Figure 39. Déformation ductile observée dans les carbonates du Riphéen supérieur de la zone frontale au Nord de la chaîne de Patom. a : boudinage, b : plis d'entraînement ductile. Ces déformations montrent une vergence N à NNE dans cette partie de l'arc de Patom.

La déformation augmente significativement depuis la fosse de Pred-Patom vers le cœur du Mama-Bodaibo foredeep et traduit une évolution vers des niveaux structuraux de plus en plus

profonds. Juste en avant du front principal de Patom (peu marqué dans cette partie de la chaîne) apparaissent les premières évidences de déformation ductile. Les figures 39 et 40 montrent des

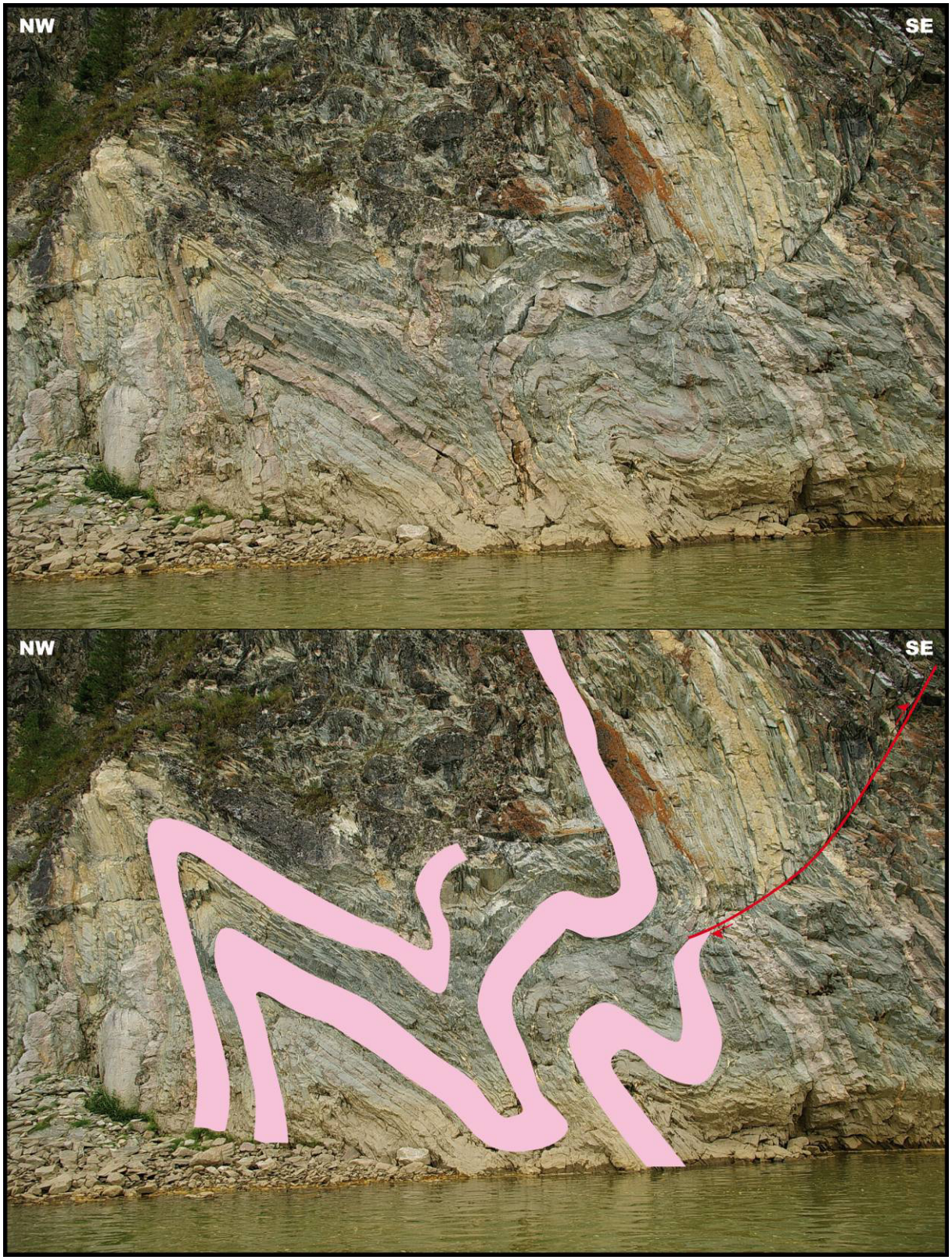


Figure 40. Plis semblables observés dans les carbonates du Riphéen supérieur de la zone frontale au Nord de la chaîne de Patom.

carbonates du Riphéen supérieur de la formation Nikol (le long de la rivière Bolchoï Patom) qui présentent du boudinage, des critères de cisaillement ductile, des plis semblables ou d'entraînement et où l'on constate localement l'apparition d'une schistosité de direction N055°E à N085°E et de pendage supérieur à 45° vers le Sud. Un exemple similaire a pu être observé dans les grès de la formation Barakun, à l'embouchure de la Vitim (Fig. 41). Ce secteur correspond à la terminaison Ouest de l'arc septentrional de Patom, où le domaine des grands plis incurvés s'amincit sensiblement pour ne plus former qu'un étroit ruban entre les unités de socle et le front de chaîne. Les directions de raccourcissement déduites de ces déformations sont ~N-S au Nord de la chaîne et ~NW-SE au Nord-Ouest. D'autre part, le plissement ductile est le plus souvent asymétrique et indique, ainsi que les critères de cisaillement, une vergence N à NW de la déformation. L'intensité de la déformation augmente donc par rapport à l'avant-pays, même si cette déformation reste toujours relativement faible. Enfin, la zone frontale ne présente pas d'évidence de métamorphisme, il ne semble donc pas y avoir de variation importante des conditions de pression et température associées à la déformation.

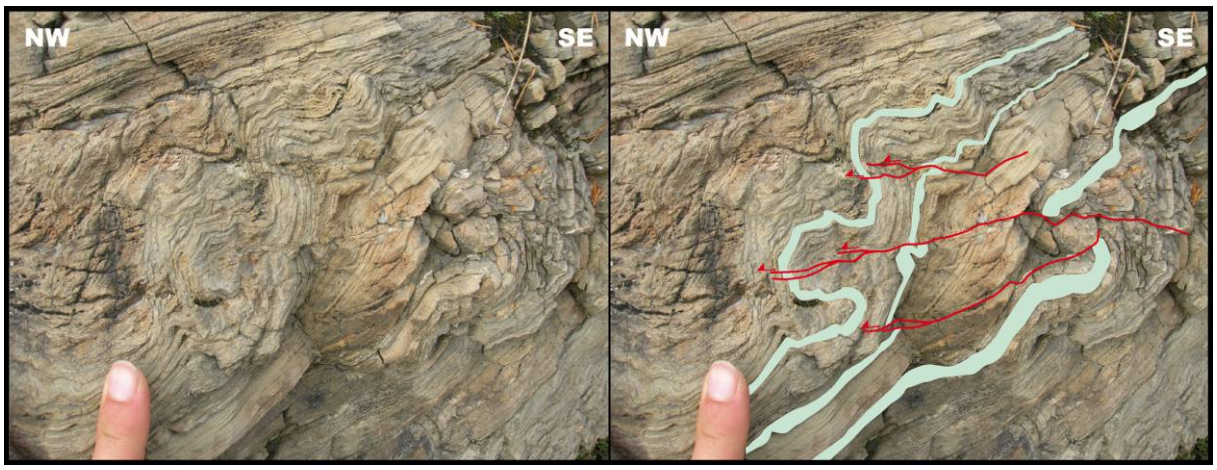


Figure 41. Déformation ductile observée dans les carbonates du Riphéen supérieur de la zone frontale au Nord-Ouest de la chaîne de Patom et montrant ici une vergence NW.

II.2.3. Variations latérales

Ce "domaine frontal", marquant la transition progressive entre la fosse de Pred-Patom et la chaîne, est caractéristique de la partie Nord du système. Celui-ci s'amincit progressivement à l'Ouest pour disparaître totalement dans la région Sud-Ouest de Patom. Cela se traduit dans cette région par la quasi-absence de sédiments protérozoïques à l'affleurement, le socle et les unités associées (les reliques de la chaîne d'Akitkan, cf. I.3.) chevauchant directement sur la couverture paléozoïque du bassin d'avant-pays (cf. coupe Sud, *III.2.1.*). La limite entre le foredeep et la chaîne est ici marquée par un saut brutal de topographie (Fig. 42). On n'observe pas de plissement accentué ni de déformation ductile des séries localisées en avant du front. Il y a donc une différence très nette entre une déformation distribuée au Nord dont l'intensité décroît progressivement vers le bassin, et une

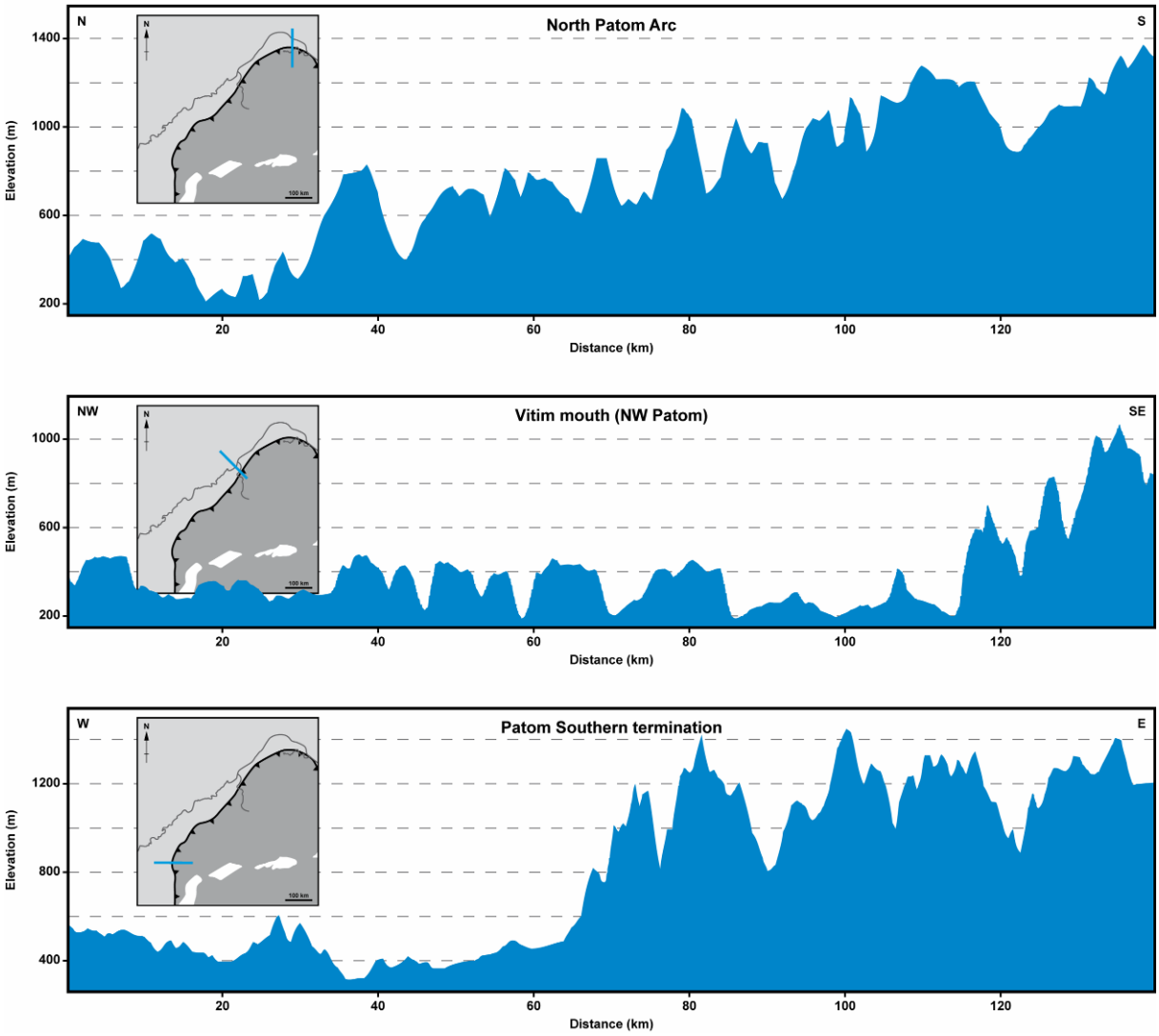


Figure 42. Profils topographiques comparés (topographie d'après *Smith et Sandwell, 1997*) du front de la chaîne de Patom dans ces parties Nord, Nord-Ouest et Sud-Ouest. Le gradient est plus fort au Sud qu'au Nord.

déformation fortement localisée au Sud sur une faille frontale majeure (la couverture en avant de cet accident restant par ailleurs peu déformée). Cette fois encore, il est possible de comparer ces observations de surface avec la morphologie du craton sibérien (Figs. 26 et 32). En effet, le passage au niveau de la zone frontale de Patom d'une déformation localisée à un déformation distribuée coïncide avec un approfondissement progressif vers le Nord du toit du socle à l'aplomb du front de chaîne, et à mesure que celui-ci est plus éloigné des hauts de socle de Nepa. L'épaisseur de la couverture au niveau de la chaîne est maximale à l'aplomb du fossé de Vilyui, c'est-à-dire sous l'arc septentrional. Le socle du craton sibérien, lorsque l'épaisseur sédimentaire est trop faible, constitue donc une hétérogénéité majeure induisant une forte localisation de la déformation et limitant la propagation de celle-ci sur la plateforme. Cette "barrière" structurale et rhéologique est également présente à l'extrémité Nord-Est de la chaîne où l'arc septentrional de Patom bute à l'Est sur la bordure du bouclier d'Aldan – Stanovoy. La

déformation se propage donc plus facilement vers le Nord le long du sillon de Vilyui, donnant à la chaîne de Patom sa forme resserrée spécifique.

II.3 – Chaîne interne

II.3.1. Mama-Bodaibo foredeep

Figure 43. Schistosité de foliation et crénulations (a, c et d) observées dans les flyschs sombres du Mama-Bodaibo foredeep. La crénulation est d'axe E-W à NW-SE et indique une phase de compression orientée N-S à NE-SW.

Le domaine correspondant au "Mama-Bodaibo foredeep" se trouve dans le prolongement de la zone de transition frontale du Nord de la chaîne. Sur le transect réalisé lors de la troisième mission de terrain, la limite n'est effectivement pas marquée structuralement entre le Mama-Bodaibo foredeep et le domaine frontal : on observe un épaississement des séries qui s'accompagne d'un changement latéral entre des faciès de marge et les dépôts profonds caractérisés par des flyschs (cf. Stratigraphie, *II.1.2.*), mais pas de limite tectonique associée. En revanche, latéralement (à l'Est et à l'Ouest du Mama-Bodaibo foredeep), il existe une limite nette entre deux unités séparées par le chevauchement du Mama-Bodaibo foredeep, voire localement du socle sibérien sous-jacent, sur la zone frontale.

Une schistosité de foliation est observée dans les formations traversées (essentiellement des flyschs noirs à pyrite) et témoigne de conditions de pression sensiblement plus élevées que dans l'avant-pays ou la zone frontale. Cette schistosité de foliation est orientée en moyenne E-W au cœur du Mama-Bodaibo foredeep (à proximité de Bodaïbo par exemple) et tourne progressivement jusqu'à environ N155°E dans la région de Perevoz au Nord-Est de l'arc. Elle est souvent reprise par une crénulation bien marquée, d'axe E-W à NW-SE et indiquant une phase de compression orientée N-S à NE-SW (Fig. 43). On constate aussi vers le Sud un changement dans le style du plissement, qui prend une forme plus irrégulière et sans doute à plus grande longueur d'onde, mais malheureusement difficilement observable sur le terrain. L'augmentation importante par rapport à l'avant-pays des épaisseurs sédimentaires du Mama-Bodaibo foredeep peuvent justifier une plus grande amplitude de plissement. Les pendages mesurés sont très variables (de 5° à vertical) et indiquent une déformation au moins aussi prononcée que dans l'avant-pays ou la zone frontale (Fig. 43). D'autre part, l'existence par endroits d'une schistosité de plan axial moins pentée que la stratification indique la présence de séries inverses, et donc un plissement déversé (la série sédimentaire étant très monotone, les relations S_1/S_0 sont le seul moyen, en dehors des images satellites d'appréhender les changements de flancs au sein des plis observés). Le déversement indiqué par le pendage de ces plans de schistosité est fréquemment orienté vers le Sud, certains des plis fonctionnent donc probablement avec des rétro-chevauchements.

II.3.2. Socle et unités métamorphiques

A l'Ouest et au Sud-Ouest de la chaîne, la zone frontale est en général bordée par une bande de socle paléoprotérozoïque à l'affleurement (cf. I.). Ces unités de socle sont constituées de granites et de gneiss formant une alternance irrégulière, les seconds correspondant probablement à des zones de cisaillement. La déformation dans les gneiss se caractérise par une foliation plus ou moins développée selon les niveaux (Fig. 44), de pendage généralement faible mais parfois très prononcé de (de 10 à 70°) et portant une linéation d'étirement de direction remarquablement homogène orientée ~NW-SE. Cette foliation met parfois en évidence un plissement très marqué (mais aussi très localisé) des gneiss du socle sibérien.

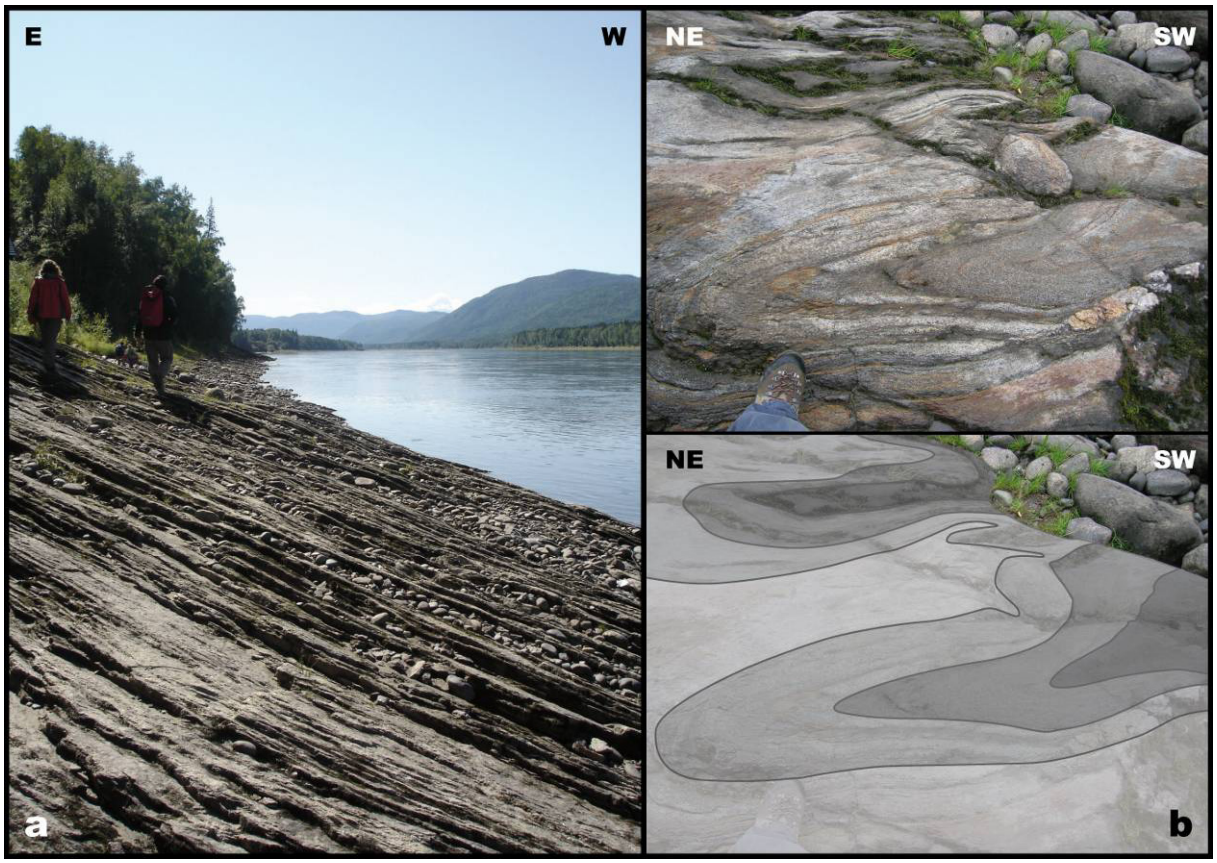


Figure 44. Foliation métamorphique dans les gneiss de la rivière Vitim (NW), en arrière du front de chaîne. La figure b montre le plissement ductile parfois observé dans ces gneiss.

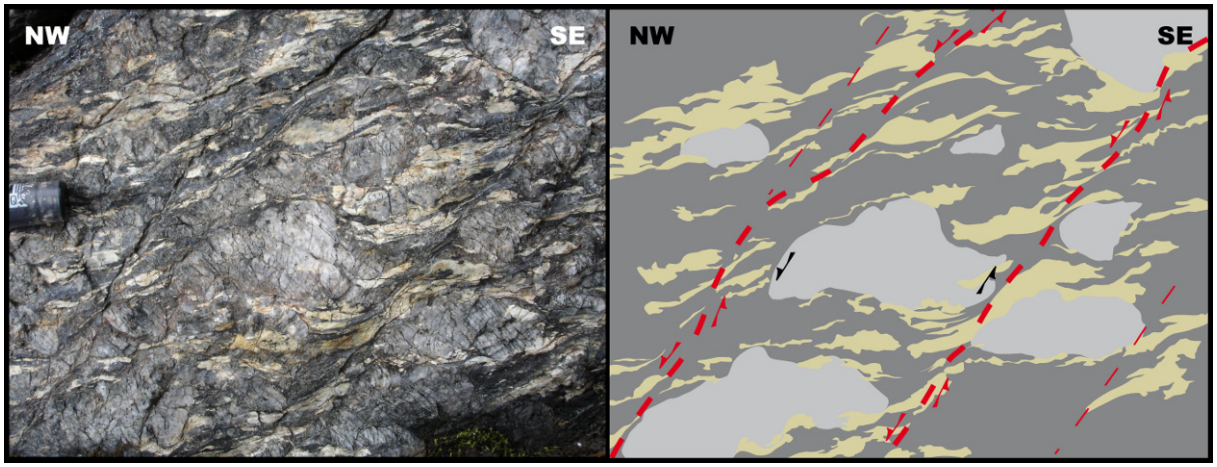


Figure 45. Cisaillement ductile (bandes de cisaillement d'échelle centimétrique, phénocristaux de feldspath œillés) dans les gneiss de la rivière Vitim (NW). Les évidences de cisaillement observés dans cette partie de la chaîne de Patom témoignent d'une déformation majoritairement à vergence NW.

On y observe également de nombreuses évidences de cisaillement ductile : phénocristaux de feldspath œillés, petites bandes de cisaillement (Fig. 45) ou filons boudinés (Fig. 47). Le long de la Vitim, au Nord-Ouest de la chaîne, les linéations mesurées sont orientées en moyenne ~N135°E (Fig. 46) et les cisaillements ont une vergence à nette dominante vers le Nord-Ouest.

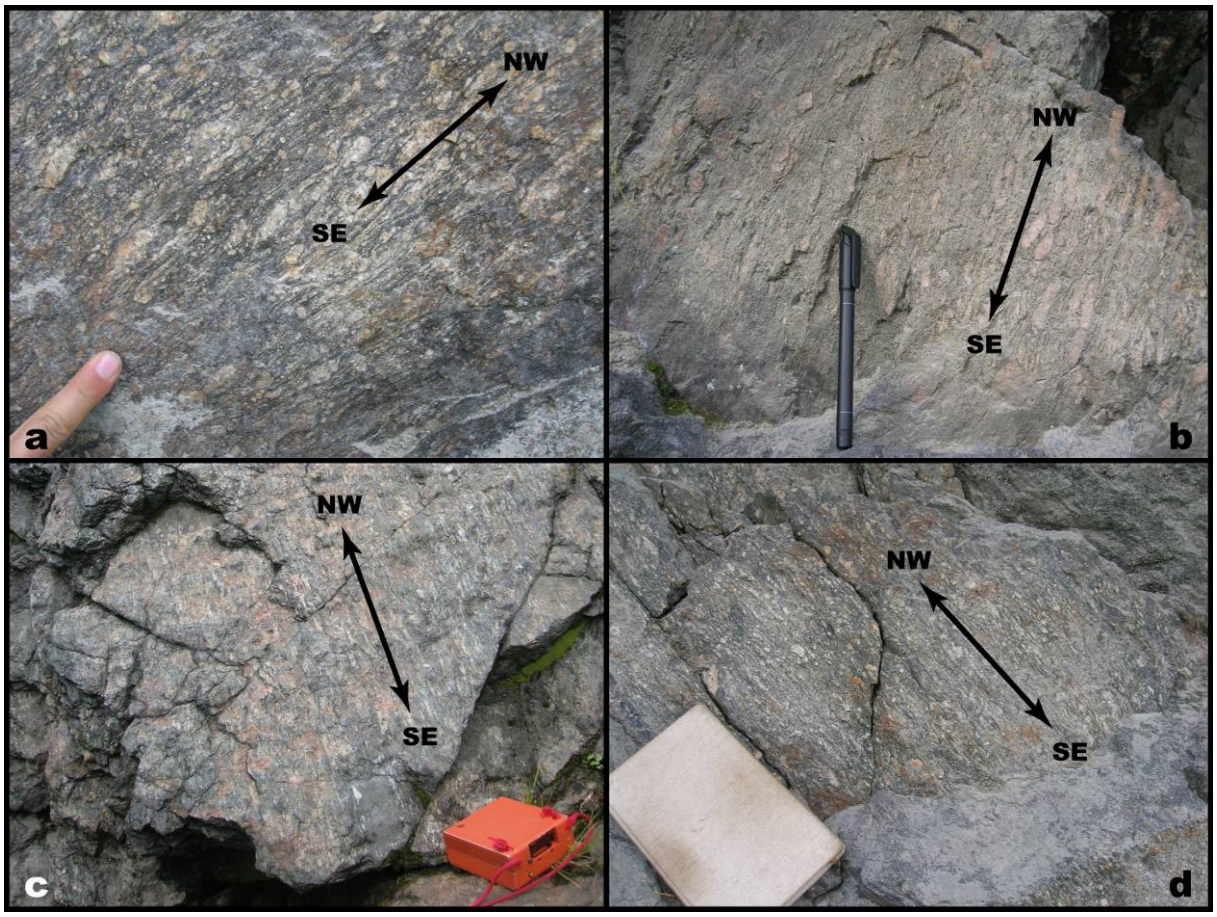


Figure 46. Linéation d'étirement dans les gneiss de la rivière Vitim (NW). La direction d'étirement indiquée est très homogène (NW-SE).

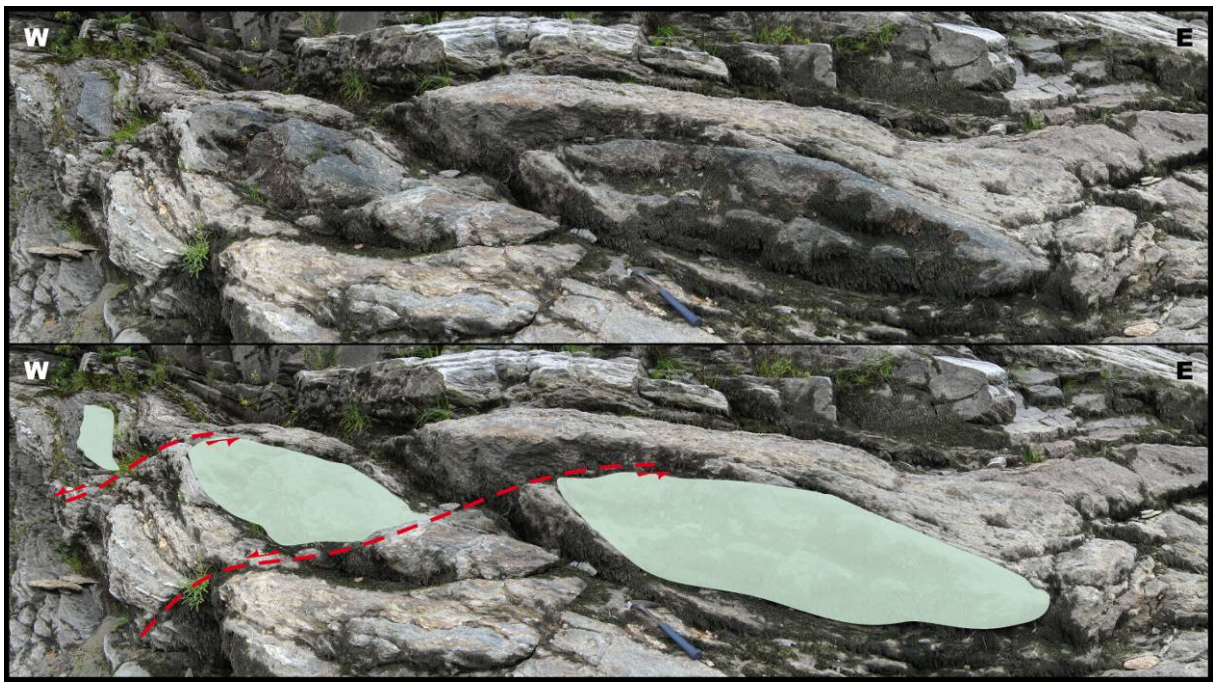


Figure 47. Filon de métabasite boudiné dans les gneiss de la rivière Vitim (NW). La vergence de déformation indiquée est NW.

Ces indices de déformation ductile sont nombreux, très cohérents entre eux le long de la rivière Vitim et attestent d'une déformation homogène. La déformation de ces unités de socle est donc nettement plus intense que dans la zone frontale ou l'avant-pays de Patom, même si elle est plutôt localisée le long des grands cisaillements évoqués plus haut. On observe aussi dans les granites et les gneiss de la Vitim une déformation cassante avec des failles inverses indiquant une direction de compression ~NW-SE (cf. *II.1.4.*, sites WP 191a, WP 194, WP 200, WP 203). Cette direction de compression est identique à celle mise en évidence dans l'avant pays et montre une grande régularité à l'échelle de la chaîne.

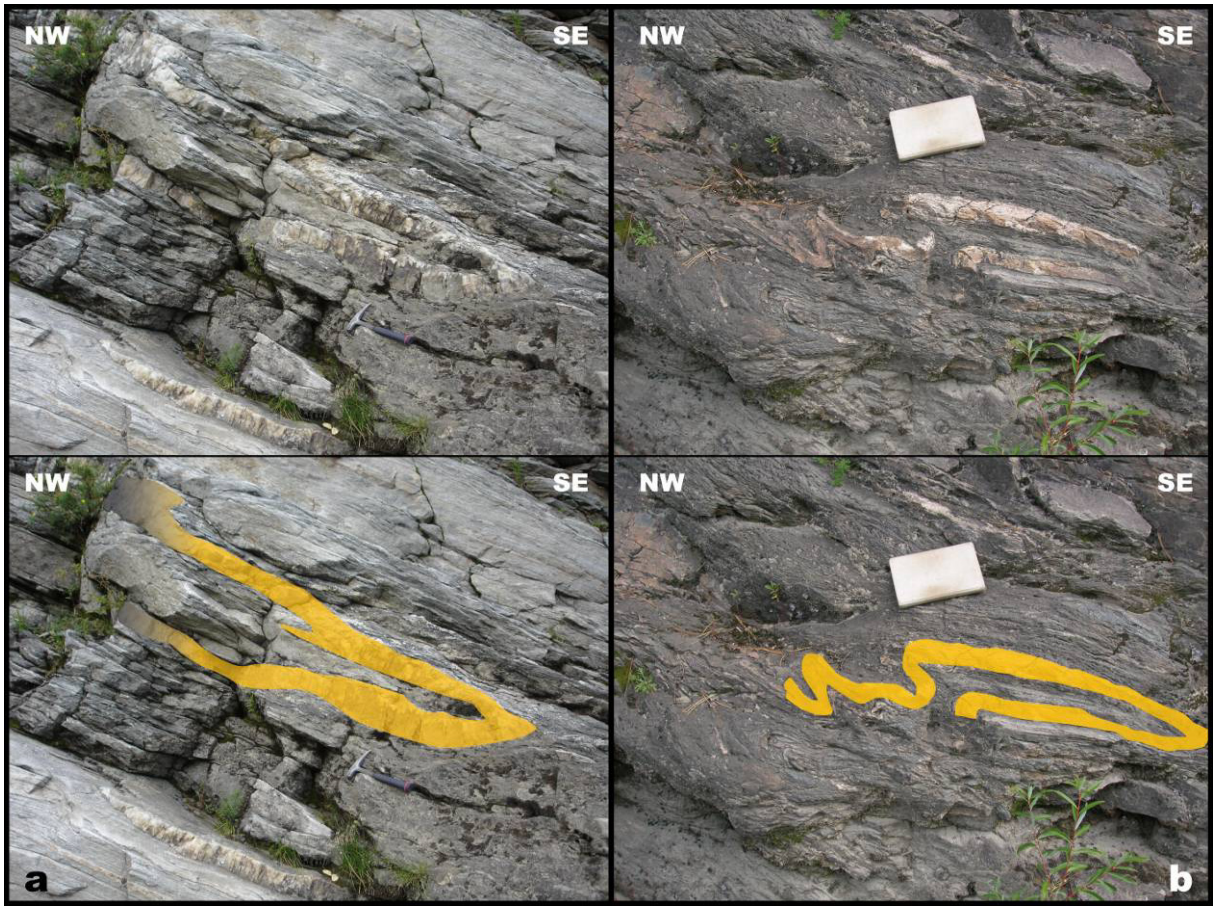


Figure 48. Plissement isoclinal de veines de quartz dans les métapélites de la rivière Vitim (à proximité de Mama). On observe également une foliation métamorphique à pendage SE.

Dans cette partie de la chaîne, les unités de socle décrites ci-dessus sont surmontées par une unité métamorphique. Cette unité observée le long de la Vitim (entre les localités de Mama et Vitimsky, Encart) est composée de métapélites. D'après la littérature, il apparaît que ces sédiments métamorphisés correspondent aux séries clastiques du Riphéen inférieur du Teptogora group (*Sharov et al., 1991; Pisarevsky and Natapov, 2003*, cf. Stratigraphie, II.1), mais dans ce cas, ils ne peuvent se trouver en continuité avec les dépôts rencontrés dans le Mama-Bodaibo foredeep comme semble pourtant l'indiquer la carte géologique (*Kuznetsov et al., 1982*). Ces derniers sont en effet beaucoup

plus récents et aucune structure tectonique (chevauchement par exemple) n'est visible entre les deux unités pour justifier une telle transition. Les métapélites observées dans cette zone correspondent donc sans doute aux séries du Riphéen supérieur du Dalnyaya Taïga group (cf. Stratigraphie). Ces roches présentent une foliation métamorphique orientée N20°E à N70°E, à pendage modéré (de 20 à 45°) vers le Sud-Est (Figs. 48 et 49). Cette foliation apparaît concordante avec celle des gneiss situés à l'Ouest et structuralement sous les schistes.

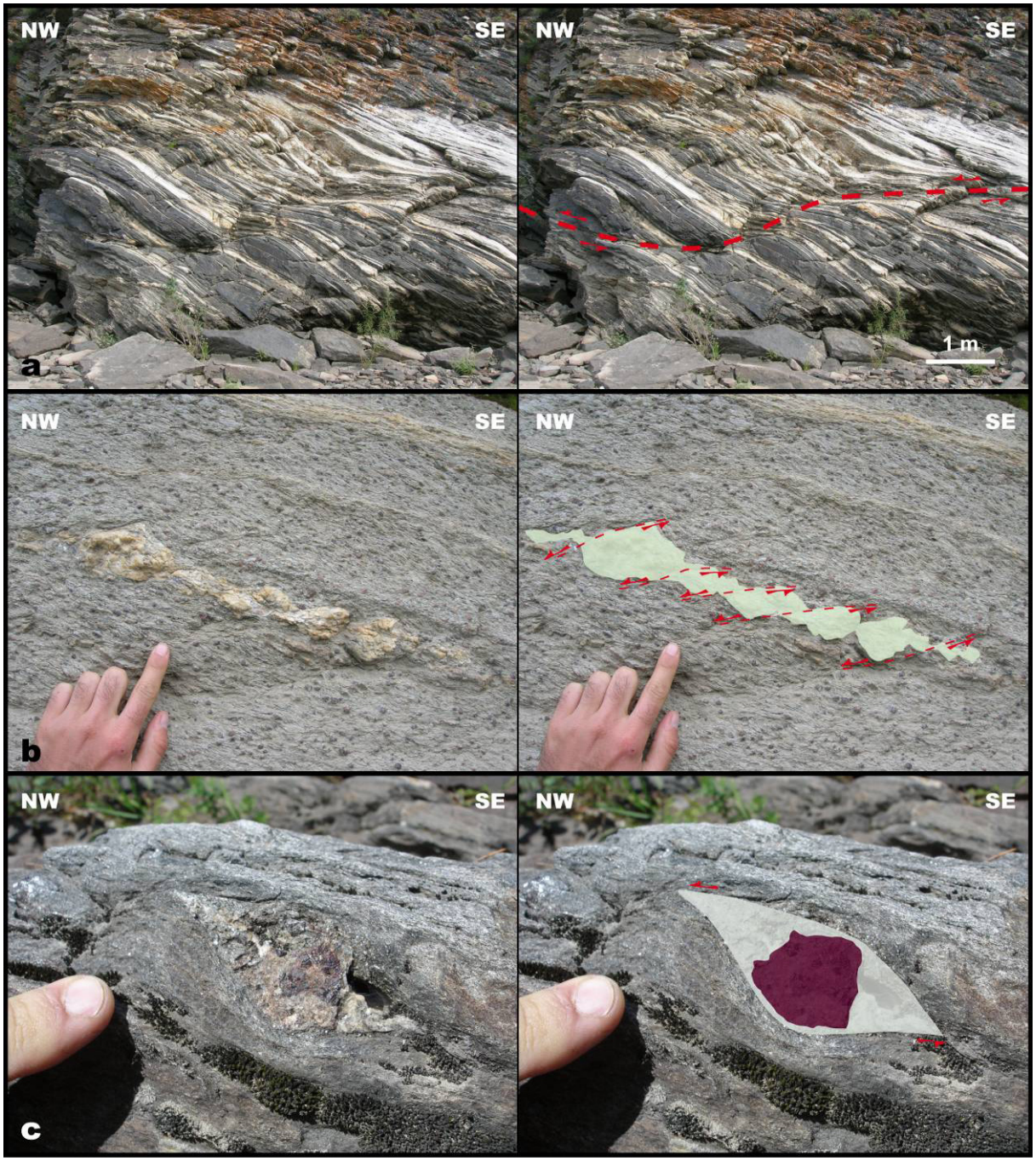


Figure 49. Critères de cisaillement vers le NW dans les métapélites de la rivière Vitim (à proximité de Mama) : (a) bande de cisaillement d'échelle métrique, (b) veine de quartz boudinée, (c) ombres de pression autour d'un cristal de grenat. On observe également une foliation métamorphique à pendage SE.

Certains marqueurs déformés attestent d'un aplatissement important, comme par exemple le plissement isoclinal de veines de quartz (Fig. 48). Comme dans les gneiss affleurant en aval, la linéation métamorphique est orientée de façon très constante selon une direction NW-SE. De même, il existe de nombreux critères de cisaillement ductile vers le NW : bandes de cisaillement d'échelle centimétrique à décamétrique, boudinage asymétrique, ombres de pression entourant les cristaux automorphes de grenat (Fig. 49) ou plis d'entrainement ductile.

A l'image du plissement et de la fracturation décrits dans l'avant-pays, les déformations des unités métamorphiques ne semblent pas se surimposer à des structures plus anciennes qui pourraient témoigner d'un épisode de collision antérieur à la formation définitive de Patom. Trois hypothèses peuvent expliquer l'absence d'évidence de plusieurs phases de déformation :

- Soit les déformations anciennes ne sont jamais préservées (il n'est en effet pas impossible d'avoir complètement oblitéré une première phase de déformation).
- Soit les phases de déformation sont parfaitement coaxiales (si le craton sibérien est un guide structural fort, deux phases de collision successives peuvent avoir été coaxiales).
- Soit la chaîne ne subit qu'une seule véritable phase de collision et dans ce cas la structuration de la chaîne de Patom aurait été effectuée lors d'un épisode unique de déformation (ce qui impliquerait par ailleurs un arrêt de la convergence suite à l'obduction vendienne).

Enfin, l'observation des microstructures confirme la tendance constatée à l'échelle de l'affleurement, à savoir une déformation d'axe constant, orienté NW-SE et à vergence NW. Les lames minces réalisées sur les échantillons collectés (Figs. 50 et 51) parallèlement à l'axe de la linéation et perpendiculairement au plan de foliation (soit selon le plan XZ de la déformation finie) montrent ainsi un cisaillement "top-vers-le-NW".

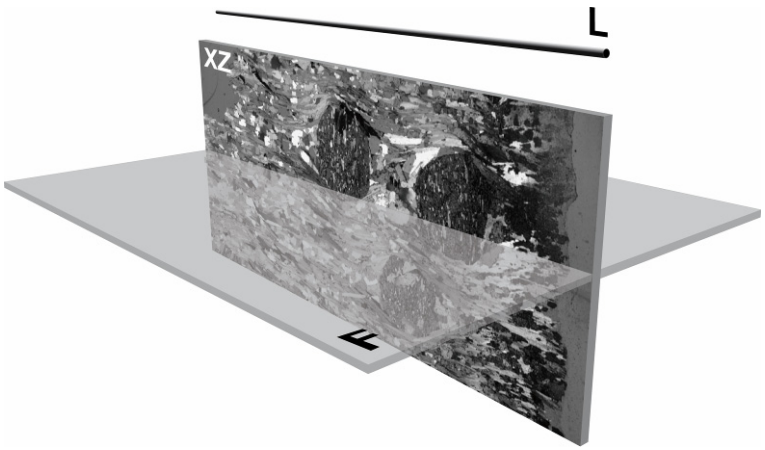


Figure 50. Orientation des lames minces dans le plan XZ de la déformation finie, soit perpendiculairement au plan de foliation (F), parallèlement à la linéation (L)

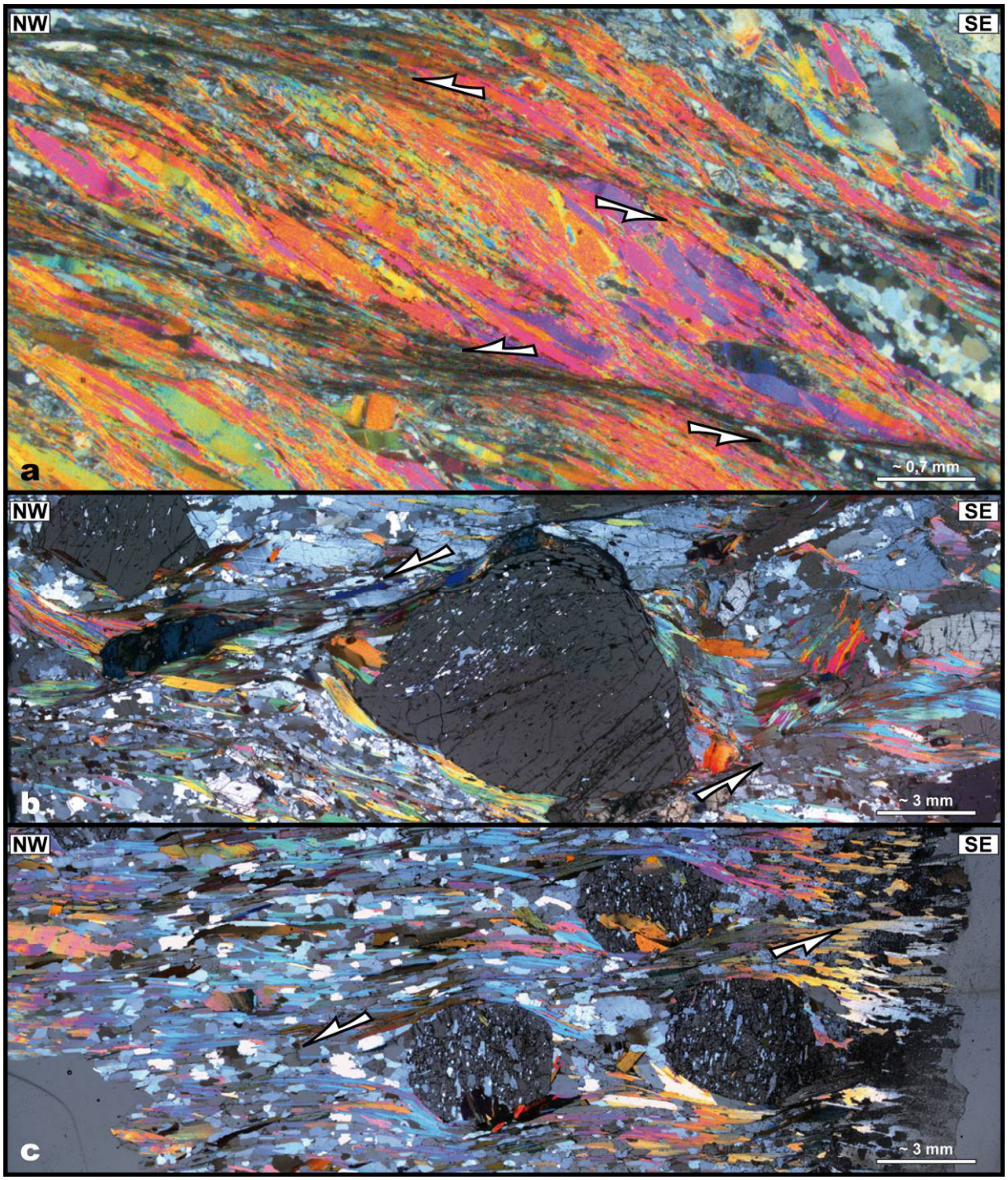


Figure 51. Lames minces réalisées sur les échantillons Pa 06 45 (a), Pa 06 60 (b) et Pa 06 65 (c) prélevés dans les métapélites de la rivière Vitim (région de Mama) et observées au microscope optique (lumière polarisée analysée). On observe un cisaillement à vergence NW.

II.3.3. Zone de suture

Les structures des zones plus internes de la chaîne de Patom ont été oblitérées en grande partie par les massifs intrusifs granitiques du batholite "Angara-Vitim". Par ailleurs, peu d'affleurements sont accessibles dans cette région. Les granites eux-mêmes ne sont pas déformés et attestent donc

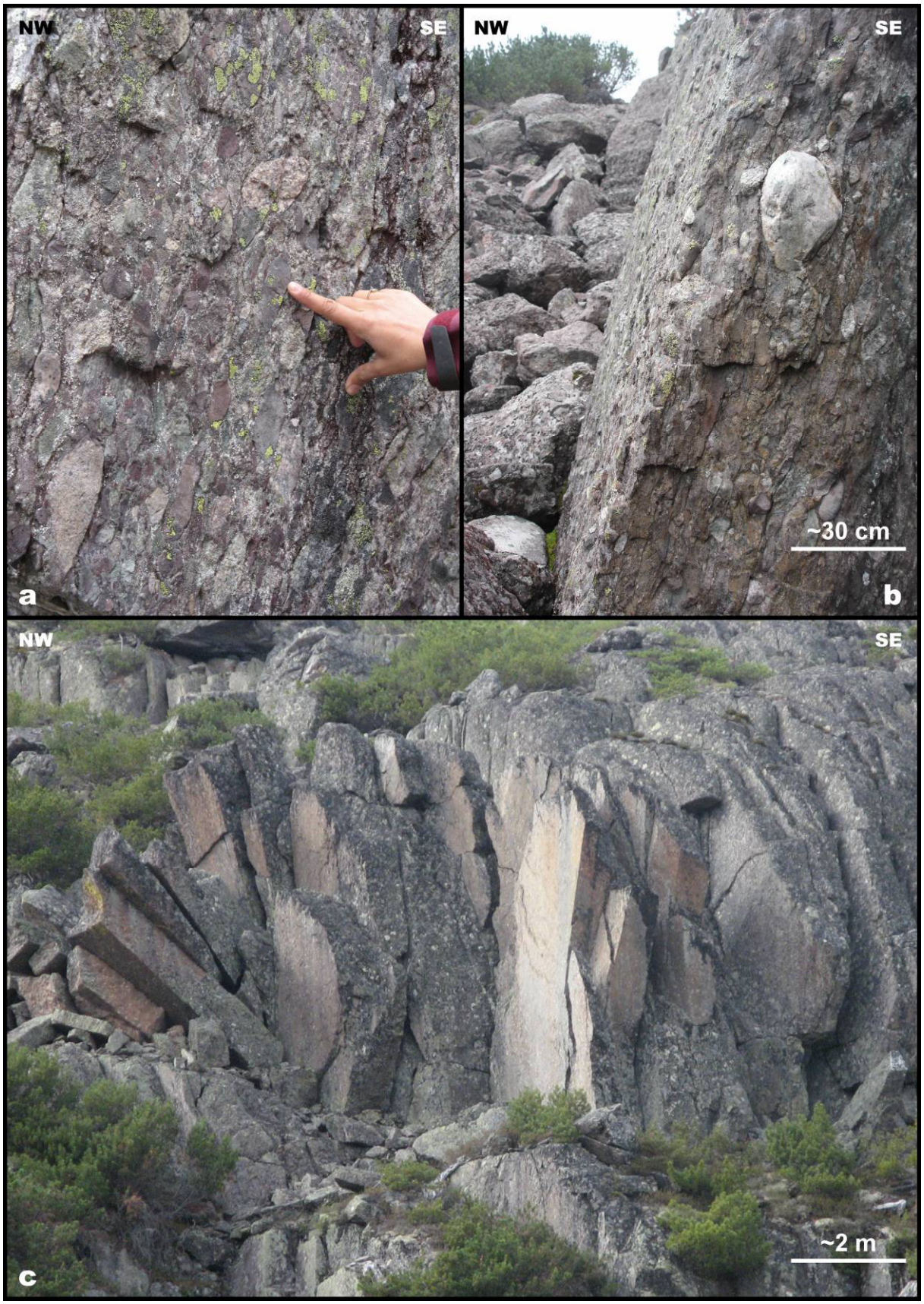


Figure 52. Molasses roses du Vendien inférieur surmontant les ophiolites du massif de Kaalu (localisation Fig. 55) et présentant une schistosité verticale. Ces dépôts ont probablement été basculés lors de la première phase de collage tectonique au début du Vendien.

probablement d'un épisode d'intrusion post ou tardi-collisionnel. Au niveau de la zone de suture, matérialisée par la ceinture ophiolitique de Baïkal-Muya, les molasses basculées du Vendien inférieur sont affectées par une schistosité verticale (Fig. 52, cf. Stratigraphie, II.2.). Autour de la zone de suture les sédiments vendiens et cambriens rencontrés ne sont pas métamorphisés et leur déformation se limite souvent à un basculement ou à un léger plissement des séries. Dans la région de Taximo (Fig. 55) un plissement d'axe ~NW-SE associé à de petits chevauchements affecte les séries du Vendien supérieur – Cambrien inférieur (Figs. 53 et 54).

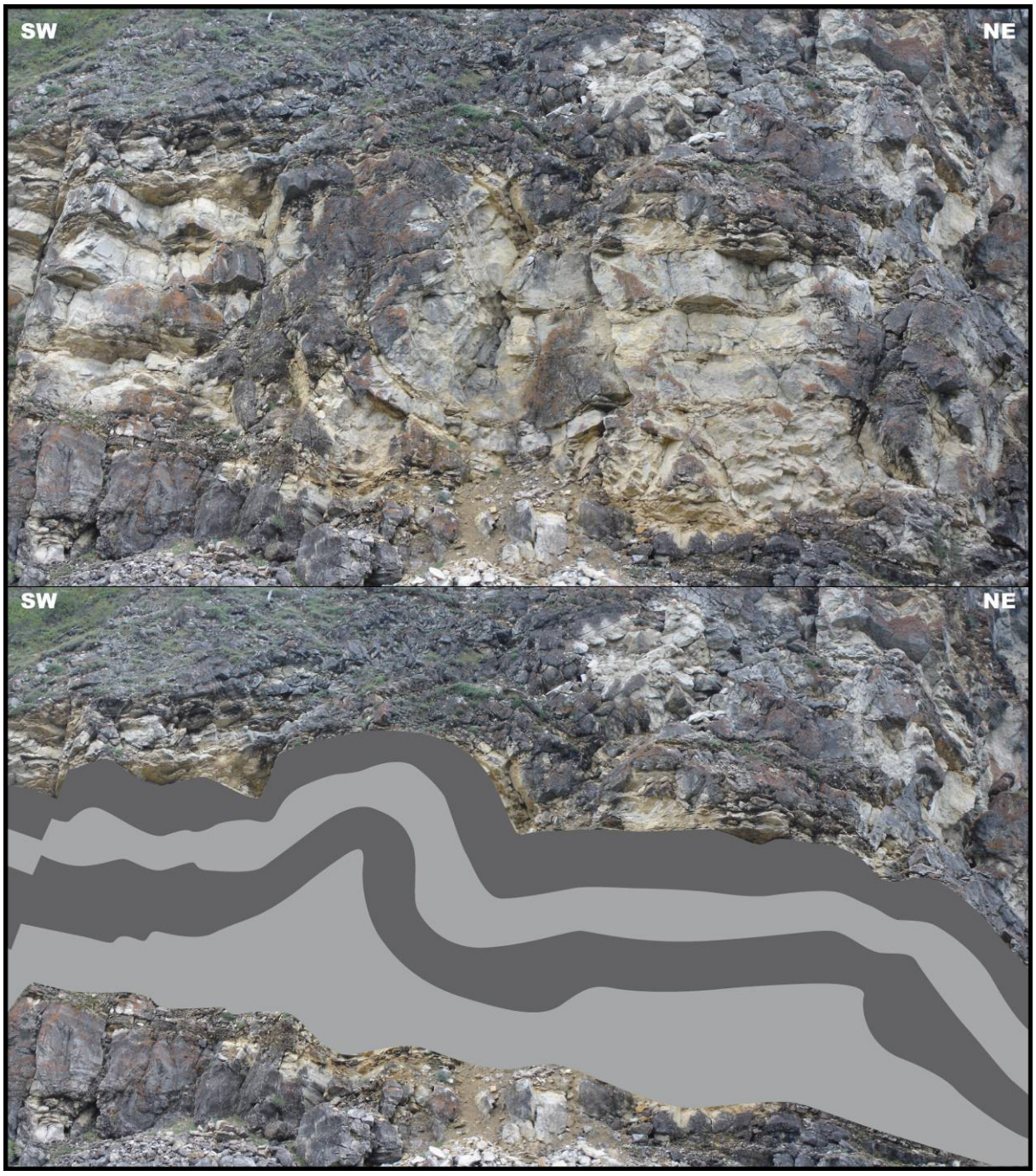


Figure 53. Dolomies plissées du Vendien supérieur, proches de la zone de suture au Nord de Taximo.

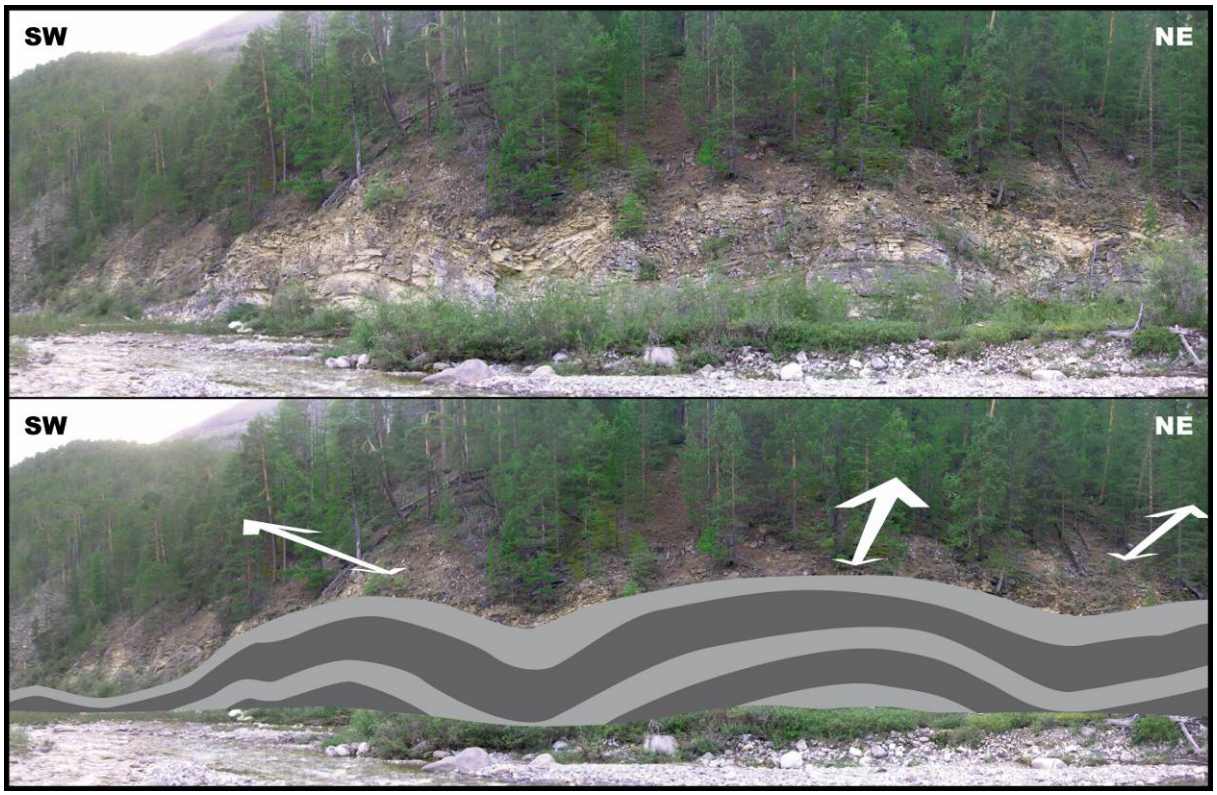


Figure 54. Calcaires plissés du Cambrien inférieur, proches de la zone de suture au Nord de Taximo.

Les dépôts riphéens de la zone interne n'ont pas pu être atteints lors de nos missions et il n'a pas été constaté de déformation prononcée ni de métamorphisme de la couverture dans ce secteur.

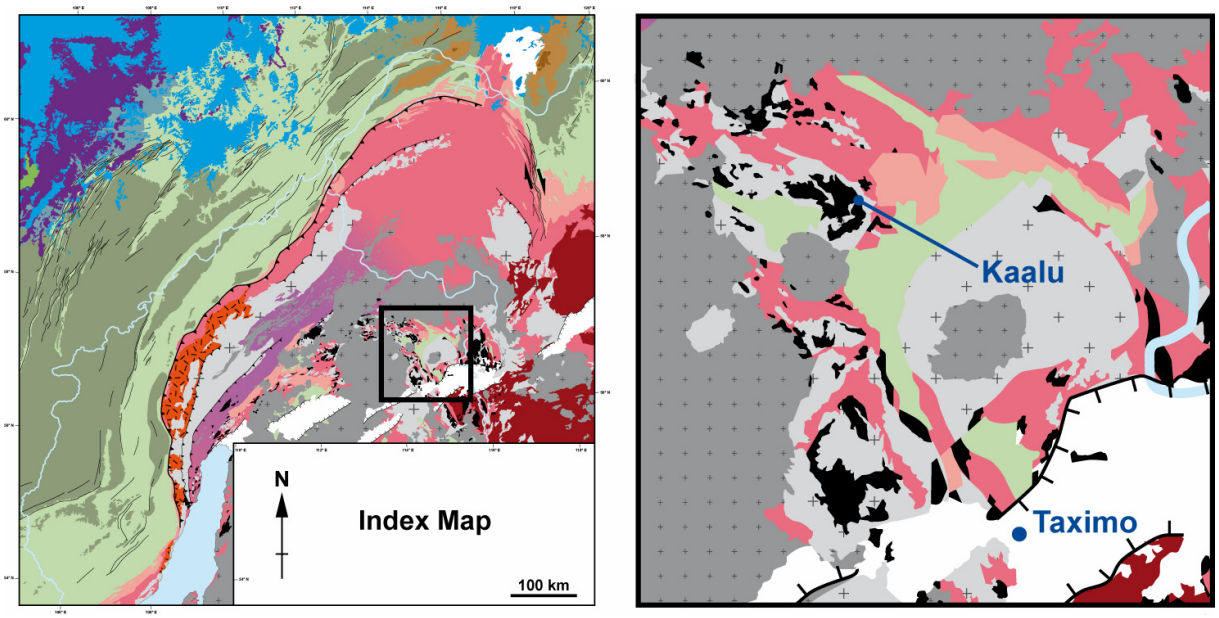


Figure 55. Localisation (à gauche) et schéma structural (à droite) de la partie traversée de la ceinture ophiolitique de Baïkal-Muya et du massif de Kaalu, cf. légende complète sur le schéma structural, Encart A.

Le complexe océanique de Baïkal-Muya affleure en lambeaux discontinus. Ces roches qui sont pour la plupart bien préservées correspondent aux principaux éléments d'une séquence ophiolitique classique telle que définie lors de la conférence de Penrose de 1972 (*Anonymous, 1972*) avec de bas en haut :

- Des roches ultrabasiques qui forment l'essentiel du massif de Kaalu (Fig. 55) où elles ont pu être observées. Ce massif est en grande partie constitué de péridotites serpentinisées (présentant un aspect caractéristique, lisse, vert à bleu sombre). Elles sont souvent riches en magnétite et en chrysotile (Fig. 56). Elles composent un mélange tectonique où l'on observe localement des pyroxénites, des blocs de péridotite non-serpentinisée et des métasédiments (marbres plissés). Les serpentinites de Kaalu montrent une déformation intense dans le domaine ductile (cisaillement, boudinage et plis d'entraînement, Fig. 57), ce qui est caractéristique de la faible résistance mécanique de ces roches et ne présume donc pas du degré de déformation de l'ensemble de la suture. Les nombreux critères de cisaillement observés indiquent une vergence N à NE des déformations.

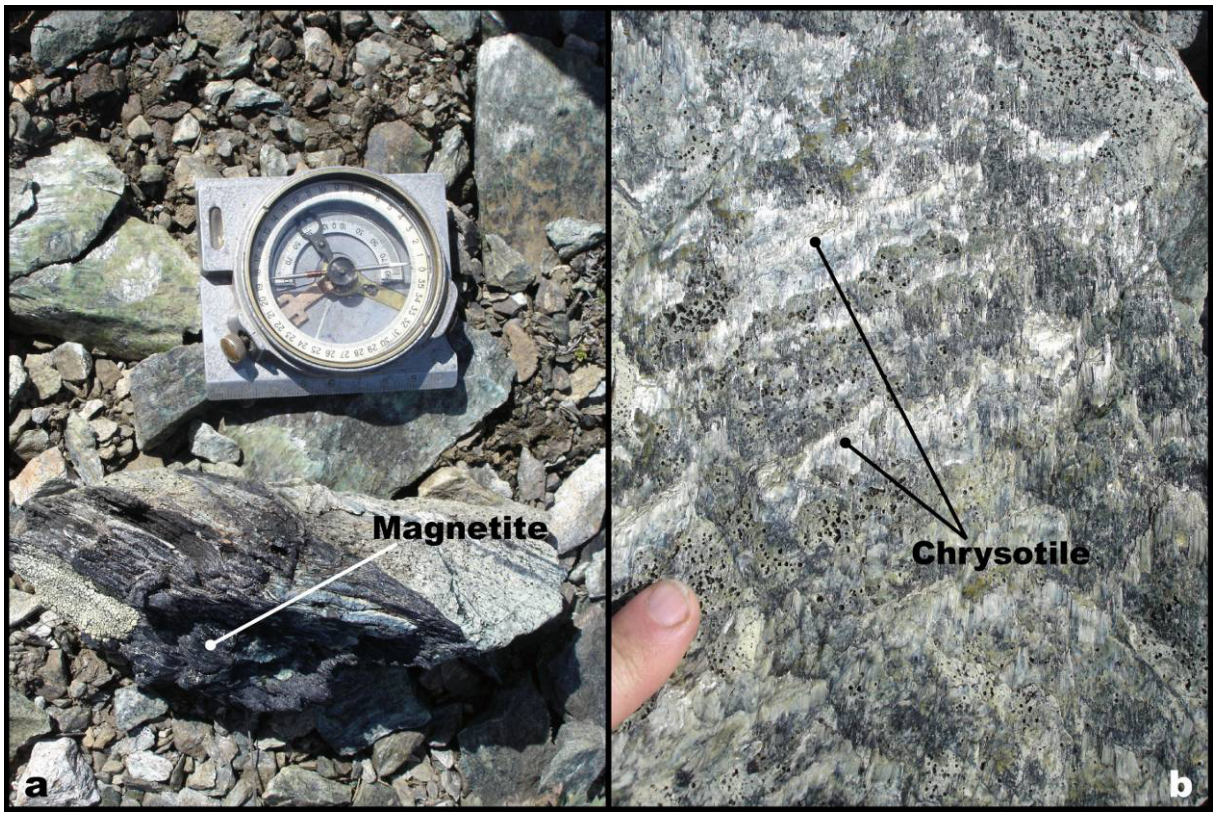


Figure 56. Péridotites serpentinisées du massif de Kaalu (localisation Fig.), riches en magnétite (a) et en chrysotile (b).

- Des gabbros lités et plutôt leucocrates qui surmontent les serpentinites au sommet du massif . Ceux-ci ne montrent pas de déformation.
- Des prasinites, observées plus au Sud de la ceinture de Baïkal-Muya, à proximité de Taximo et qui correspondent à des basaltes ayant subi un métamorphisme dans le faciès des schistes verts

(Fig 58.). Ces roches basiques montrent une foliation métamorphique orientée en moyenne ~ N140°E et à pendage vers le SW. Ces valeurs sont cohérentes avec la position de l'affleurement dans la partie Est de la ceinture ophiolitique et de l'arc de Patom (Fig.). La déformation reste modérée mais l'on observe toutefois un cisaillement vers le NE.

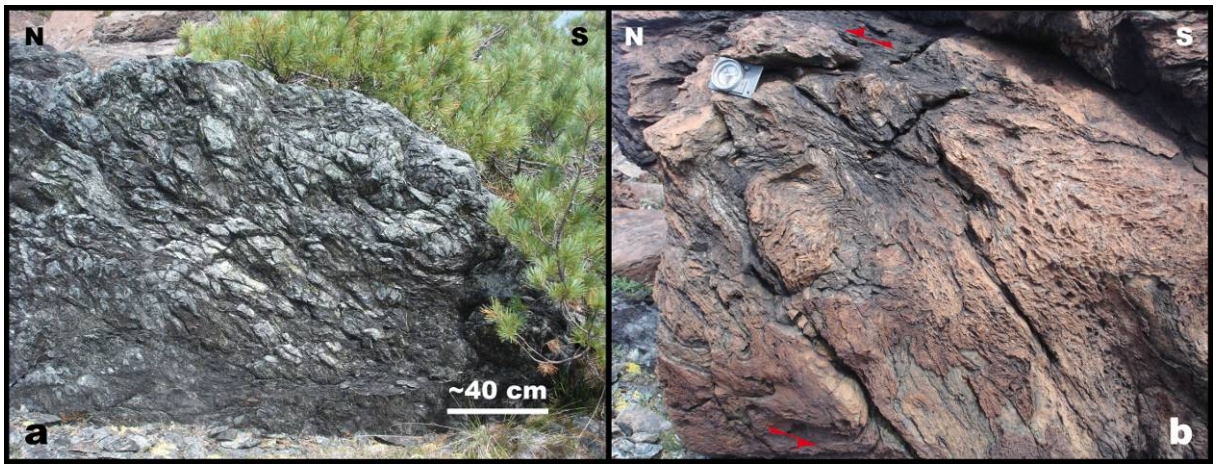


Figure 57. Pyroxénites (a) et marbres plissés (b) du massif de Kaalu (localisation Fig. 55).

Figure 58. Prasinites observées au Nord de Taximo (localisation Fig. 55) et montrant une foliation métamorphique à pendage SW.

Les déformations sont donc dans toutes les unités de la chaîne de Patom d'une homogénéité remarquable, avec des directions de compression en domaine cassant et de mouvement des unités en domaine ductile évoluant d'E-W à NE-SW, et des vergences W à NE suivant la forme incurvée de la chaîne. Ces observations suggèrent une structuration monophasée du système, ce qui est cohérent avec l'évolution simple et lente de l'environnement sédimentaire entre la fin du Protérozoïque et le Paléozoïque supérieur (cf. Stratigraphie).

III – Coupes régionales

III.1 – Hypothèses et méthode

Les observations structurales présentées dans les parties I et II de ce chapitre sont synthétisées sur des coupes à travers la chaîne et l'avant-pays de Patom. Ces coupes se basent en surface sur la carte géologique au 1/500.000 (*Kuznetsov et al., 1982*) et les informations issues des trois missions de terrain et en profondeur sur des profils extraits de la carte des isobathes du toit du socle (Fig. 26). Concernant la couverture sédimentaire, aucune autre donnée (puits, sismique...) de qualité n'a pu être obtenue permettant de préciser les épaisseurs, les géométries ou les déformations. Le niveau de détail disponible ici est donc limité ce qui, compte tenu de la taille de notre zone d'étude, explique le choix de présenter des coupes à l'échelle régionale (à savoir de 250 à 500 km de longueur). Ceci permet d'imager les grandes variations structurales le long de l'arc de Patom ainsi que les contrastes entre les différents domaines décrits plus haut.

A l'exception du transect schématique des zones internes de la chaîne (E-E'), les coupes ont été construites en respectant les règles de l'équilibrage. Les profils choisis sont perpendiculaires aux principales structures et donc parallèles à la direction de déformation. Cependant, les structures traversées ne sont pas toujours cylindriques et certaines zones ne sont peut-être pas exemptes de mouvements décrochants (le sillon de Vilyui en particulier) même si ils sont sans doute négligeables (cf. *II.1.3.* et *II.1.4.*). D'autre part, il nous est impossible de savoir avec précision à quelle profondeur s'enracinent les failles d'échelle crustale. La profondeur des niveaux de décollement est déduite de la longueur d'onde et de l'amplitude des plis (cf. *II.1.1.*) et des épaisseurs supposées au sein de la pile sédimentaire (cf. Stratigraphie). Ceci nous permet de proposer un niveau de décollement principal correspondant aux tillites et diamectites de la formation Dzhemkukan (Riphéen supérieur, cf. Stratigraphie, *II.1.1.* et III.1.), c'est à dire à la base de la couverture dans la majeure partie de la fosse de Pred-Patom et du domaine frontal. Ces dépôts glaciaires riches en argiles peuvent en effet se déformer de façon ductile.

Nos coupes pourront être comparées à celles déjà réalisée dans la partie Nord de la chaîne et de l'avant-pays de Patom par Sekezenkov (*données internes*). Les hypothèses structurales mises en avant par ces trois sections n'ont pas été retenues dans notre étude. En effet, on y observe un raccourcissement très important le long de chevauchement plats, induisant des redoublements de séries sur une centaine de kilomètres environ au sein du Néoprotérozoïque. Or ce raccourcissement énorme n'affecte apparemment jamais les séries du Paléozoïque. Si ces sections doivent être équilibrées, de telles géométries impliquent :

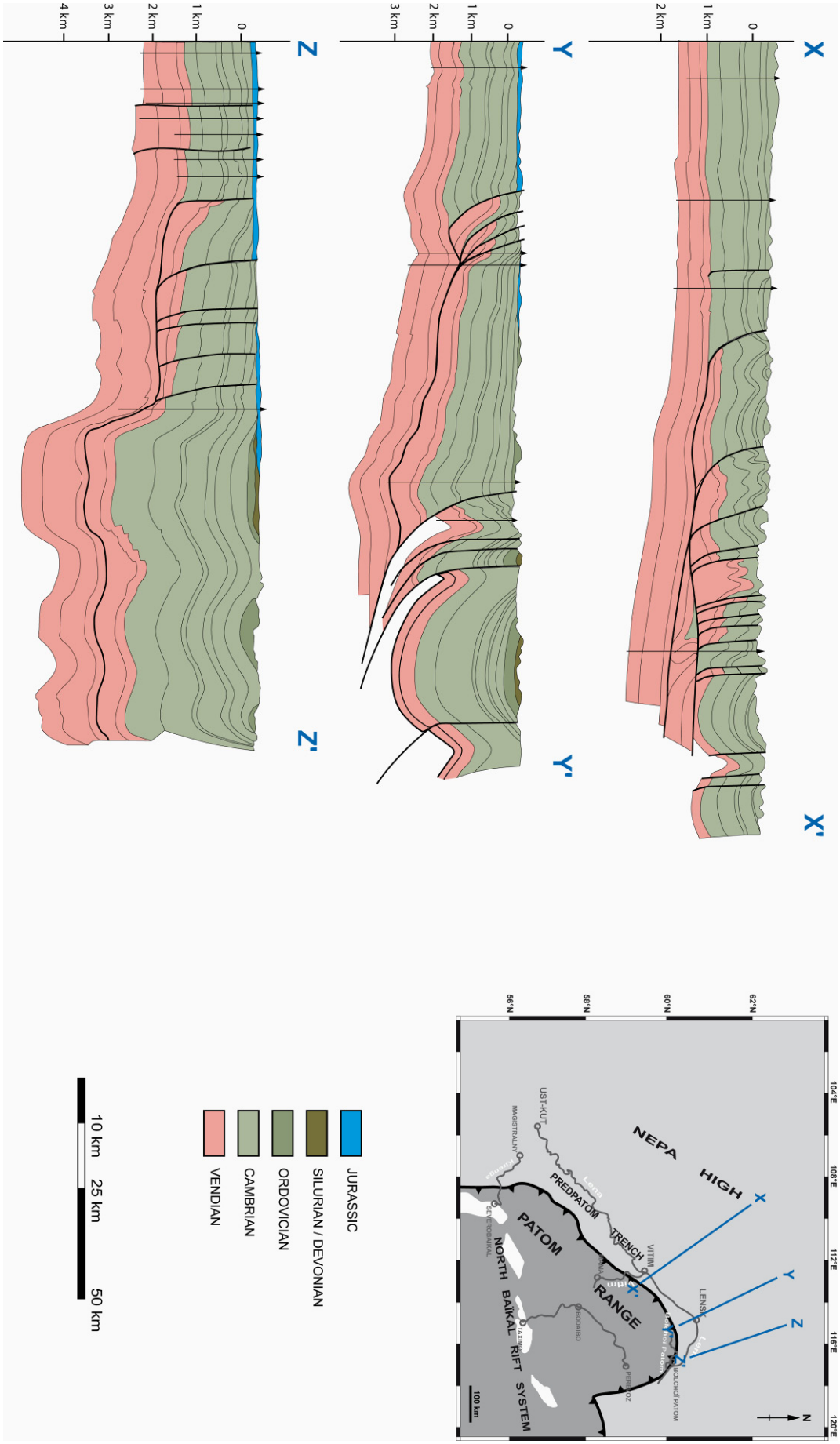


Figure 59. Coupes de la fosse et de l'avant-pays de la région Nord de Patom (d'après Sekeznkov, donnée interne).

- soit une première phase de déformation anté-Paléozoïque.
- soit une tectonique en"passive roof" sous un décollement vendien.
- soit encore une érosion du Paléozoïque sur toute la longueur correspondant au raccourcissement dans le vendien.

Dans le premier cas, il faut alors expliquer pourquoi les dépôts du Paléozoïque ne semblent pas discordants sur les plis affectant le Protérozoïque. Dans le deuxième cas, le différentiel de déformation qui n'est pas accommodé dans le Paléozoïque sur ces coupes doit nécessairement l'être plus en avant ou en arrière. Or ni la cartographie géologique, ni l'étude de terrain ne montre un tel raccourcissement des séries paléozoïques. Enfin, une érosion aussi importante des dépôts du Paléozoïque (c'est-à-dire une disparition intégrale sur la centaine de kilomètres évoquée plus haut) est difficilement justifiable, d'autant que les chevauchement ne correspondent latéralement à aucun changement de faciès ni variation d'épaisseur notable.

Malheureusement, aucun autre travail de ce type n'est disponible dans la littérature.

III.2 – De la zone frontale aux hauts de socle de Nepa

Les trois premières coupes (A-A', B-B' et C-C'-C", Figs. 60, 61 et 62) traversent l'arc de Patom de façon à apporter une description de son avant-pays et de la zone frontale. Elles permettent de confirmer des variations longitudinales entre le Nord et le Sud de la géométrie système et également de mettre en avant quelques points communs importants :

- On remarque sur chacune des sections un épaississement des séries de l'intérieur du craton vers sa bordure. Cet épaississement matérialisé par de biseaux dans les dépôts protérozoïques et paléozoïques est lié à la marge passive développée lors de l'ouverture de l'océan Paléoasiatique, et à la présence continue depuis le Riphéen supérieur des hauts de socle de Nepa où les séries sont réduites.
- L'avant-pays apparaît dans l'ensemble peu déformé, avec un plissement peu intense, des chevauchements peu nombreux et faible rejet, jamais de redoublement des séries. Les coupes que nous proposons ici diffèrent donc sensiblement des interprétations russes qui existent notamment au Nord de la chaîne et mettent en jeu un raccourcissement important par l'intermédiaire de chevauchements plats (*Sekezenkov, 1996*; Fig. 59).
- Même lorsque le socle est impliqué dans le raccourcissement, celui-ci reste peu affecté par la déformation, excepté dans la zone frontale. Ces coupes confirment donc le rôle important de la rhéologie résistante du craton sibérien dans la structuration de la chaîne.

III.2.1. Coupe Sud

La coupe la plus méridionale (A-A', Fig. 60) a été réalisée entre la terminaison Sud-Ouest de la chaîne de Patom et les hauts de socle de Nepa à l'Ouest. Elle met en évidence un style tectonique de type "thick skin". En effet, l'essentiel de la déformation et du raccourcissement dans l'avant-pays sont accommodés par des failles recoupant la couverture et coïncidant avec des sauts de niveau structural biens visibles sur la cartographie. L'implication du socle dans la déformation par l'intermédiaire de ces failles peut seule expliquer ces "marches". Hormis ces failles, la couverture sédimentaire de la plateforme est peu déformée, à l'exception des séries du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur, parfois plissées sur de petits niveaux de décollement peu profonds correspondant à des niveaux de marnes du Cambrien supérieur (cf. stratigraphie, III.1 et Fig. 31). Le plissement est alors de courte longueur d'onde mais prononcé (cf. *II.1.2.*). La transition avec la chaîne interne est marquée par une marche topographique abrupte, le socle de la plateforme sibérienne surmontant directement l'avant-pays via un unique chevauchement sans aucun gradient de déformation associé entre l'avant-pays et ce front de chaîne. En arrière de ce front, la qualité des affleurements est insuffisante pour dessiner précisément les structures. Cette première coupe correspond à un segment de la chaîne de Patom où le socle du craton sibérien est peu profond et la couverture sédimentaire peu épaisse. En outre, les séries du riphéen sont absentes dans cette partie de la fosse de Pred-Patom.

III.2.2. Coupe centrale

Ce style tectonique "thick skin" est peu visible ou n'existe pas sur la coupes B-B' (Fig. 61). Celle-ci, en position centrale sur l'arc de Patom, suit un profil d'environ 550 km entre les unités métamorphiques observées le long de la rivière Vitim (dans la région de Mama, cf. *II.3.2.*) et le flanc occidental des hauts de socle de Nepa. Elle montre dans l'avant-pays et la fosse de Pred-Patom une tectonique de couverture ("thin skin"). Le socle n'est jamais impliqué sauf à proximité du front de chaîne. La cartographie sur ce transect ne met en évidence aucun saut de niveau structural comme ceux décrits plus au Sud. Les chevauchements s'enracinent sur le décollement de la base du Riphéen puis, à l'aplomb des hauts de socle, sur des niveaux secondaires, probablement dans les shales sombres de la formation Zherba (Vendien). En revanche, on voit ici se développer un plissement à grande longueur d'onde et d'amplitude beaucoup plus importante impliquant l'ensemble de la pile sédimentaire (cf. *II.1.1.*). Ce plissement n'est pas régulier et s'amortit progressivement vers l'Ouest jusqu'à disparaître sur les hauts de socle où la déformation semble bloquée par le sommet du dôme de Nepa, alors qu'elle était transmise au-delà sur la section Sud. La transition entre l'avant-pays et la chaîne de Patom est moins brutale : la topographie montre une élévation plus progressive qui coïncide avec aux moins deux chevauchement majeurs. Les séries riphéennes affleurent dans la zone frontale

(peu développée) où elles chevauchent le paléozoïque puis sont elles-mêmes chevauchées par le socle du craton sibérien. L'intensité de la déformation augmente sensiblement dans ce domaine frontal et les grès riphéens observés y présentent des évidences de déformation ductile (cf. II.2.). Grâce à la rivière Vitim, l'observation du socle et des unités internes est possible sur ce profil. Nous avons donc pu constater l'existence d'une déformation plus intense que dans l'avant-pays. Cependant, l'essentiel du raccourcissement reste accommodé par des grands accidents, au niveau du front de chaîne et en arrière. La plateforme sibérienne demeure donc très peu affecté par l'épisode de collision qui structure la chaîne de Patom.

III.2.3. Coupe Nord

Le changement de style tectonique entre la coupe Sud (A-A') et la coupe centrale (B-B') s'accompagne d'un approfondissement du socle et d'un épaississement de la couverture sédimentaire, au profit notamment des séries protérozoïques. Ces variations s'accentuent vers la partie Nord de la chaîne et la coupe C-C'-C" (Fig. 62) confirme bien la tendance observée sur la deuxième section : la déformation dans la fosse de Pred-Patom et l'avant-pays est dominée par le plissement à grande longueur d'onde, les chevauchements associés n'affectent que la couverture (à l'exception des failles normales réactivées du rift de Vilyui), les plis fonctionnent sur les décollements des séries glaciaires riphéennes lorsqu'elles sont présentes et sur celui du Vendien ou du Cambrien basal à l'aplomb des hauts de socle. Ces derniers, moins marqués, ne semblent pas bloquer la propagation de la déformation à cet endroit. Le front de chaîne montre un gradient de déformation progressif qui se traduit par un plissement plus marqué, moins régulier et associé à des écailles de socle qui forment un domaine frontal plus large et sans front marqué et localisé. La transition se fait ainsi progressivement entre l'avant-pays et le Mama-Bodaibo foredeep, où l'on continue d'observer un plissement de couverture associé à une déformation parfois ductile des séries sédimentaires. Cette zone de transition frontale coïncide avec une marge riphéenne plus développée et plus large (sans doute à cause de sa position au fond du "Vitim embayment") bien mise en évidence ici par le dépôt en onlap des séries du Riphéen. Cette marge se trouve inversée lors de l'épisode de collision principal du Paléozoïque ce qui se traduit par une réactivation de certaines grandes failles normales. Dans notre interprétation de la coupe C-C'-C', cette réactivation laisse place pour certains blocs basculés à des "shortcuts", plus plats et recoupant parfois plusieurs blocs.

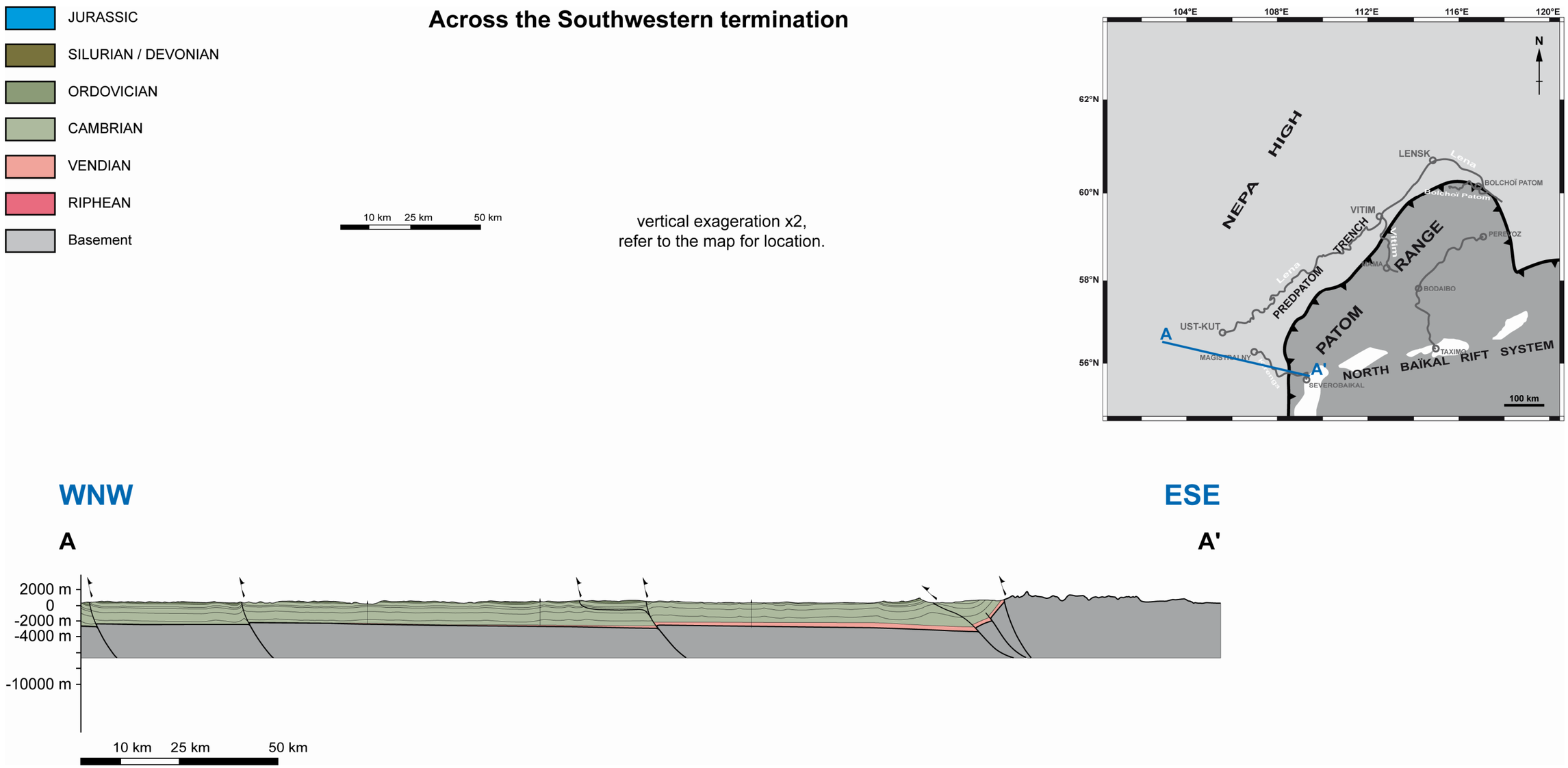


Figure 60. Coupe géologique de la terminaison Sud-Ouest de la chaîne de Patom et de son avant-pays, réalisée d'après les observations de terrain et la cartographie géologique (Kuznetsov et al., 1982).

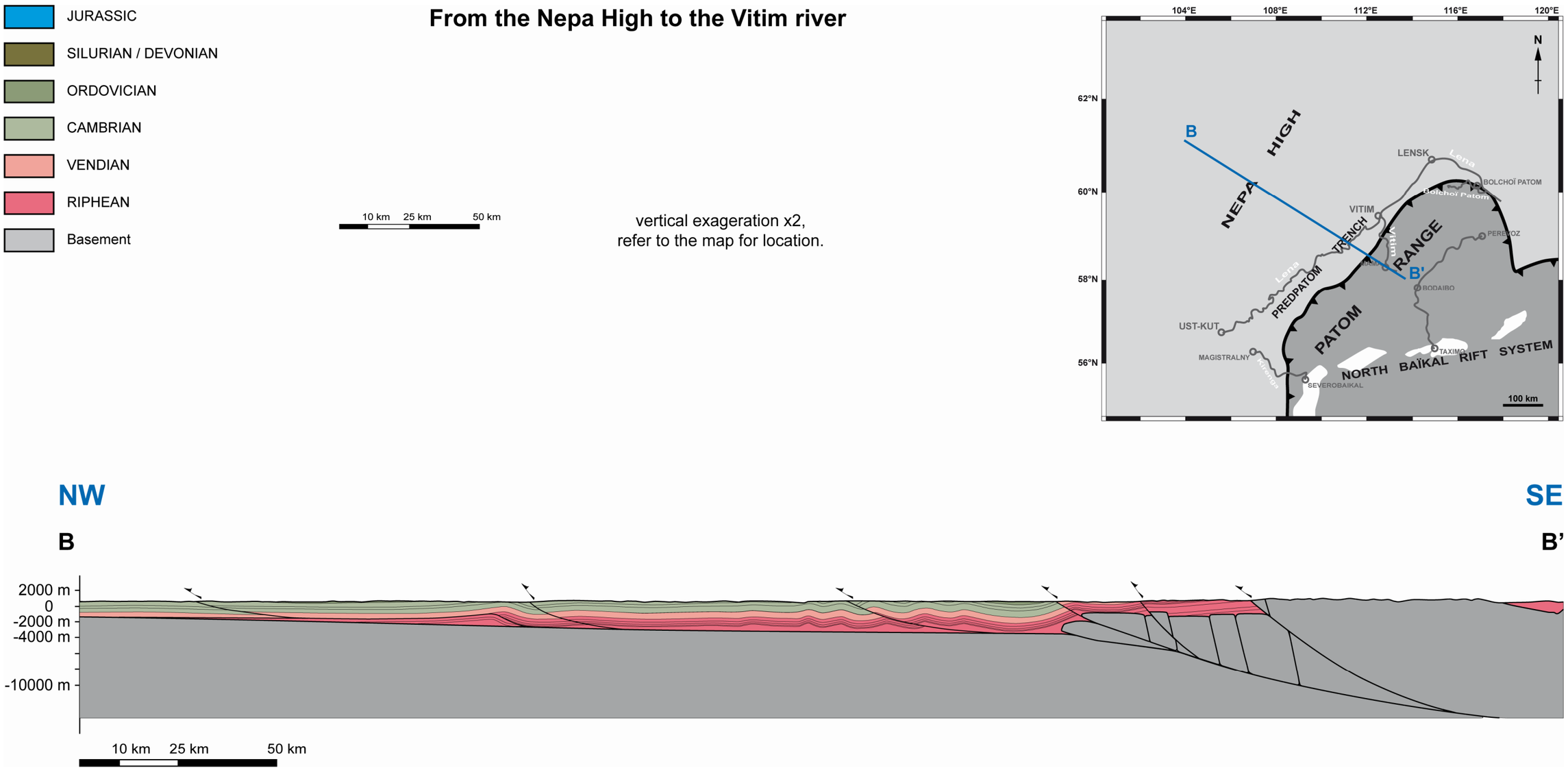


Figure 61. Coupe géologique du front Nord-Ouest de la chaîne de Patom et de son avant-pays, réalisée d'après les observations de terrain et la cartographie géologique (Kuznetsov et al., 1982).

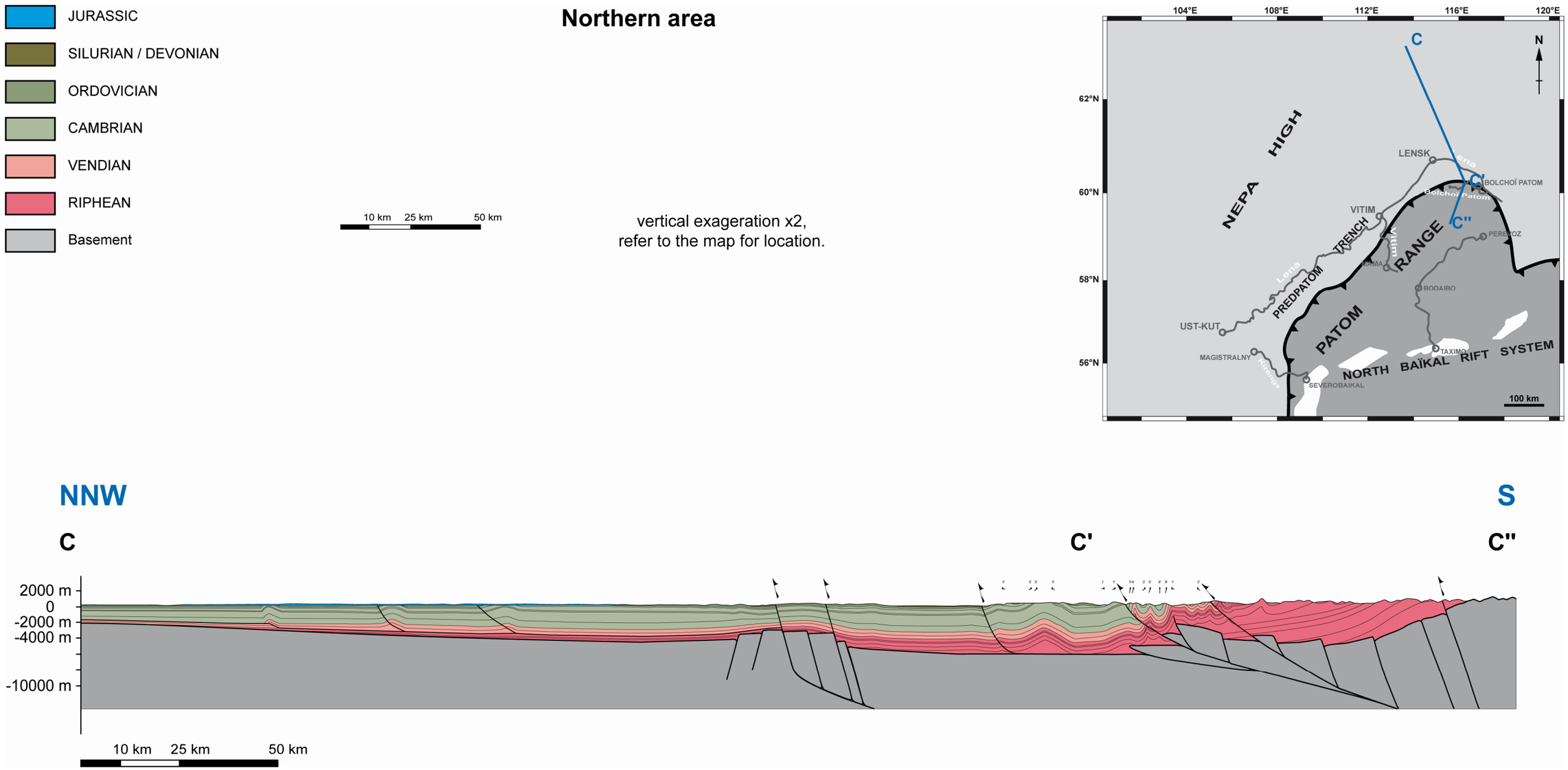


Figure 62. Coupe géologique du front Nord de la chaîne de Patom et de son avant-pays, réalisée d'après les observations de terrain et la cartographie géologique (Kuznetsov et al., 1982).

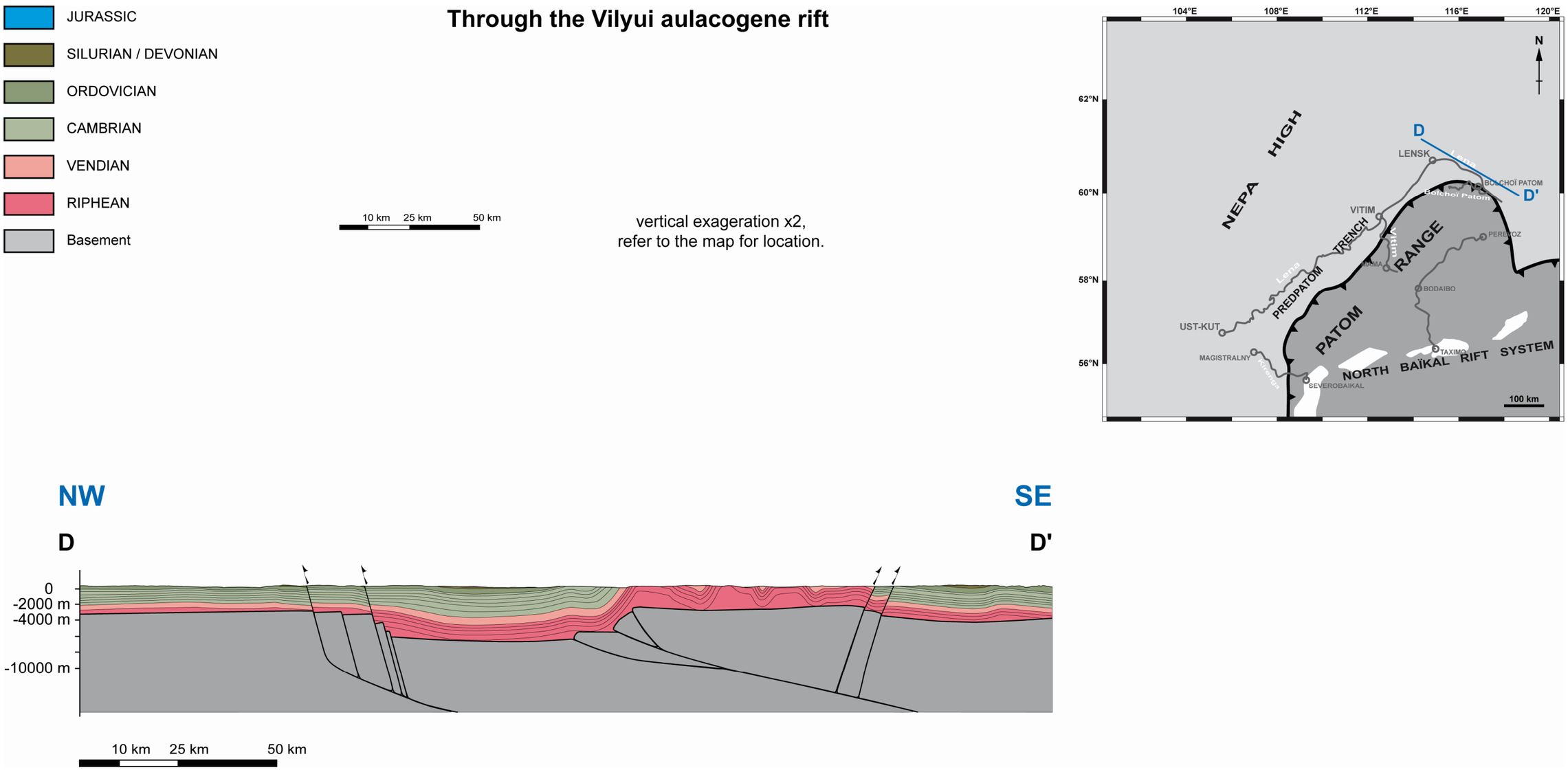


Figure 63. Coupe géologique du rift de Vilyui et de l'uplift d'Ura, au Nord de la chaîne de Patom, réalisée d'après les observations de terrain et la cartographie géologique (Kuznetsov et al., 1982).

III.3 – A travers le rift aulacogène de Vilyui

Une quatrième coupe (D-D') a été construite dans l'avant-pays, au Nord du système de Patom (Fig. 63). Le transect choisi recoupe d'une part le fossé de Vilyui et d'autre part le système de plis orientés N20°E interférant avec l'arc de Patom et identifié comme postérieur à la formation de ce dernier. Cette coupe est une première interprétation structurale de ce qui constitue la terminaison Nord de la chaîne :

- On y retrouve l'influence de l'extension protérozoïque et de la marge associée, avec un net épaississement des séries riphéennes au niveau du sillon. L'épaississement des séries du Vendien et du Cambrien est également bien marqué ce qui indique une subsidence importante. En revanche, il est difficile d'observer les signes d'une réactivation dévonienne du rifting à cet endroit (*Milanovsky, 1981; Gusev et Shpount, 1987; Zonenshain et al., 1990; Lobkovsky et al., 1996; Cocks et Torsvik, 2007*). Selon l'hypothèse proposée par *Pavlov et al. (2008)*, le bassin de Vilyui s'est ouvert au Nord d'un pôle de rotation situé lui-même au Nord de notre coupe, ce qui indiquerait que cette région et le Sud du fossé de Vilyui sont donc plus probablement en compression au Dévonien – Carbonifère (cf. *II.1.2.*).
- Bien qu'elle ne soit pas orthogonale aux structures principales, cette coupe permet de constater une nouvelle fois la faible intensité des déformations dans la fosse et l'avant-pays de Patom. Le plissement en dehors de la zone de plis N20°E est peu intense (et de grande longueur d'onde), les chevauchements sont peu nombreux et n'accommodent pas de mouvements importants et le raccourcissement est par conséquent très limité.
- Le segment des plis d'axe N20°E coïncide en profondeur avec un haut de socle ("Ura uplift"). Or les séries protérozoïques y sont d'épaisseur comparable à celles du reste du sillon et ne semblent donc pas avoir été déposées sur un haut relatif (horst par exemple). De même, les séries du Paléozoïque inférieur, absentes de la zone de plis N20°E, ne présentent pas de biseaux autour de cette zone et ont donc été érodées après son soulèvement. Cette structure de socle est donc clairement postérieure au dépôt des séries dans le sillon de Vilyui.
- La déformation de couverture observée au niveau des plis N20°E est sensiblement plus importante que sur le reste de la section et confirme une inversion au moins partielle du rift de Vilyui. L'orientation de ces plis perpendiculairement à l'arc de Patom peut s'expliquer par la rotation relative du bouclier d'Aldan – Stanovoy (*Cocks et Torsvik, 2007; Pavlov et al., 2008*), mais également par l'influence des structures héritées du rift, les failles préexistantes réorientant les contraintes lors de la structuration générale de la chaîne de Patom. L'analyse structurale a néanmoins montré que les deux événements ne sont pas synchrones, la zone de plis N20°E et le haut de socle associé étant postérieurs aux plis de l'arc septentrional de Patom, eux-mêmes orientés N110°E et donc bien alignés dans la chaîne. Le plissement N20°E résulte donc plus probablement de la rotation du bouclier d'Aldan - Stanovoy.

- Malgré des épaisseurs sédimentaires importantes, l'implication du socle dans la déformation est également plus forte que dans le reste de la partie Nord de l'avant-pays de Patom. La bordure occidentale du rift semble peu affectée en comparaison du soulèvement d'Ura estimé ici à environ 4000 m et accommodé en partie par des failles néoformées. A cette tectonique de socle se superpose un décollement de la couverture sur les dépôts glaciaires (tillites) du Riphéen, situés en base de couverture.
- Le plissement d'axe N20°E se distingue également par sa longueur d'onde, plus courte et plus proche de celle observée au front de la chaîne (coupe C-C'-C") ou dans le reste de l'avant-pays. L'hypothèse de mouvements décrochants associés à une structure en transpression pourrait expliquer la disposition en échelon de ce système de plis. Cette structure peut donc être interprétée comme une structure en fleur compressive, ce qui impliquerait un mouvement relatif sénestre entre le bouclier Aldan – Stanovoy et l'ensemble occidental du craton sibérien.

Le système de plis d'axe N20°E apparaît donc indépendant de la tectonique responsable de la structuration de la chaîne de Patom. A l'échelle de notre zone d'étude et dans les régions traversées, cette structure est la seule pouvant témoigner d'une phase de compression orientée ~E-W et distincte de la déformation principale. Cette phase de compression semble donc limitée au Sud du sillon de Vilyui, entre les deux "mâchoires" formée par le bouclier d'Aldan à l'Est et la plateforme sibérienne occidentale (Fig. 26). Cette coupe est donc une nouvelle illustration de l'influence du craton et des structures cratoniques héritées sur la déformation.

III.4 – Dans les zones internes et le Mama-Bodaibo foredeep

La dernière coupe (E-E') réalisée dans ce travail est interprétative. Elle résume les observations de terrain de la mission effectuée en 2007 à travers la chaîne de Patom, du rift Nord Baïkal au Sud (bassin de Muya) à la zone de plis arqués au Nord (Fig. 64). La section montre du Sud au Nord :

- La bordure Nord du bassin cénozoïque de Muya, marquée par une faille normale active recoupant les structures plus anciennes.
- La zone de suture mise en évidence par les nappes ophiolitiques de la ceinture de Baïkal-Muya. Ces nappes à vergence Nord chevauchent le socle protérozoïque ainsi que les dépôts riphéens.
- La séquence synorogénique du Vendien et les carbonates du Cambrien inférieur qui scellent la suture. Les séries vendiennes sont basculées tandis que le Cambrien est peu déformé, la phase de docking / obduction est donc clairement vendienne.

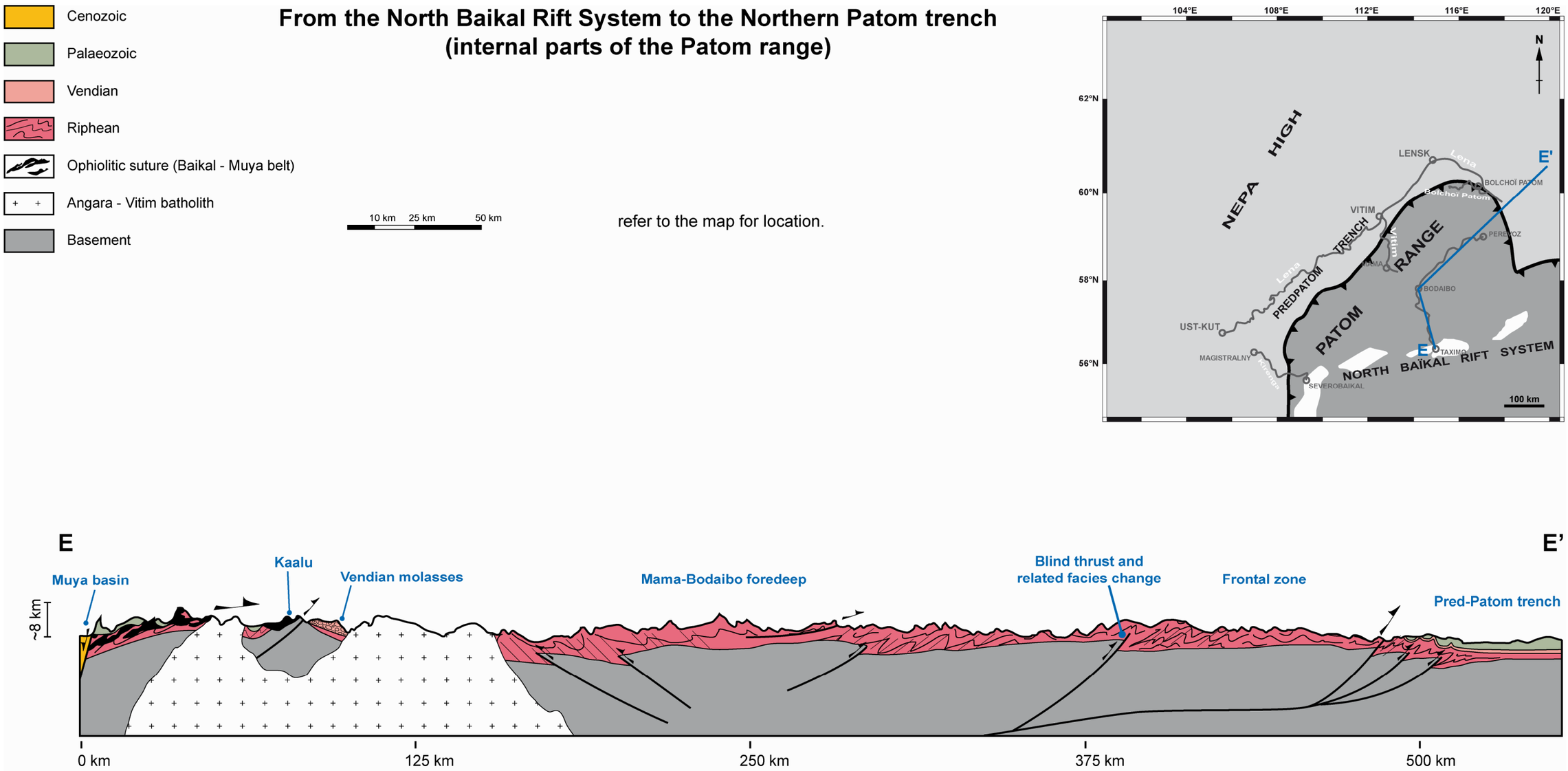


Figure 64. Coupe géologique schématique depuis le Rift Nord Baïkal et les zones internes de la chaîne de Patom jusqu'à la partie NE de la fosse de Pred-Patom, réalisée d'après les observations de terrain et la cartographie géologique (Kuznetsov et al., 1982).

- Les granites intrusifs du batholite "Angara-Vitim" qui oblitèrent toutes les autres unités et ne sont pas affectés par la déformation. Cette partie du batholite est donc postérieure à l'orogénèse de Patom ou sinon tardi-orogénique.
- Le Mama-Bodaibo foredeep comblé par les flyschs riphéens et en partie inversé lors de la phase de docking vendienne. On y distingue une schistosité dont le pendage dominant vers le Sud s'inverse au Sud du Mama-Bodaibo foredeep. Ce changement s'accompagne d'un passage à une déformation à vergence principalement vers le Sud et est interprété comme coïncidant en profondeur à des rétro-chevauchements.
- La zone frontale du Nord-Est de l'arc de Patom, qui accommode probablement la plus grande part du raccourcissement sur cette section.
- L'avant-pays de Patom, très peu déformé.

En profondeur, la coupe montre que la chaîne interne est marquée par de grands chevauchements crustaux. Ceux-ci sont aveugles et en l'absence de données de subsurface ils sont donc hypothétiques, mais ils sont indispensables pour justifier les épaisseurs de couverture impliquées dans la déformation (*Khomentovsky, 2002*). Dans le cas de la transition entre le Mama-Bodaibo foredeep et la zone frontale, le chevauchement sous-jacent affleure latéralement (Encart A) où il amène le socle de la marge sibérienne amincie en surface. D'un point de vue sédimentaire, il correspond à un changement de la nature des dépôts entre les faciès principalement proximaux observés dans la région de Perevoz et les flyschs sombres du Mama-Bodaibo foredeep (cf. Stratigraphie, I.). De même, nous interprétons les failles de socle au niveau de la zone frontale comme résultant de l'inversion de la marge protérozoïque, les chevauchements plus nombreux dans cette partie de la chaîne et de relativement fort pendage pouvant correspondre à des failles normales réactivées (cf. coupe C-C'-C", III.2.).

IV – Discussion sur les observations structurales

IV.1 – Influence des hétérogénéités préexistantes

L'étude de la cartographie géologique, le travail effectué sur le terrain puis la construction de coupes à grande échelle a permis de dresser un portrait de la chaîne de Patom. Parmi tous les caractères propres à cet orogène on retiendra en particulier :

1. La faiblesse des déformations dans l'avant-pays et la fosse de Pred-Patom.
2. La grande cohérence directionnelle des structures (qui suivent la forme du craton sibérien) et des déformations (radiales par rapport à sa bordure) dans toute la chaîne et l'avant-pays, quelle que soit l'échelle considérée (à l'exception de la zone des plis orientés N20°E de l'Ura uplift).
3. Le gradient variable, au contraire, de ces déformations le long de l'arc de Patom, notamment dans la zone de transition frontale.

Ces trois caractéristiques semblent avoir pour unique cause la localisation de l'orogène de Patom en bordure d'un craton dont la morphologie est irrégulière.

La forme des cratons telle qu'ils l'ont acquise durant les premiers stades de leur histoire peut jouer un rôle déterminant dans le développement des chaînes péricratoniques. Dans le cas de la chaîne de Patom et du craton sibérien, nous avons vu que cette morphologie est fortement déterminée par l'existence au sein de la plateforme de plusieurs blocs originels amalgamés lors d'une phase d'accrétion ancienne. Cette formation du craton sibérien à partir de sous-unités cratoniques explique la présence de grandes discontinuités à travers la plateforme et de zones de faiblesses plusieurs fois réactivées. Ainsi la bordure Sud du craton sibérien doit elle sa forme invaginée particulière au collage initial du bouclier Aldan – Stanovoy avec l'ensemble formé par les blocs Olenek, Anabar, Magan et Tungus (cf. Introduction, II.), morphologie accentuée ensuite par le rifting Protérozoïque de Vilyui. Ce dernier événement est probablement aussi la cause de fortes irrégularités de la topographie de la plateforme et induit donc une grande variabilité latérale des épaisseurs sédimentaires (cf. Stratigraphie). Finalement l'amincissement lithosphérique plus important et les fortes épaisseurs sédimentaires associés au fossé de Vilyui ont pour conséquence la formation d'une marge passive beaucoup plus développée au fond du "Vitim embayment" (Nord de la chaîne de Patom) que sur ses bords Est et Ouest. Ce phénomène, localement, est amplifié par la présence de hauts topographiques comme le dôme de Nepa qui peuvent perdurer depuis le riphéen (cf. I.1. et Stratigraphie). Là encore, la topographie du socle influence l'épaisseur des dépôts et leur nature. En particulier nous avons montré que les hauts de socle de Nepa sont recouverts par d'importantes séries évaporitiques absentes du reste de l'avant-pays de Patom. En revanche, les séries riphéennes et les niveaux de décollement associés y sont inexistantes. Ces grandes irrégularités morphologiques présentes tout au long de l'histoire de la chaîne de Patom expliquent sans doute notre point 3.

La morphologie du craton sibérien ne peut suffire à comprendre les deux premières caractéristiques de cet orogène (peu de déformation et directions radiales). En effet, on pourrait s'attendre à observer sur les bordures Est et Ouest de la chaîne de grandes zones décrochantes dextre à l'Est et sénestre à l'Ouest, ce qui n'est pas le cas. Les contours du microcontinent Barguzin sont encore sujet à débat (*Belichenko et al., 2006*), mais celui-ci est très probablement de petite taille et peut donc jouer le rôle d'un indenteur dans une marge sibérienne plus large. Il ne s'agit en tous cas certainement pas d'un puzzle parfait où le bloc Barguzin viendrait s'emboîter dans le craton sibérien en coulissant dans le "Vitim embayment". L'arc formé par les nappes ophiolitiques obductées sur la marge sibérienne, délimitant en quelque sorte les contours Nord du microcontinent Barguzin, montre que celui-ci ne s'est pas déplacé très loin vers le Nord. D'autre part, lors de l'épisode principal de collision à la fin du Paléozoïque, le craton devait posséder à peu près la même rigidité qu'aujourd'hui, son gradient thermique ayant alors atteint son état d'équilibre (*Burov et Diament, 1995*). Grâce à cette rhéologie résistante, la plateforme sibérienne a donc pu :

1. empêcher la propagation des déformations et ainsi les limiter dans l'avant-pays (c'est-à-dire sur le domaine cratonique);
2. réorienter ces contraintes perpendiculairement à sa bordure.

Parce qu'elle est résistante et empêche la propagation des déformations dans l'avant-pays, la marge cratonique lorsqu'elle est plus raide, par exemple au Sud-Ouest de Patom, favorise une forte localisation des déformations et du raccourcissement dans un domaine marginal étroit, tandis qu'une marge plus large, plus épaisse et faiblement pentée (comme au Nord de Patom) autorise une déformation plus distribuée. Dans tous les cas, les quantités de déformations sont faibles et le craton limite l'apparition de grands chevauchements d'échelle crustale. En conséquence, l'orogène de Patom peut-être considéré comme immature.

IV.2 – Apport au calendrier géodynamique

On peut dégager de cette étude structurale de la chaîne de Patom et de son avant-pays plusieurs conclusions d'ordre chronologique :

1. L'extension et le rifting riphéen sont mis en évidence sur la coupe du rift aulacogène de Vilyui (D-D') par l'épaississement marqué des séries riphéennes dans le fossé, mais également sur les coupes centrale et Nord (B-B' et C-C'-C") où elles forment un biseau ouvert vers la marge sibérienne (vers le Sud ou le Sud-Est des coupes). On observe dans les deux cas une subsidence maintenue au moins jusqu'à l'Ordovicien.

2. La position structurale des molasses vendiennes qui surmontent la suture, leur basculement prononcé et les dépôts cambriens peu déformés confirment une première phase de docking intervenue au Vendien.
3. L'analyse structurale dans l'avant-pays permet de dater la collision principale et la structuration de la chaîne de Patom entre le Carbonifère inférieur et le Permien basal. L'étude des déformation dans les différentes unités de la chaîne montrent d'autre part que ce stade d'orogénèse est monophasé. Cette conclusion est cohérente avec les résultats de modélisation des champs de contraintes effectués par *Sintsov (2003)* qui plaident pour une formation de la chaîne sous l'effet d'une compression uniaxiale de direction N-S et d'un déplacement vers le Nord du microcontinent Barguzin.
4. La réactivation de l'extension dans le rift Vilyui provoque une compression dans la partie Nord de Patom, à la fin du Dévonien ou au Carbonifère mais en tout cas postérieurement au plissement général de Patom.

ANALYSE DES RELIEFS : TECTONIQUE RECENTE ET RIFT BAIKAL

I – Introduction

L'essentiel de ce chapitre correspond à un article accepté en mars 2009 :

"How old is the Baikal rift zone ? Insight from apatite fission track thermochronology"

M. Jolivet, T. de Boisgrollier, C. Petit, M. Fournier, V. A. San'kov, L. Byzov, A. I. Miroshnichenko, S. N. Kovalenko, and S. V. Anisimova

Tectonics, 28, TC3008, doi:10.1029/2008TC002404.

Il découle d'un travail collectif, depuis l'échantillonnage jusqu'au travail d'interprétation et d'écriture.

I.1 – Problématique liée aux reliefs de Patom

Les observations et les premières conclusions issues des études stratigraphique et structurale tendent à démontrer que la formation de la chaîne de Patom a lieu au Paléozoïque supérieur, entre la fin du Dévonien et le début du Permien. Ces mêmes études ne permettent pas de mettre en évidence une phase de collision – déformation ultérieure, du fait de l'absence de sédiments plus récents déformés. Or, les reliefs actuels de Patom sont dans l'ensemble relativement élevés pour une chaîne supposée hercynienne (en moyenne autour de 1200 m). Le front topographique de la chaîne est lui aussi très marqué, en particulier au Sud où il forme une marche abrupte de plus de 1000 m. Il est possible que les reliefs observés aujourd'hui résultent en partie d'un ou plusieurs épisode(s) de surrection postérieur(s) à l'orogénèse paléozoïque, mais impossibles à déceler dans la géologie de surface. La présence du rift Nord Baïkal pourrait avoir joué un rôle important dans la surrection récente et la réactivation des structures anciennes. L'analyse de la topographie appuie d'ailleurs cette hypothèse. En effet, l'observation des données SRTM (Fig. 65) montre que le système de rift Nord Baïkal coïncide avec une bande sigmoïde d'altitude plus importante. Cette zone de 150 à 200 km de largeur et plus élevée que la moyenne (les altitudes dépassent 1600 m et sont souvent supérieures à 2000 m) traverse ainsi la chaîne dans sa partie Sud, entre ses terminaisons Sud-Ouest et Est. La contribution du rifting dans le développement des reliefs est donc très probable dans cette région. Néanmoins, si cette contribution peut constituer une explication possible des différences d'altitude moyenne observées entre le Nord et le Sud de la chaîne, ainsi que de la morphologie du front au Sud-Ouest, elle ne suffit pas à comprendre la topographie de Patom dans son ensemble. Enfin, l'observation des données d'altitude seule ne peut permettre de faire la part de la topographie héritée de l'orogénèse paléozoïque de celle liée au rifting ou à d'autres évènements qui n'ont pas été envisagés jusqu'ici. Par exemple, il a été démontré grâce à une étude géophysique que la topographie du rift Nord Baïkal n'est pas corrélée avec une signature gravimétrique compatible avec des épaulements de rift (*Petit et al., 2002*). Elle ne peut donc entièrement être imputée au rifting.

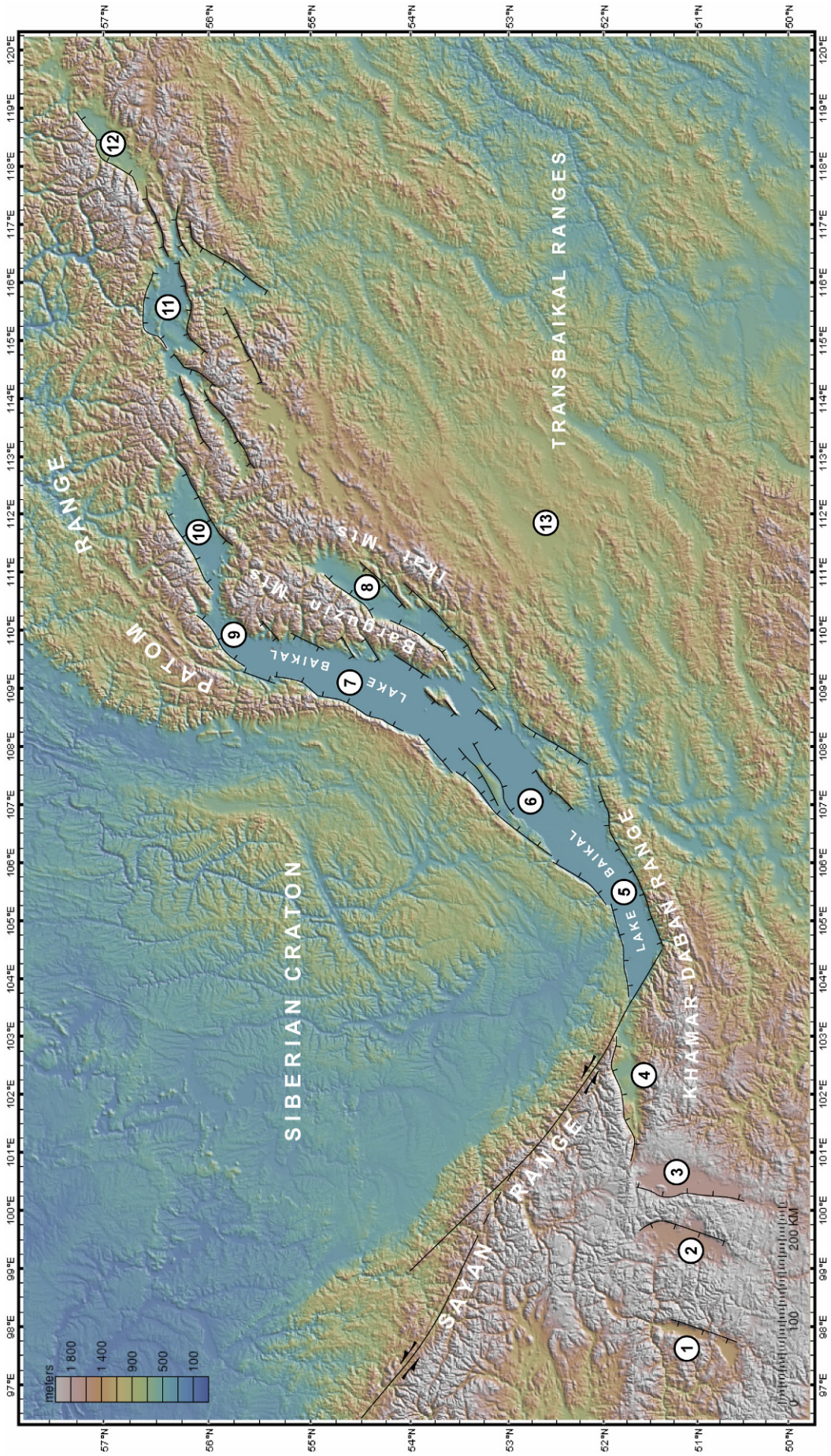


Figure 65. Topographie (d'après *Smith et Sandwell, 1997*) du système de rift du Baïkal et principales structures associées. 1: bassin de Busingol; 2: bassin de Darkhat; 3: bassin de Khubsugal; 4: bassin de Tunka; 5: bassin Sud Baïkal; 6: bassin du Baïkal central; 7: bassin Nord Baïkal; 8: bassin de Barguzin; 9: bassin de Kichera; 10: bassin de l'Angara supérieure; 11: bassin de Muya; 12: bassin de Chara; 13: bassin d'Eravna.

L'analyse des traces de fission sur apatites est un outil efficace pour obtenir des contraintes sur l'âge de formation des reliefs et leur évolution. Cette méthode permet en effet de reconstruire l'histoire thermique basse température (entre 110 ± 10°C et 60°C) des échantillons. Les épisodes de réchauffement / refroidissement enregistrés traduits en terme d'enfouissement / exhumation apportent ainsi des informations sur les mouvements verticaux dans les premiers kilomètres de la croûte. Les données présentées ici sont entièrement nouvelles, elles décrivent les épisodes successifs de construction des reliefs, mais renseignent également sur les phases de sédimentation / érosion, depuis la base de l'Ordovicien jusqu'à l'actuel dans les différentes régions traversées lors des missions de terrain. Elles permettent d'autre part de quantifier ces phénomènes. Selon l'unité tectonique considérée, une partie de l'information ancienne peut toutefois être perdue, ou au contraire les évènements récents peuvent ne pas être enregistrés par les traces de fission, leurs effets étant restés négligeables.

I.2 – Le système de rift du Baïkal

Le rift Nord Baïkal recoupe la chaîne de Patom, mais ces deux structures n'ont *a priori* aucun lien. En réalité, nous avons vu que le rifting pouvait avoir une influence sur la construction des reliefs actuels de Patom. Il est donc indispensable, afin d'étudier ces reliefs, de comprendre l'histoire et le fonctionnement du système de rift du Baïkal. Par ailleurs, le rift Baïkal est un point clé de l'évolution tectonique de l'Asie. Mais malgré un grand nombre d'études géologiques et géophysiques, son âge et son origine restent très débattus.

I.2.1. Modèle général d'évolution

Comme pour la plupart des rifts continentaux, deux hypothèses principales sont proposées comme moteur de l'extension :

- L'hypothèse du "rift actif" (Fig. 65a) considère que le rifting est induit par les effets d'un large diapir asthénosphérique agissant à la base de la croûte sous l'axe du rift (e.g. *Logatchev et Zorin, 1987; Windley et Allen, 1993; Gao et al., 2003; Kulakov, 2008*).
- L'hypothèse du "rift passif" (Fig. 65b) suggère que le système de rift du Baïkal est un bassin en pull-apart s'ouvrant en réponse à la collision Inde-Asie (e.g. *Molnar et Tapponnier, 1975; Tapponnier et Molnar, 1979; Zonenshain et Savostin, 1981; Cobbold et Davy, 1988; Petit et al., 1996; Lesne et al., 1998; Petit et Déverchère, 2006*).

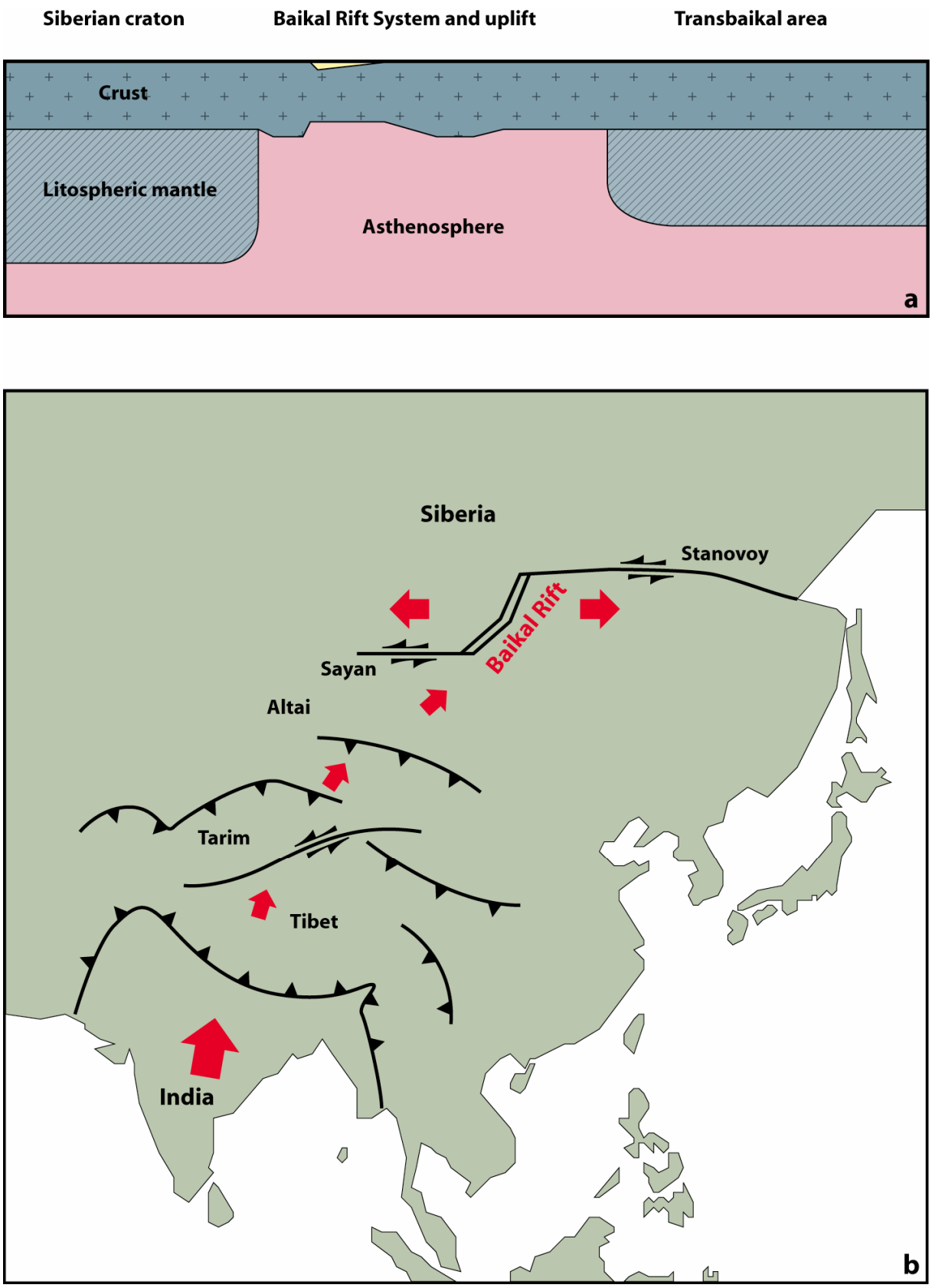


Figure 66. Modèle général de formation du rift Baïkal selon (a) l'hypothèse du "rifting actif" (d'après *Logatchev et Zorin, 1987*) et (b) l'hypothèse du "rifting passif".

Les investigations géophysiques les plus récentes tendent à démontrer qu'il n'y a pas de panache mantellique sous le rift Baïkal (*Tiberi et al., 2003; Ivanov, 2004; Lebedev et al., 2006*). De plus, l'activité d'un panache mantellique n'est sans doute pas suffisante pour induire un rifting sans un héritage structural et des conditions aux limites favorables (*Zorin et al., 2003*). Quant à l'indentation de l'Asie, elle génère des structures compressives au front du poinçon indien (Himalaya) et jusqu'à très loin de celui-ci (Tien-Shan, Altaï) ainsi que de grandes failles lithosphériques transpressives à travers le Tibet, l'Asie centrale, l'Asie du Sud-Est et la Mongolie. Au delà, dans une vaste région qui s'étend du rift Baïkal à la mer d'Okhotsk à l'Est et à l'Indonésie au Sud, l'extension domine entre l'Eocène et le Miocène moyen. Sur les marges Est et Sud-Est de l'Asie, d'importants bassins marginaux s'ouvrent au-dessus des zones de subduction du Pacifique. En Asie intérieure, de nombreux rifts intracontinentaux se développent en Chine du Nord et dans la région du Baïkal. Plusieurs études ont exploré les effets lointains de la collision Inde-Asie en Asie du Nord-Est et ses interactions avec l'extension liée à la subduction Ouest-pacifique (*Kimura et Tamaki, 1986; Davy et Cobbold, 1988; Jolivet et al., 1990, 1992; Fournier et al., 1994, 2004; Worral et al., 1996*).

Dans tous ces modèles, la chronologie de réactivation des structures héritées est un paramètre de premier ordre pour comprendre l'évolution géodynamique de l'Asie centrale. La chronologie connue de l'évolution du rift Baïkal est basée sur des observations sédimentologiques acquises dans les différents bassins qui constituent le système du rift, mais l'initiation et l'évolution des reliefs entourant la zone (la chaîne de Patom par exemple) n'ont pas été explorées jusqu'à présent. Les modes de développement du rift lui-même non pas non plus été totalement élucidées. L'idée la plus fréquemment admise décrit un stade initial de rifting "lent" perdurant de l'Oligocène supérieur à la fin du Pliocène, suivi d'un rifting "rapide" de la fin du Pliocène jusqu'à aujourd'hui (*Mats, 1985, 1993; Logatchev et Zorin, 1987; Logatchev, 1993, 2003; Mats et al., 2001; Petit et Déverchère, 2006*). Ce modèle en deux phases a néanmoins été remis en question par *Ten Brink et Taylor (2002)* à partir de profils profonds de sismique réfraction à travers le lac Baïkal.

I.2.2. Histoire mésozoïque

Au début du Jurassique moyen, la sédimentation marine dans la région du Baïkal est remplacée par des dépôts syntectoniques d'origine continentale (*Mushnikov et al., 1966; Ermikov, 1994*). Ce changement semble marquer la fermeture finale de l'océan Mongol-Okhotsk et le développement de l'orogène Mongol-Okhotsk (cf. Introduction, II.). Cependant, les données paléomagnétiques indiquent qu'à la transition Jurassique moyen – Jurassique supérieur l'océan Mongol-Okhotsk n'était pas totalement fermé et avait peut-être encore près de 1000 km de largeur (*Enkin et al., 1992; Metelkin et al., 2007a*). C'est en fait seulement au début du Crétacé que la concordance entre les pôles magnétiques de la Sibérie et de l'Asie du Sud-Est montrent une fermeture

complète de l'océan Mongol-Okhotsk (*Kravchinsky et al., 2002a; Metelkin et al., 2004, 2007a*). Une précédente analyse des traces de fission sur apatites réalisée au Sud du lac Baïkal suggère une exhumation synorogénique au début du Crétacé dans la région (*Van der Beek et al., 1996*). Plus loin vers l'Ouest, dans la région du lac Teletskoye (Nord Altaï), les données de traces de fission sur apatites (*De Grave et Van Den Haute, 2002*) enregistrent un épisode de refroidissement également au début du Crétacé induisant une dénudation de 1500 à 2000 m.

Comme pour la topographie du Carbonifère liée à la formation de la chaîne de Patom, il n'existe aucune trace de sédiments jurassiques ou crétacés préservés en avant (au front) de la chaîne de Patom et spécialement de sa terminaison Sud-Ouest. Ceci n'est pas cohérent avec l'hypothèse d'une construction de relief tectonique à cette époque, ni avec les évidences de dénudation rapportées par *Van der Beek et al. (1996)*. Il est possible que les sédiments produits par l'érosion de la chaîne de Patom aient été transportés par un système hydrographique similaire à l'actuelle bassin versant du fleuve Lena (qui draine aujourd'hui tout l'avant-pays de Patom ainsi que les zones internes par l'intermédiaire de ses affluents, et qui ne laisse que très peu de dépôts quaternaires au front de la chaîne). Ces sédiments se seraient alors déposés dans le bassin de Vilyui ou dans l'océan Arctique, où l'on retrouve d'importants dépôts jurassiques et crétacés (*Prokopiev et al., 2008; Spicer et al., 2008*).

Après l'orogénèse de Mongol-Okhotsk, une intense phase de déformation extensive entraîne la mise en place de nombreux bassins et dômes métamorphiques. Elle affecte une zone très large, du Sud de Patom jusqu'à la Chine du Nord (*Zheng et al., 1991; Van der Beek et al., 1996; Davis et al., 1996, 2001, 2002; Webb et al., 1999; Zorin, 1999; Darby et al., 2001; Meng, 2003; Fan et al., 2003; Wang et al., 2006*). En effet, la collision Mongol-Okhotsk a provoqué un fort épaississement de la croûte mongole, atteignant 60 km dans la ceinture de Khangaï en Mongolie centrale (*Zorin et al., 1993, 2002; Zorin 1999; Suvorov et al., 2002*). Ce sur-épaississement a probablement induit d'importantes forces de volume potentiellement responsables d'un effondrement post-orogénique (*Graham et al., 2001; Fan et al., 2003*). Cette extension est associée à un magmatisme et à un plutonisme importants (*Tauson et al., 1984; Rutshtein, 1992; Gusev et Khain, 1996; Chen et Chen, 1997; Graham et al., 2001*). Les compositions chimique et isotopique de ces magmas indiquent un mélange entre des sources crustales et mantelliques (*Tauson et al., 1984; Shao et al., 2001; Yarmolyuk et Kovalenko, 2001; Fan et al., 2003*).

Mais le mécanisme responsable de l'extension à la fin du Jurassique et au Crétacé dans la région est encore sujet à polémique. Plusieurs modèles alternatifs ont été proposés: extension arrière-arc causée par un retrait de subduction de la plaque Paléo-Pacifique (*Watson et al., 1987; Traynor et Sladen, 1995*), sous placage mantellique (*Shao et al., 2000; Ren et al., 2002*), failles transtensives liées à une extrusion tectonique (*Kimura et al., 1990; Ren et al., 2002*) rupture du panneau plongeant (vers

le Nord) de l'océan Mongol-Okhotsk (*Meng, 2003*), délamination de la lithosphère et panache mantellique (*Wang et al., 2006*).

I.2.3. Histoire cénozoïque

A la fin du Crétacé et au Paléogène, une vaste surface de pénéplanation se développe à l'Est du Baïkal recouverte par une cuirasse latéritique mise en évidence par un paléosol (*Mats 1993; Kashik et Masilov 1994; Logatchev et al., 2002*). Durant cette période, l'extension commencée au Mésozoïque se poursuit. La formation de la dépression du Sud Baïkal fin Crétacé – début Paléogène (*Logatchev et al., 1996; Logatchev, 2003*) est considérée par *Tsekhovsky et Leonov (2007)*, comme l'initiation de la tectonique extensive du futur rift Baïkal. D'autres dépressions plus petites, parfois associées à un volcanisme modéré, commencent alors à se développer à l'Est du lac Baïkal , dans la zone dite "TransBaïkal" (*Bazarov, 1986; Logatchev et al., 1996; Yarmolyuk et Ivanov, 2000; Mats et al., 2001*). La présence de sédiments de la fin du Crétacé à l'Eocène est avérée dans les bassins Sud Baïkal et de Tunka (*Mats, 1993; Scholz et Hutchinson, 2000*) mais pour *Kashik et Masilov (1994)*, ils dérivent plus probablement d'une érosion et d'un dépôt *in situ* que d'une réelle sédimentation de rift.

Le système de rift du Baïkal démarre probablement dans les bassins Sud Baïkal, Baïkal central et de Tunka à l'Oligocène terminal (Mats, 1985, 1993; Logatchev, 1993, 2003; Mats et al., 2001). De la fin de l'Oligocène au Pliocène inférieur, une phase de rifting "lent" est caractérisée par le démantèlement de la surface de pénéplanation sous l'effet de la tectonique extensive, et par la formation de nombreux grabens dans la région. Au sein de la zone du Baïkal, ce stade initial se traduit par le dépôt de grès fins, de molasses, d'argiles lacustres et de silts typiques d'une subsidence lente dans un environnement de grands lacs (*Nikolaev et al., 1985; Levi et al., 1997; Moore et al., 1997; Mats et al., 2000*). Simultanément, une épaisse séquence de basaltes alcalins et sub-alcalins est mise en place (*Kiselev et al., 1978; Bazarov, 1986; Rasskasov et al., 2002*). Les données chimiques et isotopiques obtenues sur ces basaltes en Mongolie montrent que ces laves furent formées à une profondeur d'au moins 70 km à partir d'une lithosphère récemment métasomatisée (*Barry et al., 2003*).

Le stade de rifting "rapide", qui est toujours actif, débute à la fin du Pliocène avec le développement rapide de l'ensemble du rift Baïkal (à savoir un approfondissement des bassins et une extension) et l'apparition des reliefs autour du rift (*Hutchinson et al., 1992; Delvaux et al., 1997*). La transition entre la première et la seconde phase est marquée par le dépôt de grès grossiers et de conglomérats au Pliocène moyen et supérieur (la formation Anosov) surmontant en discordance les formations miocènes (*Nikolaev et al., 1985*). Ces sédiments sont reconnus dans pratiquement tous les bassins du système Baïkal, et suggèrent donc que la géométrie actuelle fut acquise à cette époque (*Petit et Déverchère, 2006*). *Mats et al. (2000)* plaident quant à eux pour une transition diachrone entre

rifting lent et rapide, débutant au Miocène supérieur (entre 10 et 7 Ma) et se surimposant aux reliefs jusqu'à 4 Ma. Le stade de rifting rapide correspond dans le bassin Sud Baïkal au dépôt d'une épaisse série de turbidites (*Kuzmin et al., 2000*) apparaissant comme des réflecteurs parallèles et progradante sur les séries plus anciennes avec une discordance érosive et/ou angulaire (*Moore et al., 1997*). Grâce aux données de paléomagnétisme, *Kuzmin et al. (2000)* datent cette discordance à environ 2,5 Ma.

Une étude basée sur des mesures de glissement sur faille dans les sédiments récents (*Delvaux et al., 1997*) montre que de l'Oligocène au Miocène moyen la zone était dominée par un régime transpressif, avec des contraintes horizontales maximales orientées NW-SE dans le bassin de Tunka et NE-SW dans les bassins de Barguzin et du Baïkal central. Le régime de contraintes régional change pour devenir transtensif ou purement extensif durant le Miocène supérieur, probablement suite à une réorganisation de la cinématique générale du système de rift du Baïkal. *Jolivet et al. (2007)* et *Vassallo et al. (2007)* montrent par l'analyse de traces de fission que l'exhumation cénozoïque du massif de Gurvan-Bogd dans le Gobi-Altaï s'initie autour de 5 ± 3 Ma en réponse à la propagation des déformations compressives liées à la collision Inde-Asie, du Sud vers le Nord. Des évidences similaires d'augmentation des taux de refroidissement sont reportés par *De Grave et Van Den Haute (2002)* dans la zone du lac Teletskoye (dans l'Ouest de l'Altaï). Enfin *Larroque et al. (2001)* montrent une inversion pléistocène-holocène des failles normale au Nord du bassin de Tunka, impliquant un accroissement continu de la compression à vergence N-NE.

Comme pour les sédiments jurassiques et crétacés, il n'y a pas de trace de sédiments tertiaires sur le craton sibérien, malgré le développement d'une topographie cénozoïque et d'une érosion associée. La Lena est ses affluents emmènent aujourd'hui tous les sédiments vers le Nord et seule une très faible partie est drainée vers les différents bassins du système de rift du Baïkal. Ce phénomène perdure semble-t-il depuis le Mésozoïque (*Prokopiev et al., 2008*).

II – Méthode de la thermochronologie par analyse des traces de fission sur apatites

II.1 – Principes de la méthode

Les traces de fission correspondent à la désorganisation locale d'un réseau cristallin et résultent du processus naturel et spontané de fission de noyaux lourds et instables, tels l'^{238}U. Ce processus provoque l'émission de deux particules de masse semblable et de charge positive dans des directions diamétralement opposées (Figs. 67 et 68). Elles induisent alors une perturbation du réseau cristallin par ionisation des atomes le long de leur trajet (*Fleischer et al., 1975*), créant des défauts de quelques microns de longueur sur quelques nanomètres de diamètre et appelés traces de fission latentes. Les apatites ($Ca_5(PO_4)_3(OH,Cl,F)$) possèdent une concentration suffisante en uranium pour produire un nombre de fissions spontanées mesurable à l'échelle des temps géologiques, sans toutefois être trop important ce qui rendrait le comptage des traces imprécis voire impossible.

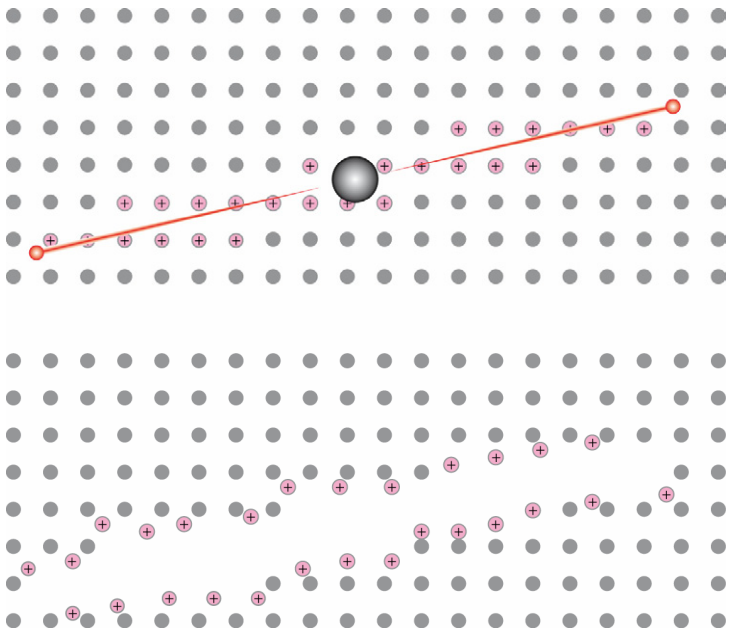


Figure 67. Formation des traces de fission: la fission d'un atome de ^{238}U provoque l'émission de deux particules qui ionisent le système cristallin sur quelques microns. La répulsion qui en découle induit un défaut dans le cristal: la trace de fission.

Le principe de la datation grâce aux traces de fission est semblable à celui des autres méthodes basées sur un couple isotopique, à ceci près que l'on ne mesure pas ici une concentration d'isotope fils mais les dégâts provoqués par la fission de l'isotope père (^{238}U). Or le phénomène de fission spontanée de l'^{238}U est constant dans le temps, de même que sa décroissance radioactive. La datation par la méthode des traces de fission peut donc s'appuyer sur une loi de décroissance du type:

$$N = N_P (e^{\lambda t} - 1)$$

où N est le nombre d'atomes fils (ou ici le nombre de traces spontanées observées dans le cristal), N_P le nombre d'atomes pères initial et λ la constante de décroissance totale de l'élément père. Cette dernière est considérée comme égale à la constante de décroissance radioactive, la décroissance par fission spontanée étant négligeable par rapport à la décroissance par radioactivité.

La détermination du nombre initial d'atomes pères N_P est réalisée de façon indirecte. Les cristaux d'apatite sont irradiés sous un flux de neutrons induisant la fission des atomes de ^{235}U (l'^{235}U ne décroissant pas avec le temps et conservant donc sa concentration initiale). Les traces induites résultantes sont ensuite comptées sur un détecteur externe (une feuille de mica collée à l'échantillon lors de l'irradiation, *Hurford, 1990*, Fig. 69). Le nombre de traces induite peut ensuite être relié à la concentration en ^{235}U de chaque grain moyennant la connaissance de la densité neutronique utilisée lors de l'irradiation. Elles indiquent le nombre d'atomes de ^{235}U présents pour chaque cristal avant l'irradiation, et en considérant le rapport connu et constant ^{238}U / ^{235}U = 137,88 la quantité N_P d'^{238}U initiale dans ce cristal. La détermination de N est quant à elle très simple puisqu'il suffit de compter directement les traces spontanées sur une surface donnée du cristal. Les apatites sont au préalable attaquées par une solution d'HNO_3 à 6,5% afin de pouvoir révéler les traces, dont le diamètre naturel est très faible, et les observer au microscope optique (Fig. 68). Cette technique permet d'obtenir un âge individuel pour chaque grain.

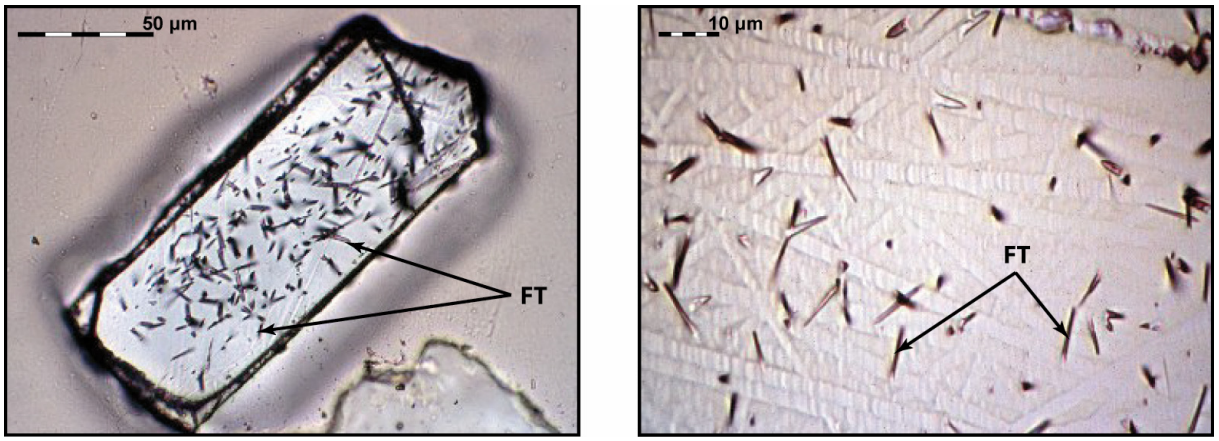


Figure 68. Cristaux (ou "grains") d'apatite observés au microscope optique et traces de fission spontanées (FT).

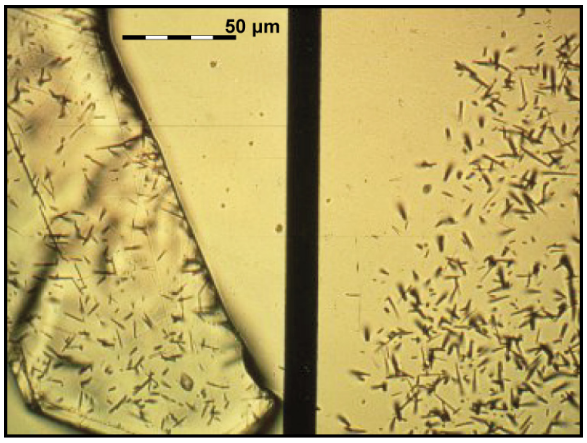


Figure 69. Grain d'apatite avec traces de fission spontanées (à gauche) et son "image" symétrique formée par les traces de fission induites sur le détecteur (à droite).

L'efficacité de l'attaque chimique ainsi que le biais lié au compteur lui-même peuvent affecter la détermination de l'âge mais sont difficiles à estimer. Ils sont pris en compte dans le calcul grâce au paramètre Zeta (ζ, *Hurford et Green, 1983*), propre à chaque expérimentateur et évalué après une série de comptages sur des standards d'âge connu. L'âge d'un échantillon est déterminé à partir de plusieurs grains de cet échantillon (20 si possible) et constitue donc une moyenne des âges individuels obtenus pour chaque grain. Les âges utilisés ici sont dits "centraux" et représentent la moyenne de la distribution logarithmique des âges individuels, pondérés de la précision de la mesure. Une exception est faite pour les échantillons qui ne répondent pas de façon satisfaisante au test statistique du χ^2 (ceux pour lesquels la valeur du $P(\chi^2)$ est inférieure à 10 %). Dans ce cas, les valeurs d'âge obtenues pour l'échantillon sont susceptibles d'être séparées en plusieurs familles et le calcul de la valeur centrale n'est alors pas représentatif. Un âge "pooled" est donc utilisé, la moyenne est calculée de façon linéaire mais en pondérant chaque âge par son erreur. Les équations complètes sont présentées en détail, avec l'ensemble de la procédure analytique dans *Jolivet (2000)*.

II.2 – Interprétation et modèles température-temps

Les âges obtenus grâce aux traces de fission sur apatites correspondent à l'âge minimum du dernier passage en dessous d'une température de 110 ± 10°C (*Green et al., 1986*). Sauf dans le cas de la mise en place de magmas en surface, ce refroidissement est interprété comme une exhumation. Pour des températures supérieures, les traces dans les cristaux d'apatite "cicatrisent" par restauration du réseau cristallin par diffusion, ce processus étant considéré comme instantané à l'échelle des temps géologiques. Pour des températures inférieures, l'effacement des traces ralentit et devient négligeable, sur des périodes de temps géologiques, en dessous de 60 ± 10°C. La gamme des températures

comprises entre 110 et 60°C constitue une zone d'effacement partiel des traces (PAZ ou Partial Annealing Zone, *Green et al., 1986; Donelick, 1991*, Fig. 70), et la quantité d'effacement des traces de fission est donc fortement liée à l'histoire thermique subie par l'échantillon. Celle-ci peut être simple ou comporter plusieurs phases d'exhumation / enfouissement, ce qui influence la cicatrisation et se reflète dans la répartition à un instant (t) donné des longueurs de traces dans l'échantillon. La mesure des longueurs de traces dans les échantillons couplée à une modélisation prenant en compte la cinétique de cicatrisation (qui peut varier notamment en fonction de la chimie des apatites) permet de reconstituer l'évolution thermique d'un échantillon (*Laslett et al., 1987; Green et al., 1989*). Les modèles présentés ici utilisent le programme AFTSolve (*Ketcham et al., 2000*) lui-même basé sur les modèles de cicatrisation des traces de *Laslett et al. (1987)* et *Ketcham et al. (1999)*. Ce dernier à l'avantage de tenir compte de la composition chimique des apatites, notamment de leur rapport Cl / F, facteur qui modifie sensiblement leur résistance à la cicatrisation (*Green et al., 1985*). AFTSolve génère au hasard des chemins T-t et les compare aux données de départ que sont l'âge moyen calculé de l'échantillon et la distribution des longueurs de traces, auxquelles on peut également ajouter des contraintes chronologiques annexes. Les histoires thermiques ainsi retenues forment une enveloppe de confiance à 95% qui contient tous les chemins T-t satisfaisants suivis par l'échantillon après son passage sous les 110°C (Fig. 70). En revanche, ces modèles ne sont valides que dans la PAZ, entre 110 et 60°C. Entre 60°C et la surface (qui est ici choisie à 20°C), les chemins sont interpolés, l'échantillon se trouvant nécessairement à l'affleurement à l'actuel.

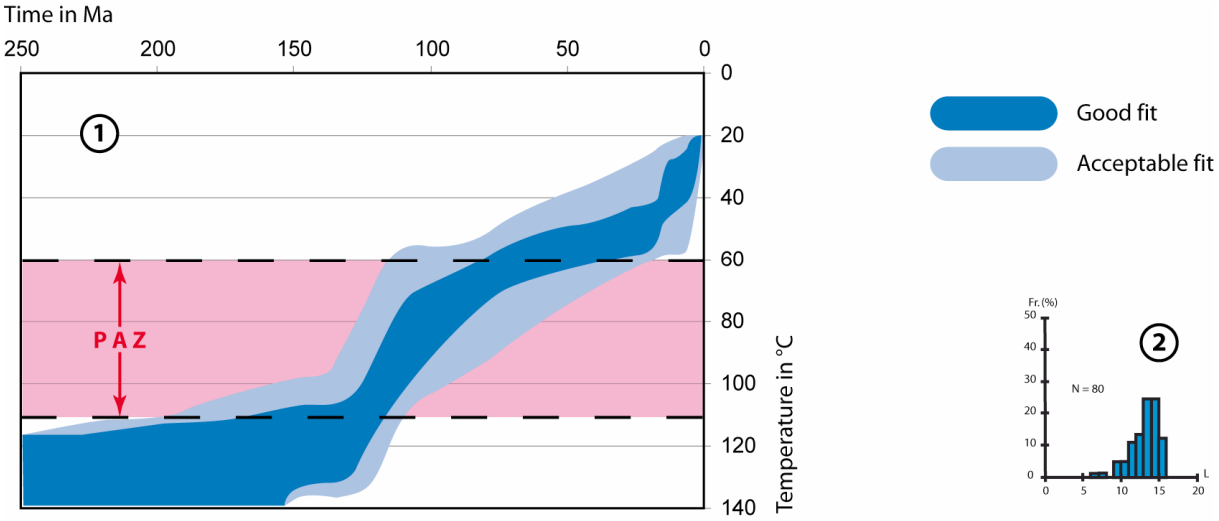


Figure 70. Exemple de chemin T-t (1) généré par le programme AFTSolve grâce à la mesure des longueurs de traces et à leur distribution (2). L'enveloppe externe ("acceptable fit") correspond à une incertitude de 2σ et l'enveloppe interne ("good fit") à une incertitude d'1σ; la validité du modèle est limitée à la PAZ ("Partial Annealing Zone").

II.3 – Echantillonnage

Quatre séries d'échantillons ont été collectées en vue d'une analyse des traces de fission sur apatites :

- Le long de l'itinéraire suivi lors de la première mission, au Sud de la fosse de Pred-Patom, dans la terminaison Sud-Ouest de la chaîne de Patom et sur la côte Nord-Ouest du lac Baïkal (Fig. 71). Cette première série forme donc une coupe à travers la chaîne depuis la plateforme jusqu'au rift Baïkal.
- A l'Est du lac, où des échantillons ont été prélevés le long de trois profils topographiques dans les Monts Barguzin (c'est-à-dire entre le lac Baïkal et le bassin de Barguzin, Fig. 72). Nous les appellerons Shamanka au Nord, Ulzika dans la partie centrale et Barguzin au Sud des Monts Barguzin (du nom des rivières où l'échantillonnage a été effectué). Ces échantillons prolongent à l'Est la section formée par la première série. Ils ont été collectés lors d'une mission annexe effectuée par l'ICT d'Irkutsk.

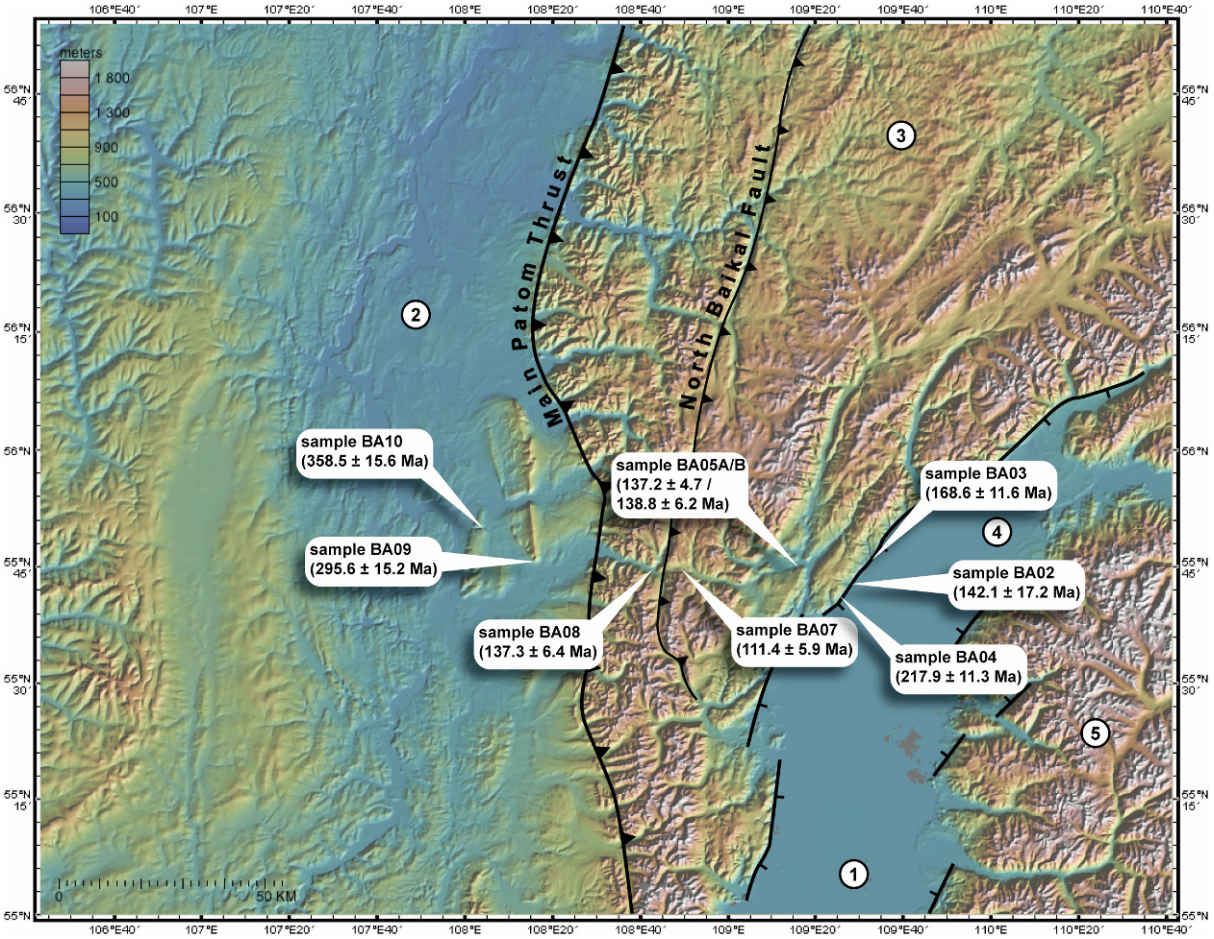


Figure 71. Topographie (SRTM) de la terminaison Sud-Ouest de la chaîne de Patom et de son avant-pays et localisation des échantillons analysés. 1 lac Baïkal; 2: fosse de Pred-Patom; 3: chaîne de Patom; 4: bassin de Kichera; 5: Monts Barguzin.

- Dans la partie Nord-Ouest de la chaîne de Patom, dans les unités de socle sibérien affleurant à proximité du front de chaîne le long de la rivière Vitim (Encart A), en aval de la ville de Mama.
- Dans les intrusifs des zones internes de la chaîne de Patom, le long de la piste empruntée lors de la troisième mission (Encart A). Cette série et la précédente ont été prélevées au niveau de la route (ou de la rivière) et constituent des sections quasi-horizontales des unités traversées.

Les roches prélevées sont des granites et des gneiss, à l'exception des échantillons BA09 et BA10 qui sont des grès rouges de l'Ordovicien inférieur (formation Ust-Kut). Leur altitude et leur position sont données par positionnement GPS sur le terrain, et comparées aux cartes topographiques russes.

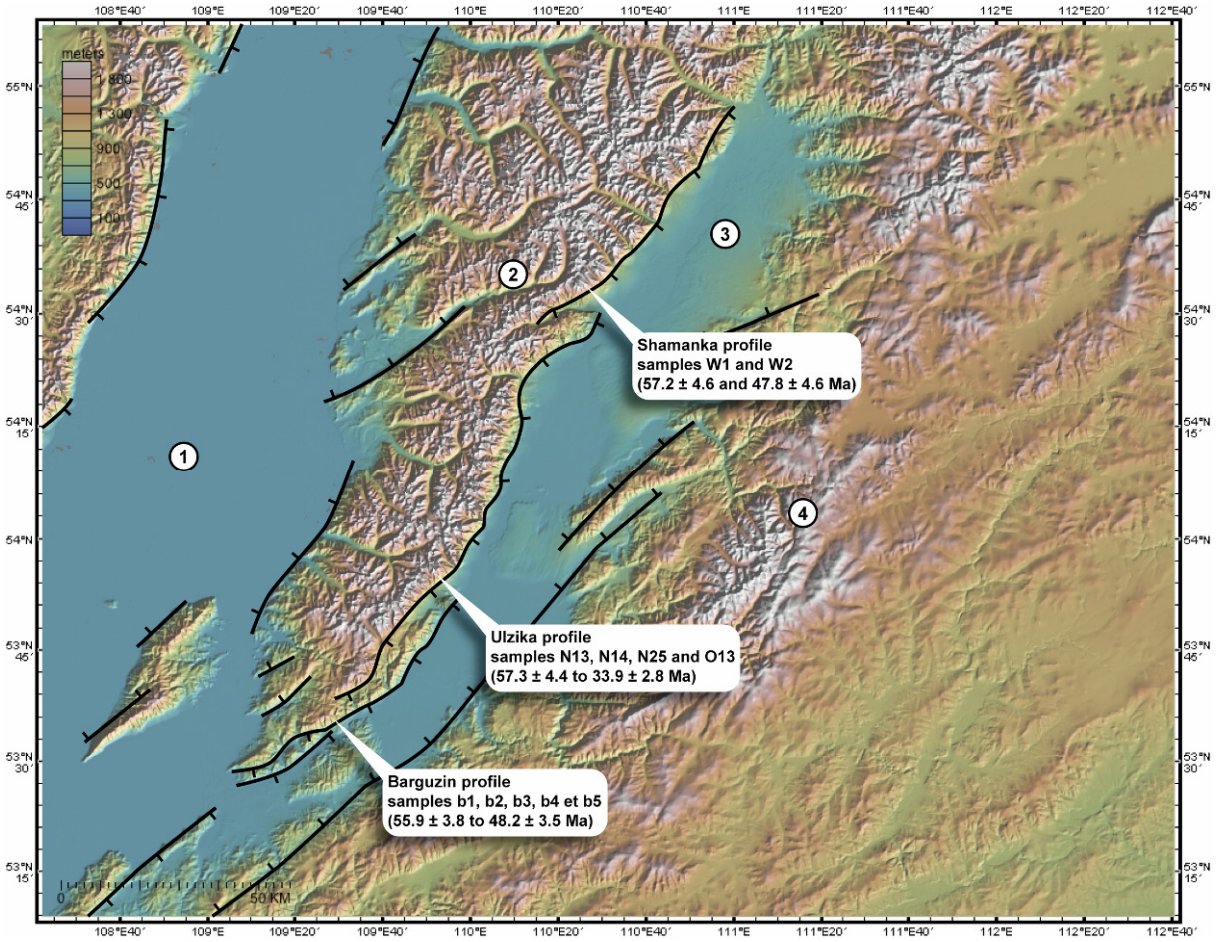


Figure 72. Topographie (SRTM) du bassin et des Monts Barguzin et localisation des échantillons analysés. 1: lac Baïkal; 2: Monts Barguzin; 3: bassin de Barguzin; 4: Monts Ikat.

III – Résultats et interprétations

III.1 – Ages

Echantillon	Altitude	N	ρd .10^4	ρs .10^4	ρi .10^4	(U)	P(χ^2)	Var	MTL (±1σ)	Age TF (±2σ)
Plateforme sibérienne										
BA09	934	15	114.2 (10714)	344.3 (1033)	233.3 (700)	25	80	5.9	13.01 ± 0.2 (100)	295.6 ± 15.2
BA10	513	20	133.6 (12499)	309.5 (2074)	200.9 (1346)	19	11	1.2	12.30 ± 0.21 (108)	358.5 ± 15.6
Terminaison SW de la chaîne de Patom										
BA02	462	19	110.1 (10714)	22.9 (120)	31.5 (165)	4	95	0.2	13.58 ± 0.44 (11)	142.1 ± 17.2
BA03	481	19	111.9 (10714)	100.2 (410)	117.8 (482)	15	100	1.4	13.30 ± 0.2 (57)	168.6 ± 11.6
BA04	469	20	107.1 (10714)	234.6 (875)	203.5 (759)	23	1	10.5	13.81 ± 0.26 (26)	217.9 ± 11.3
BA05A	582	20	104.8 (10714)	227.9 (1926)	309.1 (2612)	37	41	2.3	12.54 ± 0.15 (133)	137.2 ± 4.7
BA05B	582	16	97.7 (10714)	158.2 (1038)	197.7 (1297)	27	93	0.0	13.70 ± 0.14 (112)	138.8 ± 6.2
BA07	951	19	130.2 (12499)	75.5 (629)	156.5 (1304)	17	50	1.2	13.20 ± 0.19 (80)	111.4 ± 5.9
BA08	751	19	102.4 (10714)	123.0 (898)	172.1 (1189)	21	93	3.4	13.00 ± 0.18 (103)	137.3 ± 6.4
Monts Barguzin										
b1	1676	20	106.1 (9963)	86.4 (654)	315.3 (2387)	36	32	1.4	13.40 ± 0.15 (102)	48.5 ± 3.6
b2	1571	19	110.7 (9963)	114.0 (759)	374.2 (1492)	41	68	2.8	13.29 ± 0.15 (100)	56.4 ± 3.9
b3	1457	20	102.6 (9963)	50.8 (622)	181.1 (2218)	20	53	0.6	13.50 ± 0.13 (102)	48.2 ± 3.5
b4	1371	20	107.2 (9963)	47.7 (629)	159.3 (2099)	18	17	1.6	13.20 ± 0.15 (101)	54.0 ± 4.0
b5	1282	19	101.4 (9963)	118.0 (879)	358.4 (2670)	43	6	3.1	12.90 ± 0.16 (105)	55.9 ± 3.8
N13	1844	25	108.4 (10796)	31.27 (404)	117.3 (1516)	13	57	0.5	12.38 ± 0.17 (104)	48.4 ± 3.8
N14	1740	20	108.0 (10796)	63.65 (464)	200.7 (1463)	21	95	0.3	12.20 ± 0.15 (101)	57.3 ± 4.4
N25	900	19	116.5 (9963)	112.9 (1065)	632.4 (5964)	68	9	2.1	11.76 ± 0.19 (100)	34.9 ± 2.3
O13	800	16	113.0 (9963)	100.2 (416)	570.4 (2367)	75	23	2.4	11.60 ± 0.2 (101)	33.9 ± 2.8
W1	2153	20	118.8 (9963)	17.07 (198)	61.9 (718)	6	95	0.0	12.10 ± 0.42 (23)	57.2 ± 4.6
W2	1968	25	107.3 (10796)	21.1 (275)	80.8 (1051)	9	23	0.2	12.10 ± 0.22 (40)	47.8 ± 4.6

Tableau 4. Résultats d'analyse des traces de fission sur apatites. N: nombre de grains analysés; ρd: densité de trace par cm^2 sur le dosimètre (verre CN5, avec le nombre total de traces comptées entre parenthèses); ρs et ρi: densités de traces spontanées et induites respectivement par cm^2 (nombre total de traces comptées entre parenthèses); (U): densité d'uranium calculée (en ppm); P(χ^2): probabilité en % de χ^2 pour n degrés de liberté (où n = N-1); Var: dispersion des âges en %; MTL: longueur moyenne mesurée des traces de fission ("mean track length", en µm, nombre total de traces mesurées entre parenthèses, erreur de 1σ); Age TF: âge traces de fission en Ma (un âge "pooled" est utilisé pour un P(χ^2) < 10%.

Les "âges traces de fission" obtenus (Tableau 4, Figs. 71 et 72) peuvent être séparés en 3 groupes correspondant à 3 zones morphologiques :

- Sur la plateforme sibérienne, les analyses indiquent un passage au dessous (en terme de température) de l'isotherme 110°C au Carbonifère. Plus précisément à 295,6 ± 15,2 Ma (base du Permien) pour l'échantillon BA09 et 358,5 ± 15,6 Ma (base du Carbonifère) pour l'échantillon BA10.
- Dans la terminaison Sud-Ouest de la chaîne de Patom, tous les échantillons à l'exception du BA04 et du BA07 montrent des âges compris entre la fin du Jurassique moyen (168,6 ± 11,6 Ma pour l'échantillon BA03) et le début du Crétacé inférieur (137,2 ± 4,7 Ma pour l'échantillon BA05A). L'âge obtenu pour l'échantillon BA04 est sensiblement plus élevé (217,9 ± 11,3 Ma, soit Trias supérieur), mais les âges individuels correspondants semblent indiquer deux populations de grains distinctes, ce qui se traduit par une valeur de $P(\chi^2)$ proche de 0 (Tableau 4). Cette variabilité peut s'expliquer par des compositions chimiques différentes des cristaux d'apatite (e.g. *O'Sullivan et Parrish, 1995; Barbarand et al., 2003*). Il faut noter que l'âge moyen de la population la plus "jeune" de cet échantillon est d'environ 180 Ma et pourrait donc coïncider avec les âges jurassiques des autres échantillons de la zone. L'âge moyen de la "vieille" population est quant à lui d'environ 350 Ma, et donc similaire aux âges déterminés sur les échantillons de la plateforme sibérienne. Cependant, la plateforme et la chaîne correspondent à deux unités tectoniques différentes délimitées par une marche topographique très marquée. L'âge traces de fission de l'échantillon BA07, prélevé au centre de cette partie de la chaîne, est plus jeune (111,4 ± 5,9 Ma, soit fin du Crétacé inférieur), suggérant soit une érosion plus tardive ou plus lente au centre de la chaîne, soit des mouvements verticaux différentiels au sein même de celle-ci, s'accompagnant dans ce cas d'une érosion plus intense. Les échantillons prélevés dans les intrusifs du centre de la chaîne montrent tous des âges jurassiques et peuvent donc être associés à ceux du Sud-Ouest de la chaîne de Patom. Leur analyse n'étant pas finalisée, ils ne sont pas présentés ici, de même que ceux du socle à proximité du front Nord-Ouest.
- Dans les Monts Barguzin, les âges obtenus peuvent encore être divisés en deux groupes, qui semblent cette fois varier avec l'altitude des échantillons. Les plus élevés, collectés entre 2150 m environ (échantillon W1) et 1300 m (échantillon b5) ont des âges traces de fission compris entre le Paléocène et l'Eocène inférieur (57,3 ± 4,4 Ma pour le N14 à 47,8 ± 4,6 Ma pour le W2). Les échantillons N25 et O13, prélevés respectivement à 900 et 800 m indiquent des âges à la limite Eocène – Oligocène (34,9 ± 2,3 Ma et 33,9 ± 2,8 Ma respectivement). Il n'y a aucune indication d'âges mésozoïques dans cette zone. On remarque également qu'entre deux âges au sein d'un même profil (pour Barguzin et Ulzika) le plus ancien n'est pas nécessairement le plus élevé en altitude, comme le voudrait la logique (le sommet d'un massif est *a priori* exhumé avant sa base). Comme pour l'échantillon BA04, ceci peut être dû à une variation de composition chimique des apatites.

La distribution de ces résultats dans un diagramme âge – altitude (Fig. 73) illustre l'existence de ces différents groupes d'âges. Elle autorise par ailleurs une première analyse des conditions de refroidissement enregistrées par ces échantillons. En effet, pour le groupe de la chaîne (l'échantillon BA04 mis à part) et les deux groupes des Monts Barguzin, l'altitude n'a apparemment pas d'influence, ou relativement peu, sur l'âge obtenu. Les échantillons d'un même groupe ont donc subi un passage synchrone sous les 110°C, ou dans un laps de temps relativement court. Ceci est particulièrement évident pour les trois profils de Barguzin dans leur partie haute, où des échantillons dont l'altitude diffère de près de 900 m ont des âges traces de fission similaires. Le diagramme âge – altitude met donc en évidence des épisodes de refroidissement. Ces épisodes sont ici au nombre de trois, avec une première phase fin Jurassique – début Crétacé, une deuxième phase au début du tertiaire et une dernière à la transition Eocène – Oligocène. En comparaison, les échantillons de la plateforme semblent présenter des âges dispersés et ont donc été refroidis plus progressivement, mais ils ne sont que deux, ce qui n'autorise pas de conclusions définitives. L'épisode de refroidissement paléozoïque n'est donc pas mis en évidence par ce diagramme.

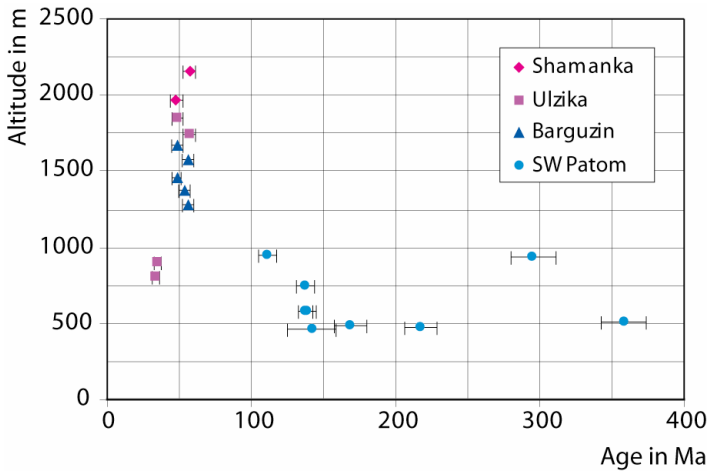


Figure 73. Répartition des âges traces de fission obtenus en fonction de l'altitude des échantillons.

III.2 – Evolution basse température de la plateforme sibérienne

Les modélisations réalisées grâce aux mesures de longueurs de traces mettent en évidence pour les échantillons des grès ordoviciens BA09 et BA10 (Fig. 74) une période de réchauffement entre le début de l'Ordovicien (âge de dépôt des sédiments) et la fin du Dévonien ou le début du Carbonifère. Ce réchauffement traduit un enfouissement probablement dû à une période de sédimentation, qui semble ici continue. L'enfouissement est plus important pour l'échantillon BA09 qui est effectivement plus bas dans la série stratigraphique et en position plus distale sur la marge paléozoïque (il se situe aujourd'hui en position moins externe dans la fosse de Pred-Patom). Il est

d'autre part surement "réinitialisé" complètement (c'est-à-dire que les traces de fission antérieures à l'enfouissement ont entièrement cicatrisé) par un passage sous la PAZ (au delà de 110°C). L'échantillon BA10 se maintient quant à lui à des températures inférieures à 90°C, même à la fin de la phase de subsidence. L'existence d'une sédimentation avec remplissage et subsidence de la fosse jusqu'à la fin du Dévonien dans cette partie Sud de l'avant-pays de Patom est ici démontrée pour la première fois.

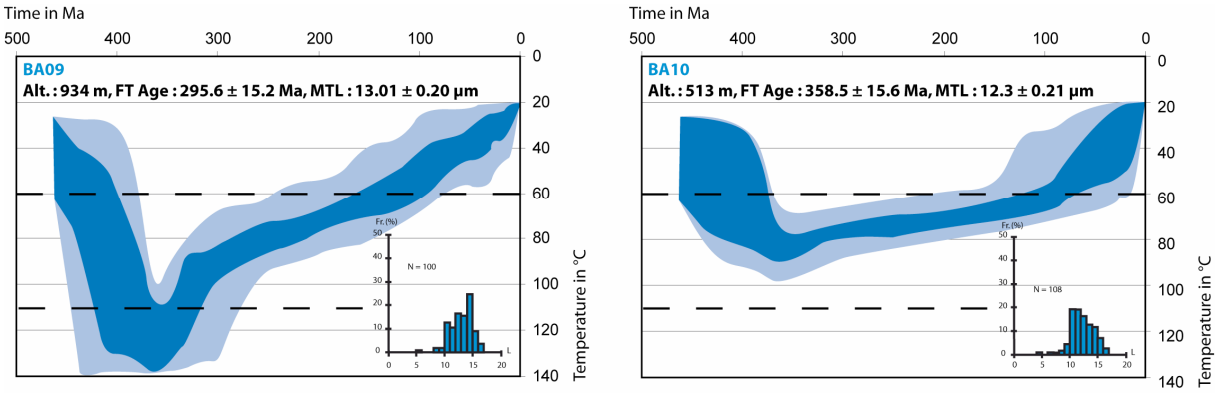


Figure 74. Modèles d'évolution T-t obtenus pour les échantillons de la plateforme sibérienne.

Il est possible d'estimer la quantité de sédiments déposés sur les échantillons BA09 et BA10. Nous avons calculé l'évolution profondeur / température de ces deux échantillons, en tenant compte à la fois de la diffusion thermique et de l'advection verticale telle que :

$$\frac{dT}{dt} = \kappa \frac{d^2T}{dz^2} - u\frac{dT}{dz}$$

où T est la température, t le temps en secondes, z la profondeur, k la diffusivité thermique et u la vitesse d'advection (en $m.s^{-1}$) négative vers le bas. Le gradient thermique initial (avant subsidence) correspond au géotherme à l'équilibre pour une croûte cratonique à faible flux de chaleur de surface (45 $mW.m^{-2}$). Le point de départ du modèle AFTSolve est par ailleurs fixé à l'isotherme 40°C, soit à une profondeur de 1000 m. Une méthode par essai-erreur est ensuite utilisée pour calculer l'évolution température / temps des deux échantillons jusqu'à ce qu'elle coïncide avec celle prédite par le modèle basé sur les longueurs de traces. Les modèles les plus cohérents montrent un enfouissement de 4800 m pour l'échantillon BA09 entre sa position initiale à 460 Ma (c'est à dire au départ du modèle à 1000 m et 40°C) et sa profondeur maximale il y a environ 365 Ma. Ces valeurs indiquent un taux de subsidence de 0,05 $mm.an^{-1}$. L'échantillon BA10 n'est enfoui que sous 2300 m de sédiments durant la même période, ce qui correspond à un taux de subsidence très inférieur (0,024 $mm.an^{-1}$). Par conséquent, à la fin du Dévonien, l'échantillon BA09 se trouvait à une profondeur d'environ 5800 m et l'échantillon BA10 à 3300 m. Les deux échantillons étaient donc décalés verticalement de 2500 m.

Suite à cette phase de réchauffement, l'échantillon BA09 repasse l'isotherme 110°C entre 350 et 320 Ma (au début du Carbonifère). Le taux de refroidissement d'abord relativement élevé décroît entre 320 et 300 Ma et l'échantillon BA09 refroidit lentement jusqu'à atteindre l'isotherme 60°C au Crétacé inférieur. L'échantillon BA10 subit également un refroidissement lent et régulier depuis la fin du Dévonien et atteint la partie supérieure de la PAZ au Crétacé supérieur. Le modèle ne contraint pas le refroidissement final de l'échantillon. Ces profils correspondent donc à une exhumation d'abord assez rapide puis plutôt lente et régulière. Ils témoignent (surtout pour l'échantillon BA09) d'une phase de surrection suivie d'une érosion simple et continue. La plateforme sibérienne dans la partie Sud de l'avant-pays de Patom a donc connu une sédimentation jusqu'à la fin du Dévonien ou le début du Carbonifère, avec le fonctionnement d'un foredeep marqué, puis un probable arrêt de cette sédimentation suivi d'une érosion régulière, peu ou pas influencée par d'éventuels évènements tectoniques survenus à partir du Carbonifère. L'âge de l'arrêt de la sédimentation correspond très probablement à la formation de la chaîne de Patom. Il corrobore du moins les observations stratigraphiques et structurales qui indiquent une orogénèse à la fin du Dévonien et au début du Carbonifère.

III.3 – Evolution basse température de la terminaison Sud-Ouest de la chaîne

A cause d'un trop petit nombre de traces de fission horizontales mesurables, les échantillons BA02, BA03 et BA04 n'ont pas été modélisés. Les échantillons BA05a, BA05b et BA08 (Fig. 75) indiquent un refroidissement rapide qui débute entre 170 et 150 Ma et se termine vers 120 à 110 Ma. Ils passent alors au dessus de la PAZ (échantillon BA05b) ou continuent à refroidir plus lentement. L'échantillon BA07, dont l'altitude actuelle est supérieure, montre un âge traces de fission plus jeune et entre dans la PAZ plus récemment, vers 130 ou 120 Ma. L'histoire thermique de cet échantillon indique que l'épisode de refroidissement rapide prend fin vers 100 Ma et est suivi par une phase de refroidissement lent qui peut être interprétée comme de l'érosion. Cette partie de la chaîne semble donc avoir connu une phase de surrection fin Jurassique – début Crétacé, soit environ 200 millions d'années après l'orogénèse paléozoïque. Cet épisode ne correspond à aucunes des structures ou déformations observées dans la chaîne et l'avant-pays de Patom. Il n'a jamais été décrit auparavant dans la région de Patom.

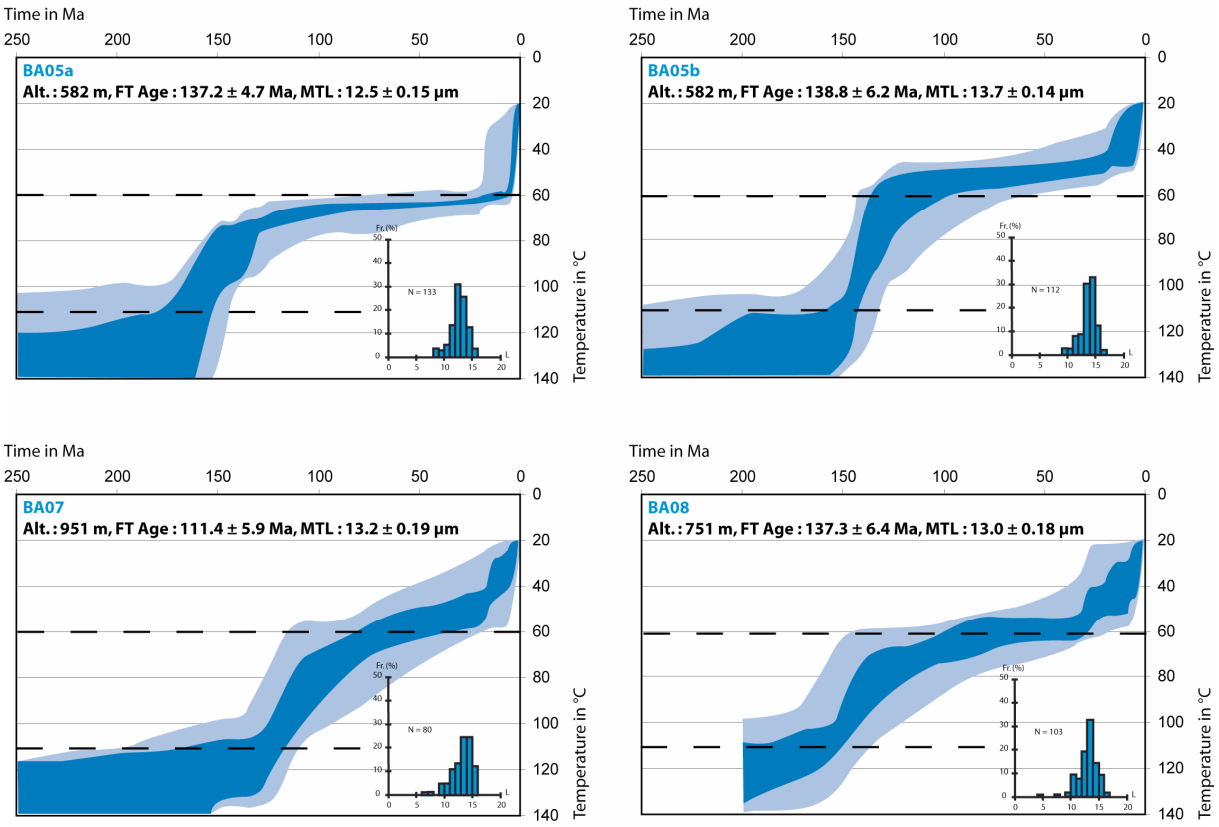


Figure 75. Modèles d'évolution T-t obtenus pour les échantillons de la terminaison Sud-Ouest de la chaîne de Patom.

III.4 – Evolution basse température des Monts Barguzin

III.4.1. Profil Barguzin

Les échantillons b1 à b5 (soit le profil Barguzin, à proximité de l'embouchure Sud du bassin de Barguzin vers le bassin du Baïkal central) passent l'isotherme 110°C entre 65 et 50 Ma (Fig. 76), au cours d'un épisode de refroidissement rapide qui amène probablement tous les échantillons à proximité de la surface. L'échantillon b5, situé à l'altitude la plus basse sur le profil, se maintient dans la PAZ jusqu'à la fin du Miocène ou le début du Pliocène et semble ensuite subir un refroidissement rapide à partir de 5 à 10 Ma. Ce dernier épisode de refroidissement est également enregistré par d'autres échantillons (b1, b3 et b4). Il intervient immédiatement après une période de réchauffement qui a peut-être atteint 70°C depuis la fin de l'Eocène. Malheureusement, parce qu'elle à lieu à des températures proches de la limite supérieure de la PAZ, l'exhumation finale mio-pliocène est mal contrainte par le modèle dans les échantillons b1, b3 et b4.

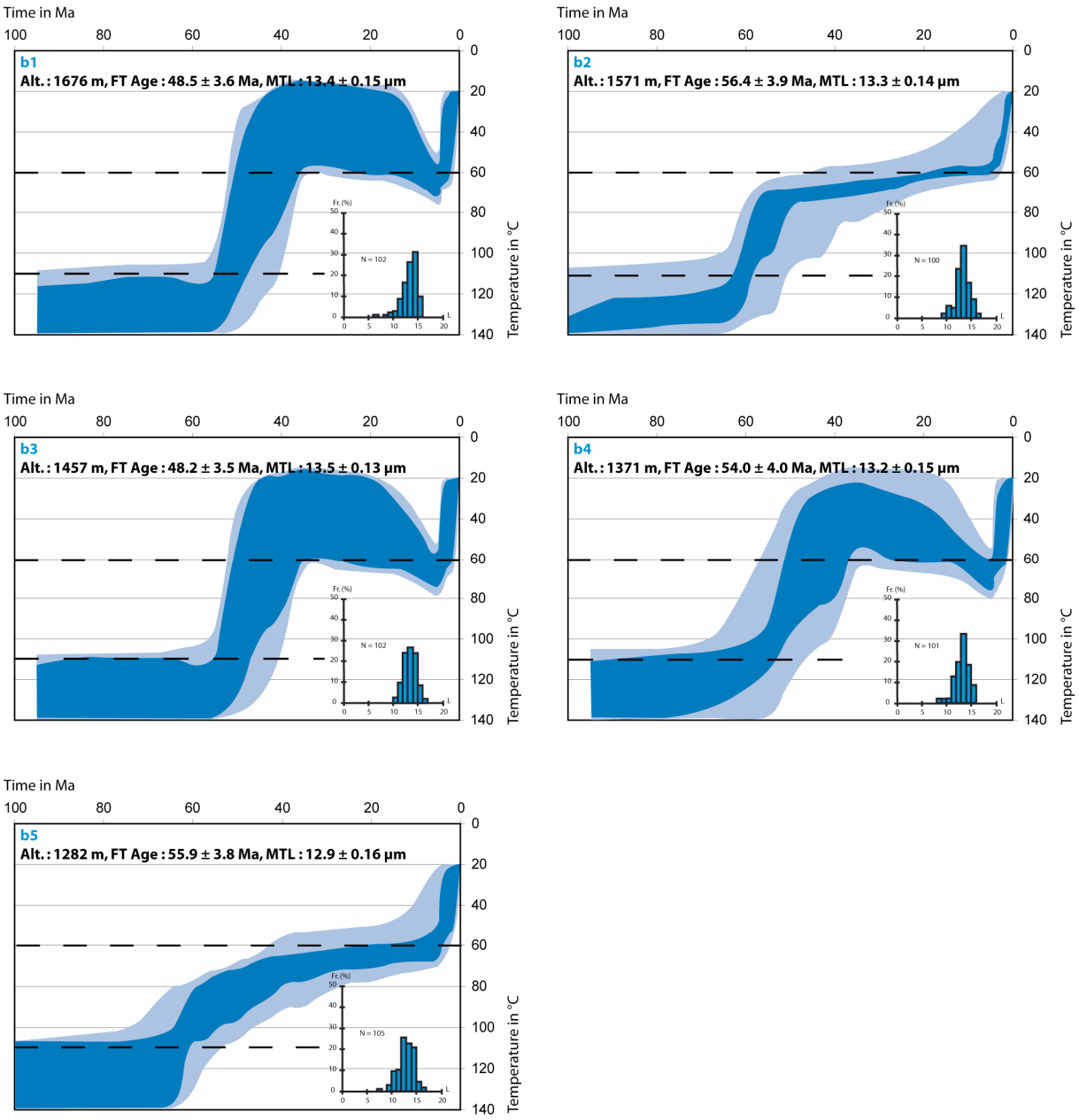


Figure 76. Modèles d'évolution T-t obtenus pour les échantillons du profil Barguzin, Monts Barguzin.

III.4.2. Profil Ulzika

Les échantillons du profil Ulzika montrent le même épisode de refroidissement initial que ceux du profil Barguzin (Fig. 77). L'échantillon N13, au sommet du profil, entre dans la PAZ vers 65-60 Ma. L'échantillon N14, situé plus bas, passe l'isotherme 110°C sensiblement plus tôt (entre 75 et 65 Ma). Cette observation coïncide avec son âge traces de fission plus élevé, et s'explique sans doute encore par un artefact du modèle lié à la composition chimique des grains d'apatite de cet échantillon. Dans la partie inférieure du profil, l'échantillon N25 pénètre dans la PAZ entre 50 et 45 Ma et l'échantillon O13 entre 40 et 30 Ma. Suite au refroidissement initial éocène-oligocène, tous les échantillons du profil Ulzika à l'exception du O13 (exhumé plus tard à cause de sa position en bas de

profil) se stabilisent dans la PAZ entre 70 et 90°C. Après une période de quiescence, ils atteignent la surface durant un épisode de refroidissement rapide correspondant à une baisse de température d'une amplitude de 60 à 70°C en 5 Ma et clairement identifiable autour de 5 Ma. Ce dernier stade d'exhumation est aussi enregistré par l'échantillon O13 et se traduit par une forte accélération du taux de refroidissement, toujours vers 5 Ma. Si l'on considère un gradient géothermique de 30°C par kilomètre, les échantillons N25 et O13 sont amenés vers la surface à une vitesse moyenne de 0,03 mm.an^{-1} entre 40 et 5 Ma et de 0,4 à 0,45 mm.an^{-1} pendant les cinq derniers millions d'années.

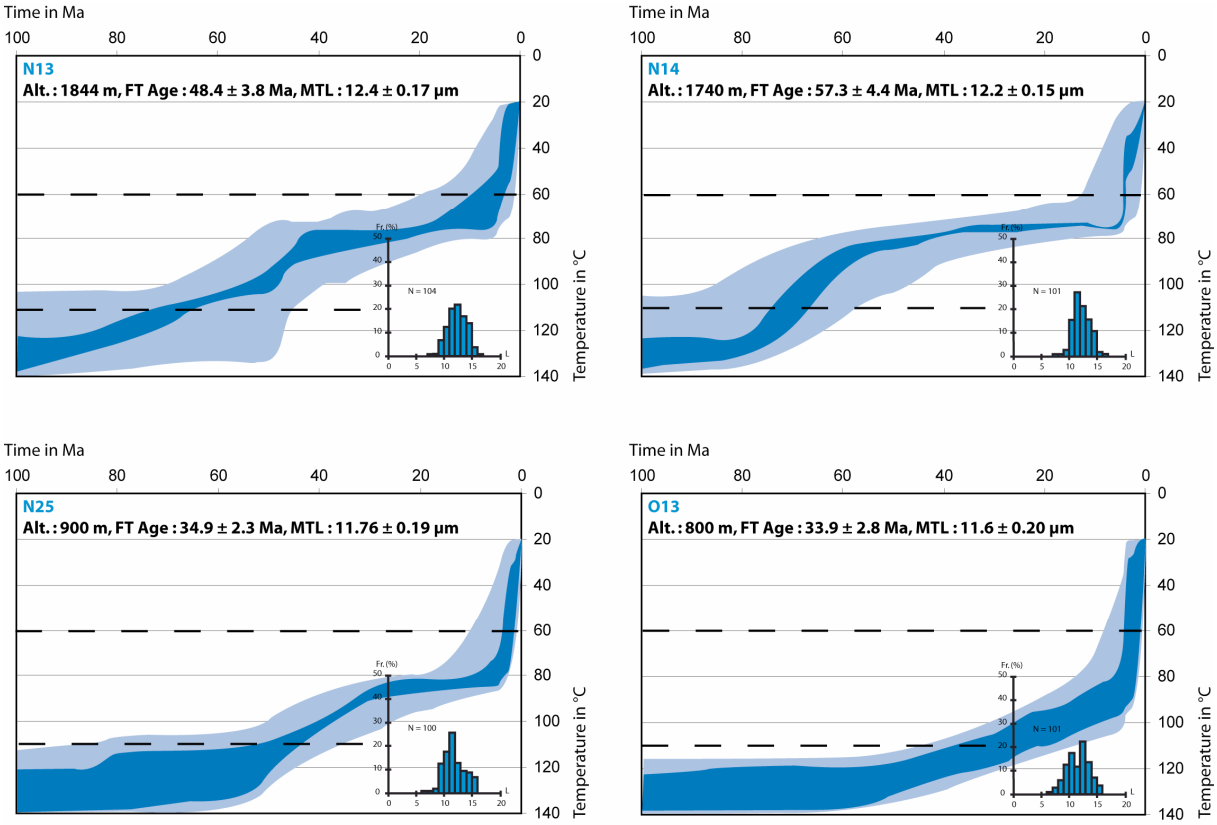


Figure 77. Modèles d'évolution T-t obtenus pour les échantillons du profil Ulzika, Monts Barguzin.

III.4.3. Profil Shamanka

L'échantillon W1 (profil Shamanka) présente un nombre trop faible de traces de fission horizontales mesurables (Tableau 4) et n'a donc pas pu être modélisé. L'échantillon W2 est également faiblement contraint avec seulement 40 mesures de longueur de traces. Cependant, il présente la même évolution thermique que les échantillons du profil Ulzika : un premier épisode de refroidissement rapide initié entre 60 et 50 Ma suivi d'une période de refroidissement lent de l'Eocène supérieur à la fin du Miocène, et finalement une phase d'exhumation rapide à partir de la fin du Miocène – début du Pliocène (Fig. 78).

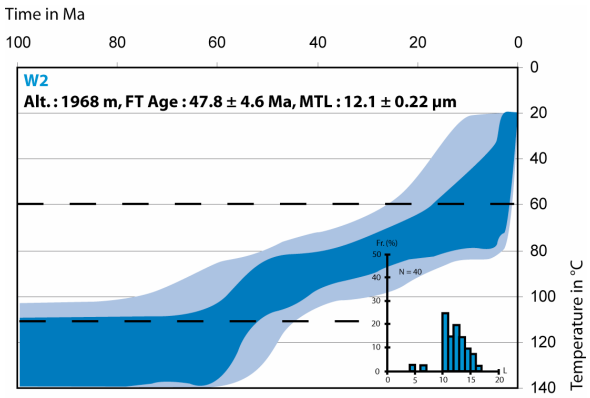


Figure 78. Modèle d'évolution T-t obtenu pour l'échantillon W2, profil Shamanka, Monts Barguzin.

Il se dégage donc une tendance générale pour les échantillons des Monts Barguzin, avec à l'évidence une première phase d'exhumation à l'Eocène suivit d'une période de quiescence ou du moins d'évolution plus lente et une exhumation accélérée depuis la transition Miocène – Pliocène.

IV – Discussion

IV.1 – Formation des reliefs paléozoïques de la chaîne de Patom

Sur la plateforme sibérienne, les échantillons BA09 et BA10 subissent un enfouissement sédimentaire continu depuis leur dépôt au début de l'Ordovicien jusqu'à la fin du Dévonien ou le début du Carbonifère. A cette époque l'échantillon BA10 est recouvert par 3300 m de sédiments, tandis que l'échantillon BA09, plus proche de la chaîne actuelle et donc en position plus distale sur la marge cratonique est enfoui sous 5800 m de sédiments. Cette phase de subsidence d'environ 100 millions d'années coïncide avec la période d'accrétion d'arcs insulaires et de bassins arrière-arc au Sud du bloc Barguzin (cf. Introduction, II.), et est antérieure aux déformations observées dans l'avant-pays et la chaîne de Patom. La large distribution des sédiments détritiques de l'ordovicien inférieur qui subsistent aujourd'hui le long de la fosse laisse supposer que les volumes de matériel érodé à cette époque ont été très importants, ce qui implique la présence d'une topographie forte et/ou étendue au Sud et à l'Est. Or, l'absence de discordance ou de déformation synsédimentaire indique que les dépôts dans ce bassin n'ont pas été affectés par cette période d'accrétion. Les reliefs formés alors sont donc relativement lointains et ne peuvent correspondre à une réactivation de la convergence au niveau de la suture entre le bloc Barguzin et le craton sibérien. Les grès échantillonnés sont d'ailleurs fins et homogènes, montrent des stratifications entrecroisées et témoignent plutôt d'un environnement fluviatile deltaïque que de pied de pente (cf. Stratigraphie, *II.4.1.*). En revanche, il subsiste durant toute cette première partie du Paléozoïque une surcharge tectonique suffisante pour maintenir une flexure marquée de la marge cratonique, probablement responsable des différences d'enfouissement enregistrées entre les échantillons BA10 et BA09. Ces résultats remettent donc en question d'une part l'hypothèse d'une phase d'inversion tectonique dès l'Ordovicien dans la zone de Patom (e.g. *Delvaux et al., 1995*) et d'autre part les limites d'extension du bassin siluro-dévonien de Sibérie proposées habituellement plus au Nord et à l'Ouest (*Artyushkov et Chekovich, 2001, 2002, 2004; Tesakov, 2004*).

L'histoire thermique fournie par les modélisations de longueurs de traces révèle l'arrêt de l'enfouissement et le début de l'exhumation au début du Carbonifère (vers 350 – 320 Ma). Ce changement dans l'évolution thermique est particulièrement bien illustré par l'échantillon BA09 qui passe au dessus de l'isotherme 110°C avec un taux de refroidissement relativement important, lequel décroît ensuite au Carbonifère supérieur (entre 320 et 300 Ma). Cet épisode d'exhumation coïncide avec la fermeture définitive de l'océan Paléoasiatique et la collision qui s'ensuit entre la Mongolie centrale et le collage Sud-sibérien. La phase initiale de refroidissement rapide n'est pas enregistrée par l'échantillon BA10, ce qui semble indiquer une moindre influence de la tectonique qu'à proximité du front topographique actuel de la chaîne. En effet, l'échantillon BA09 pourtant plus ancien a été prélevé

400 m plus haut que le BA10 et se trouve à l'axe d'un synclinal perché probablement soulevé par un chevauchement aveugle.

IV.2 – Dénudation mésozoïque autour du Baïkal

Les modélisations dans l'avant-pays de Patom montrent un refroidissement lent et régulier, et donc une érosion lente et continue de la couverture durant la fin du Paléozoïque, le Mésozoïque et le début du Cénozoïque.

Dans la terminaison Sud-Ouest de la chaîne, au contraire, tous les échantillons ont des âges traces de fission mésozoïques. Les quatre d'entre eux qui ont pu être modélisés n'apportent aucune indication sur l'histoire thermique anté-Mésozoïque de cette zone. Ces résultats peuvent être corrélés à ceux obtenus par *Van der Beek et al. (1996)* dans la chaîne de Primorsky, le bloc d'Olkhon et la chaîne de Khamar-Daban (Fig. 65). *Van der Beek et al. (1996)* décrivent en effet un refroidissement rapide de trois échantillons (deux du bloc d'Olkhon et un dans la chaîne de Khamar-Daban) qui passent de 120 à moins de 60°C entre 140 et 120 Ma. Les auteurs interprètent cet épisode thermique du début du Crétacé comme une conséquence de la fermeture de l'océan Mongol-Okhotsk et de la collision associée entre le craton de Chine du Nord et l'ensemble sibérien. Nos propres données dans la terminaison Sud-Ouest de Patom placent le début de ce refroidissement rapide plus tôt (entre 170 et 150 Ma). Il prend fin comme indiqué par *Van der Beek et al. (1996)* vers 120 – 110 Ma. L'initiation de l'exhumation est par ailleurs contemporaine du passage d'une sédimentation marine à une sédimentation continentale à l'Est du lac Baïkal (*Mushnikov et al., 1966; Ermikov, 1994*) ainsi que de l'inversion des basins et du début d'une phase d'érosion en Mongolie – Chine du Nord (*Meng, 2003*).

Le changement abrupt des âges entre l'avant-pays et la terminaison Sud-Ouest de la chaîne correspond à une marche topographique toute aussi abrupte. Les deux domaines sont donc probablement découplés du point de vue de leur déformation, ce qui explique que la plateforme n'ait pas été affectée par l'événement mésozoïque enregistré par la chaîne. Le découplage pourrait être accommodé par la réactivation de certaines structures majeures dont en premier lieu le chevauchement principal de Patom qui a dû absorber tout le raccourcissement relatif entre ces deux unités. L'échantillon BA07 met en évidence le fonctionnement possible d'autres structures au sein de la chaîne. En effet, la modélisation montre qu'il passe l'isotherme 110°C autour de 130 à 120 Ma, c'est-à-dire plus tard que les autres échantillons de la chaîne. En outre, son histoire thermique est similaire à celle des échantillons analysés par *Van der Beek et al. (1996)*. Si l'on considère que l'échantillon BA07 provient d'une profondeur comparable à celle des autres échantillons de la série, ceci implique une érosion plus tardive ou plus faible dans cette partie centrale de la terminaison de la chaîne de Patom

(cf. III.1.). Sinon, il doit y avoir eu des mouvements différentiels entre les échantillons durant la formation du relief. Or si la situation au Mésozoïque était comparable à l'actuelle, l'érosion était en réalité plus forte au centre de la chaîne. Par conséquent l'échantillon BA07 a pu être exhumé depuis une profondeur plus importante que les autres. On peut remarquer de plus qu'il a été prélevé à proximité de la faille paléozoïque du Nord Baïkal (Fig. 71), faille qui a pu rejouer lors de l'épisode mésozoïque, provoquant des mouvements d'exhumation différentiels. Cette seconde hypothèse expliquerait le début différé du refroidissement de l'échantillon BA07 mais également le fait qu'il se termine plus tard que pour les autres. Ces observations indiquent d'autre part des mouvements inverses sur les failles réactivées au Mésozoïque (chevauchement Ouest et faille Nord Baïkal) corroborant les mesures de *Delvaux et al. (1995, 1997)* qui ne mettent en évidence aucun mouvement normal à cette époque sur ces failles. Enfin, l'évolution thermique modélisée de l'échantillon BA07 montre que leur activité a pu perdurer jusqu'à la fin du Crétacé inférieur (100 Ma).

IV.3 – Evolution fini-crétacée et cénozoïque des Monts et du bassin Barguzin

Nos données issues de la chaîne de Patom ou de la plateforme sibérienne, comme celles de *Van der Beek et al. (1996)*, n'apportent pas d'informations sur l'histoire thermique cénozoïque de la région, soit parce que les échantillons sortent de la PAZ durant l'épisode Mésozoïque, soit parce qu'ils atteignent la surface plus lentement et sans évènement thermique marqué. Les résultats sont très différents dans la zone de Barguzin (Fig. 72), où l'on obtient uniquement des âges traces de fission cénozoïques (Tableau 4). La modélisation basée sur les longueurs de traces fournit ainsi une histoire thermique complète du versant Est des Monts Barguzin entre la fin du Crétacé et le Quaternaire.

Le bassin de Barguzin fait partie du système de rift du Baïkal. Il est limité au Nord-Ouest par une série de failles normales actives en échelon orientées SW-NE et qui séparent le bassin (dont l'altitude est d'environ 500 m) des Monts Barguzin (qui culminent à 2600 m). A l'Est, le bassin est séparé des Monts Ikat par une autre série de failles normales SW-NE à faible décalage. Le remplissage du bassin est asymétrique, les épaisseurs sédimentaires les plus importantes (jusqu'à 2,5 km) se trouvant du côté Ouest (*Solonenko, 1981; Nevedrova et Epov, 2003; Epov et al., 2007*). Un forage au centre du bassin traverse la totalité des séries quaternaires et tertiaires et atteint le socle à 1400m de profondeur (*Florensov, 1982*). Les plus anciens sédiments reconnus sont des silts argileux et des grès du Pliocène moyen. La section du Pliocène supérieur est constituée de grès et de conglomérats de même que l'essentiel des dépôts quaternaires. Plusieurs blocs de socle ont aussi été identifiés dans le bassin (*Florensov, 1960; Nevedrova et Epov, 2003; Epov et al., 2007*). D'après ces informations stratigraphiques, l'évolution du bassin de Barguzin commence donc au Pliocène moyen, c'est-à-dire lorsque le stade de rifting rapide est initié dans le rift Baïkal. Les données de traces de fission

présentées ici sont cohérentes avec cette phase pliocène, mais elles mettent en évidence une histoire plus longue.

IV.3.1. Fin Crétacé à Eocène

Le long des trois profils d'échantillonnage des Monts Barguzin, les échantillons dont l'altitude est aujourd'hui la plus élevée passent l'isotherme 110°C entre 65 et 50 Ma au cours d'une phase de refroidissement rapide. Cet épisode semble plus prononcé sur le profil Barguzin, où la plupart des échantillons atteignent la surface à l'Eocène. Les autres échantillons (b5, N13, N14 ou W2) se maintiennent dans la PAZ et subissent ensuite un refroidissement lent. Il y a donc une exhumation plus forte au Sud du bassin qui ne peut être contrôlée par des processus tels que des conditions climatiques différentes car la distance avec les autres profils est trop faible. Ces différences sont donc interprétées en termes de surrections tectoniques différentielles entre plusieurs blocs de socle limités par les failles SW-NE cartographiées au sein des Monts Barguzin.

Les études basées sur la stratigraphie placent l'ouverture des bassins de Tunka, du Sud Baïkal et du Baïkal central à la fin de l'Oligocène ou au début du Miocène (*Mats, 1985, 1993; Logatchev, 1993, 2003; Mats et al., 2001; Petit et Déverchère, 2006*) et celle de Barguzin au Pliocène moyen. Nos données ne sont donc pas cohérentes avec ces observations, le fort refroidissement enregistré par les traces de fission impliquant un début d'exhumation dès la fin du Crétacé. Cependant, des sédiments de la fin du Crétacé et de l'Eocène ont été trouvés dans et autour des bassins de Tunka et du Sud Baïkal (*Mats, 1993; Scholz et Hutchinson, 2000*). *Tsekhovsky et Leonov (2007)* suggèrent qu'un précurseur de la dépression du Sud Baïkal soit apparu à la fin du Crétacé – début Paléocène. Par ailleurs, au Sud-Est du bassin de Barguzin, de petits grabens tels que le bassin d'Eravna (Fig. 65) contiennent également des sédiments clastiques de la fin du Crétacé (formation Mokhei, *Rezanov, 2000, Skoblo et al., 2001; Tsekhovsky et Leonov, 2007*). Il semble donc bien qu'une phase d'extension ait pu affecter la région de Barguzin dès la fin du Crétacé. En revanche, les résultats de *Van der Beek et al. (1996)* ne montrent aucune évidence de dénudation fini crétacée ou paléocène dans la chaîne de Khamar-Daban, à l'exception d'un âge à 74 Ma. La topographie actuelle y est plus basse que dans les Monts Barguzin et elle n'est pas recoupée par de grands bassins. L'extension fini crétacée – paléocène semble donc localisée dans les mêmes zones que la déformation fin Tertiaire à actuelle.

L'analyse des traces de fission sur apatite apporte aussi des précisions quand aux mécanismes qui contrôlent l'extension. En effet, l'initiation et le développement du système de rift du Baïkal est généralement considéré soit comme l'effet d'un large diapir asthénosphérique, soit comme une conséquence lointaine de la collision Inde-Asie (cf. *I.2.1.*). Or, si l'extension débute dans la zone de Barguzin à la fin du Crétacé comme l'indiquent les traces de fission, son stade initial ne peut être

associé à la collision Inde-Asie, qui est postérieure (*Besse et al., 1984; Patriat et Achache, 1984; Patzelt et al.,1996; Ali et Aitchison, 2006*). De même la plupart du volcanisme de rift dans la région est post-Paléocène (*Rasskazov et al., 2002*), ce qui indique que l'initiation de l'extension n'est donc pas non plus causée par un diapir asthénosphérique. Une explication alternative est que le mécanisme responsable de l'extension de la fin du Jurassique – début du Crétacé (cf. *I.2.2.*) est toujours actif à la fin du Crétacé et induit une structuration des Monts Barguzin et du bassin, comme dans la dépression d'Eravna environ 10 Ma plus tôt. Cette phase de transition après l'effondrement post-orogénique de Mongol-Okhotsk est ensuite suivi par un "vrai" rifting qui rajeunit certaines de ces anciennes dépressions (Sud et centre Baïkal, Barguzin), en abandonne d'autres (Eravna) et en crée de nouvelles (Nord Baïkal).

IV.3.2. Oligocène

Le refroidissement rapide au Paléocène – Eocène est suivi par une période de refroidissement lent des échantillons situés en haut des profils (N13, N14, b5, W2). Ces échantillons ne sont donc plus soumis alors à une exhumation tectonique mais seulement à l'érosion. Dans le même temps, les échantillons les plus bas (N25 et O13) continuent d'être exhumés à la fois par l'érosion et la tectonique. L'exhumation de tous ces échantillons est donc probablement progressive le long d'une faille normale active en continu. Les plus élevés arrivent à proximité de la surface plus tôt et ne subissent plus que l'érosion tandis que les autres, plus profonds, enregistrent toujours un refroidissement contrôlé par la faille. D'autre part, le fait que les taux de refroidissements diminuent autant après le stade rapide initial indique que l'érosion de surface était sûrement très faible. Les reliefs des Monts Barguzin ont donc été relativement préservés, ce qui pourrait expliquer un flux de sédiments limité vers le bassin. Cette hypothèse coïncide avec les faibles taux de sédimentation observés dans les bassins du Sud et du centre Baïkal durant la même période (*Nikolaev et al., 1985; Levi et al., 1997; Moore et al., 1997; Mats et al., 2000*).

IV.3.3. Fin Miocène à Actuel

Le refroidissement final des échantillons intervient à la fin du Miocène ou début du Pliocène (soit vers 5 Ma). Un brutal accroissement du taux de refroidissement est alors enregistré par les échantillons b5, N13, N14 et W2, situés dans la partie supérieure des trois profils. Cette dernière phase n'est pas bien contrainte par le modèle (cf. III.4.), elle est en revanche clairement visible sur les échantillons N25 et O13, sans doutes car ils étaient avant cette phase à des températures plus importantes, loin de la limite supérieure de la PAZ. L'accélération à 5 Ma du refroidissement sur le versant Est des Monts Barguzin est contemporaine du début du stade de rifting rapide dans le Baïkal (*Hutchinson et al., 1992; Petit et Déverchère, 1996; Delvaux et al., 1997; Mats et al., 2000*) et de

l'initiation du rift Nord Baïkal (*Hutchinson et al., 1992; Delvaux et al., 1997; Petit et Déverchère, 2006*). A l'échelle régionale, le début du Pliocène marque le retour d'une activité tectonique dans le Gobi-Altaï, l'Altaï et la chaîne de Sayan induite par la propagation des contraintes compressives générées par la collision Inde-Asie (*De Grave et Van Den Haute, 2002; Vassallo et al., 2007*). L'inversion Pléistocène – Holocène du bassin Nord Tunka démontre en effet que la compression SW-NE atteint le système de rift du Baïkal à cette époque (*Larroque et al., 2001*). Le rifting rapide succèderait donc à une phase d'affaiblissement lithosphérique initié à la fin du Crétacé et semble cohérent avec la propagation des contraintes issues de la collision Inde-Asie. Le rift actuel est sans doute beaucoup plus localisé que la zone en extension au Crétacé si l'on en juge par la répartition des bassins de la zone TransBaïkal (comme celui d'Eravna) et des dômes métamorphiques associés. Seuls les bassins favorablement situés et/ou orientés se ont donc évolué en vrai bassins de rift par la suite. Leur position à proximité de la bordure du craton sibérien est probablement un facteur clé de leur évolution sur une période aussi étendue.

V – Conclusions

La thermochronologie par analyse des traces de fission sur apatites enregistre les principales phases de déformation tectonique et de construction des reliefs dans la chaîne de Patom, son avant-pays et le système de rift du Baïkal (Fig. 79). Certains évènements connus sont précisés dans leur chronologie ou leur aire d'influence, d'autres sont révélés ici. Ces évènements peuvent être résumés comme suit :

- A l'Ouest de la chaîne, l'avant-pays et donc le craton sibérien subissent une sédimentation continue et lente du début de l'Ordovicien jusqu'au Dévonien terminal ou au début du Carbonifère. Plusieurs kilomètres de sédiments (jusqu'à 6 km dans la fosse de Pred-Patom) sont alors déposés en bordure de la plateforme sibérienne. Durant cette période de plus de 100 Ma, le bassin n'est jamais affecté par une inversion tectonique. Les reliefs qui l'alimentent en particulier à l'Ordovicien inférieur sont donc relativement lointains.
- A partir du début du Carbonifère la sédimentation cesse et les séries de l'Ordovicien basal de la fosse de Pred-Patom sont exhumées. Ce changement coïncide avec l'âge des structures et déformations qui constituent la chaîne de Patom. Aucun dépôt associé à cette phase tectonique n'est préservé sur la plateforme.
- Une deuxième phase tectonique intervient au Mésozoïque. Elle débute au Jurassique moyen dans la terminaison Sud-Ouest de Patom et n'affecte pas l'avant-pays. Cet épisode de déformation et de construction de reliefs paraît essentiellement contrôlé par la réactivation de failles héritées et induisant une exhumation différentielle. Il est contemporain de l'orogénèse lié à la fermeture de l'océan Mongol-Okhotsk et prend fin vers 100 Ma. Comme au Carbonifère, les sédiments dérivés de ces reliefs jurassiques – crétacés sont absent autour de Patom. Ils peuvent cependant avoir été transportés dans le bassin de Vilyui.
- La troisième phase tectonique est enregistrée dans les Monts Barguzin. Elle débute fin Crétacé – début Paléocène simultanément à la formation des dépressions du Sud Baïkal et du bassin d'Eravna, et peut-être plus tôt dans la région du Baïkal central (*Van der Beek et al., 1996*). La déformation semble localisée sur des failles normales. Cette phase d'extension suggère un continuum entre l'effondrement de l'orogène de Mongol-Okhotsk et l'initiation du système de rift du Baïkal. Elle implique également que le mécanisme initial qui contrôle la formation du rift Baïkal n'est pas la collision Inde-Asie.
- Enfin, les traces de fission sur apatites confirment une accélération de l'activité tectonique dans la zone du rift Baïkal fin Miocène – début Pliocène (vers 5 Ma) qui coïncide avec les premiers effets de la collision Inde-Asie dans la région.

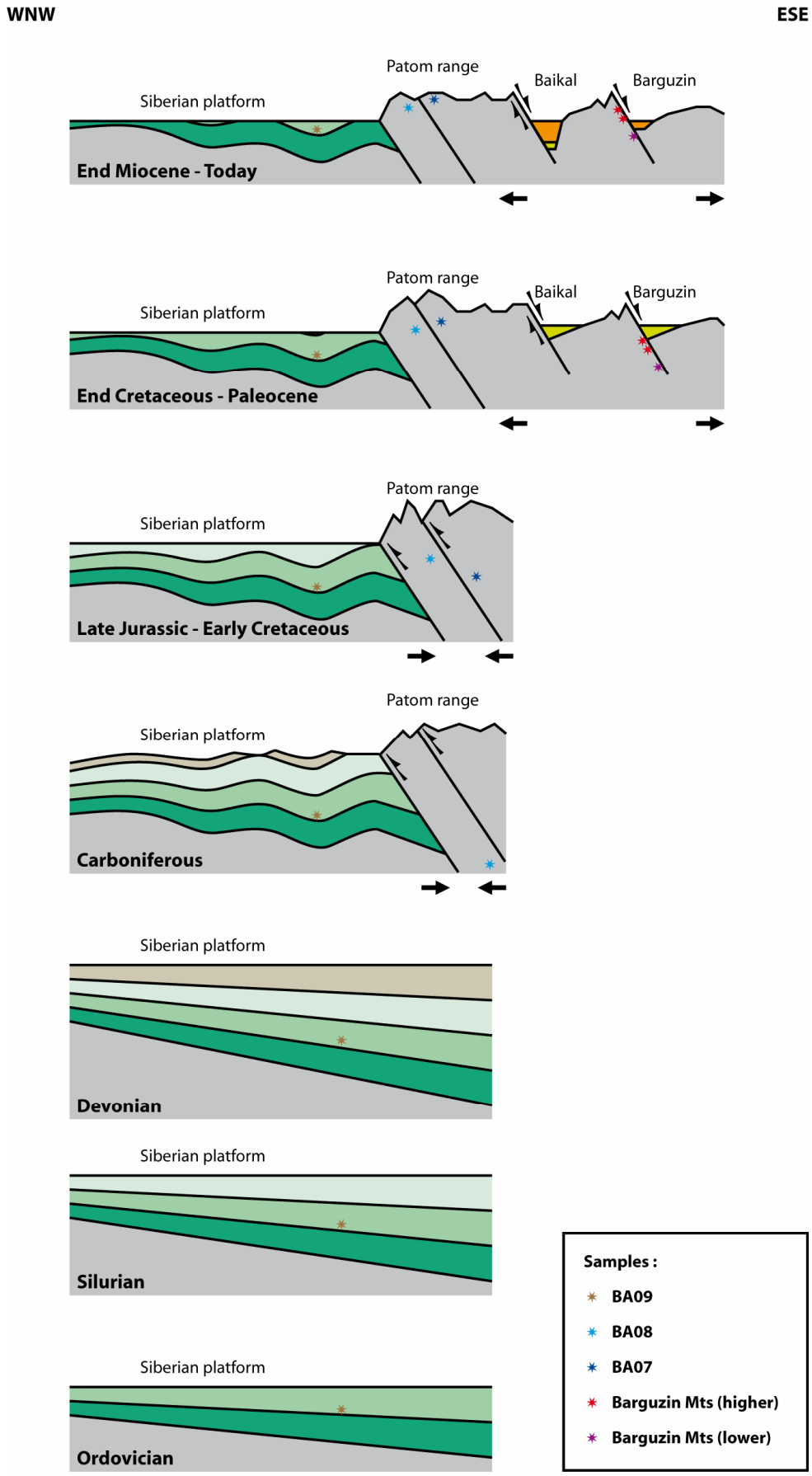


Figure 79. Modèle d'évolution sur le transect Sud-Patom – Barguzin déduit de l'analyse des traces de fission sur apatites et exemples de mouvements verticaux des échantillons analysés.

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA REGION DE PATOM

I – Contraintes additionnelles sur l'évolution de Patom

Afin de compléter le calendrier géodynamique esquissé grâce aux observations stratigraphiques et structurales et à l'étude des reliefs actuels, un échantillonnage a été effectué en vue de procéder à des datations et des analyses géochimiques. Ces nouvelles données viennent préciser l'évolution tectoniques de la chaîne de Patom.

I.1 – Datation des intrusions magmatiques

La partie Nord de la chaîne de Patom est marquée par la présence de nombreuses intrusions magmatiques. Celles-ci se présentent sous la forme de sills de dolérites, gabbro-dolérites, gabbro-diorites ou de syénites. Elles ont pu être observées (Fig. 80) et échantillonnées dans la zone frontale, le long de la rivière Bolchoï Patom et dans la fosse de Pred-Patom le long de la Lena entre Lensk et Macha. Sur la cartographie russe (*Kuznetsov et al., 1982*), ces sills sont regroupés sous l'appellation de "Jarovskii complex", pour lequel est parfois indiqué un âge Paléozoïque supérieur, peu précis.

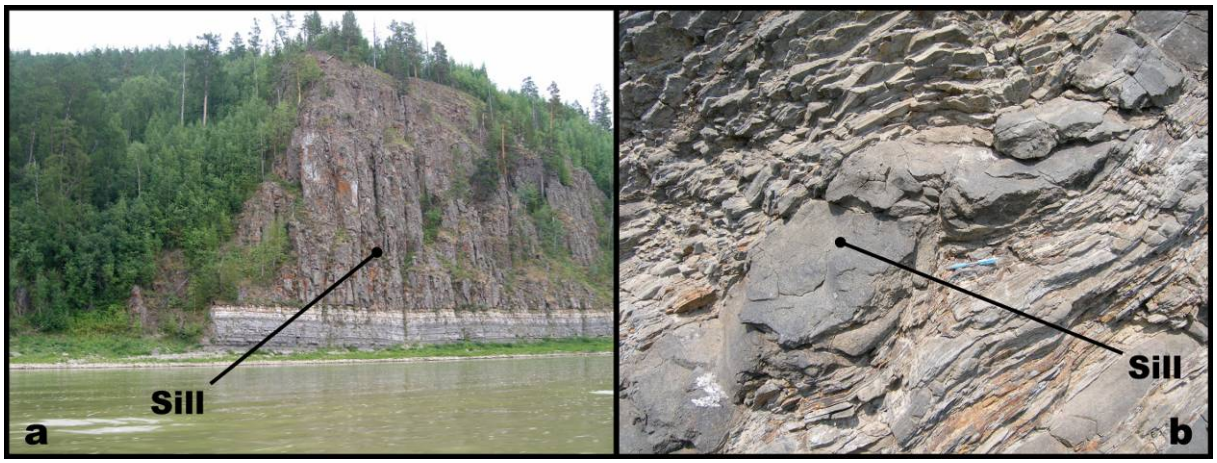


Figure 80. Exemples de sills volcaniques observés le long de la rivière Bolchoï Patom. L'épaisseur des intrusions est très variable, décimétrique (b) à décamétrique (a), mais tous les sills suivent la stratigraphie (ici des carbonates du Riphéen supérieur).

La méthode utilisée pour dater ces formations magmatiques est la méthode ^{39}Ar / ^{40}Ar (e.g. *Sigurgeirson, 1962*). Ces datations ont été réalisées au Laboratoire de Géochronologie de l'université Montpellier II par N. Arnaud. Les roches échantillonnées n'ont probablement subi qu'un enfouissement modéré et uniquement lié à la sédimentation, elles n'ont pas été métamorphisées. Il n'y a donc pas eu *a priori* de réouverture du système et les âges obtenus correspondent donc à la mise en place des sills.

Les résultats obtenus sont assez dispersés et indiquent des âges de mise en place compris entre 512,61 ± 4,47 Ma (échantillon Pa 06 04, âge obtenu sur roche totale, Fig. 81) et 385 ± 3,49 Ma (échantillon Pa 06 12, âge obtenu sur amphibole, Fig. 82). D'autres datations doivent venir compléter ces résultats.

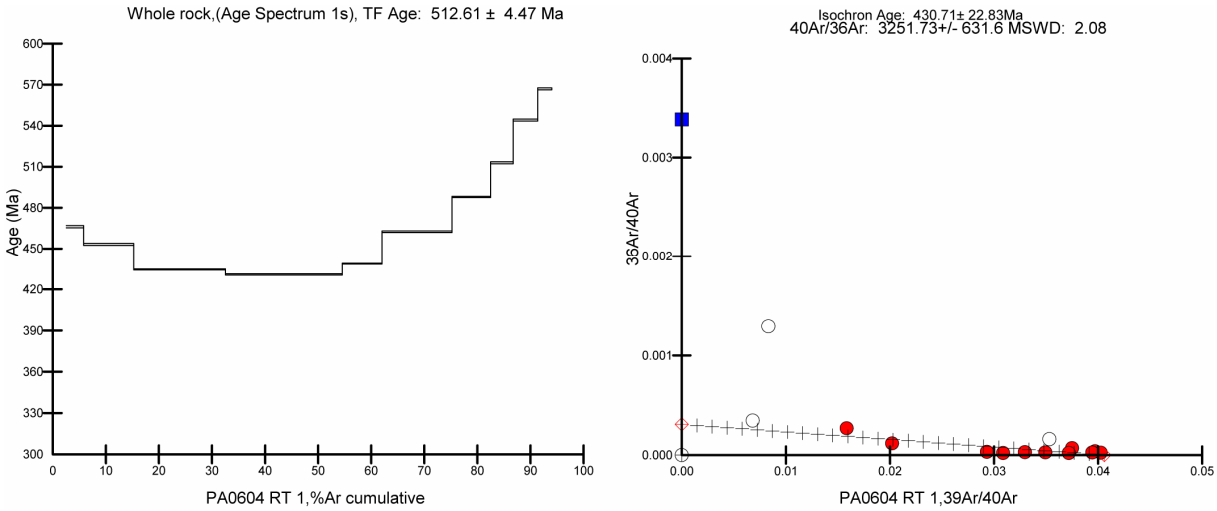


Figure 81. Spectre d'âges obtenus par paliers de chauffage sur roche totale pour l'échantillon Pa 06 04 (à gauche) et diagramme isochrone (à droite).

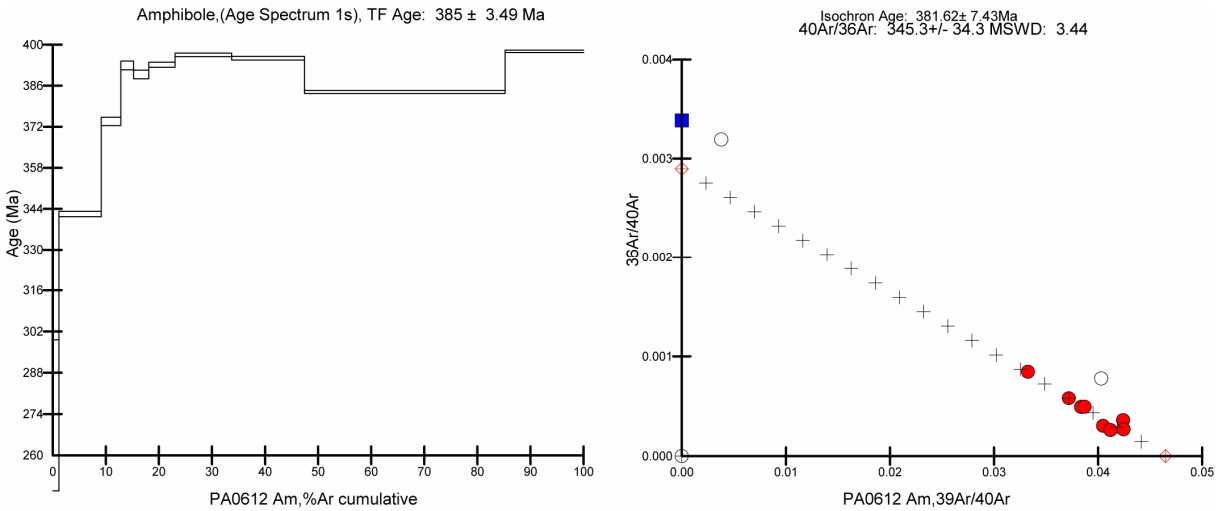


Figure 82. Spectre d'âges obtenus par paliers de chauffage sur amphibole pour l'échantillon Pa 06 12 (à gauche) et diagramme isochrone (à droite).

L'âge le plus récent est cohérent avec l'interprétation généralement proposée dans la littérature pour la mise en place de ces sills, et qui associe à la réactivation au Dévonien supérieur du rift de Vilyui un épisode de volcanisme important (*Milanovsky, 1981; Gusev et Shpount, 1987; Zonenshain et al., 1990; Lobkovsky et al.,1996; Kiselev et al., 2006, 2007*). Pour *Kiselev et al. (2007)* cet épisode, de par la surface couverte par les épanchements magmatiques (estimée à environ 10^5 km^2), la taille des

ceintures de dykes et l'épaisseur des sills observés, est lié à l'activité d'un super-panache mantellique qui place la zone de rift de Vilyui dans la catégorie des LIP ("Large Igneous Provinces"). Par ailleurs, cette période de magmatisme coïncide également avec l'une des cinq grandes crises biologiques majeures identifiées de l'histoire terrestre, dont le pic correspond à la transition Frasnien – Famennien (Dévonien supérieur). L'épisode volcanique dévonien de Vilyui est parfois envisagé comme cause possible de cette phase d'extinctions massives (*Racki et al., 2008*).

Ces sills volcaniques se sont mis en place entre les couches sédimentaires de l'arc septentrional de Patom et ont été plissés avec ces dernières, quel que soit l'âge de la formation intrudée (c'est à dire, d'après nos observations, du Riphéen supérieur à l'Ordovicien, et d'après la cartographie jusqu'aux formations siluriennes). Le ou les événement(s) volcaniques ayant provoqué leur mise en place est (sont) donc nécessairement antérieur(s) à la structuration de la chaîne de Patom. Les âges obtenus sur ces sills du "Jarovskii complex" constituent de ce fait un âge maximum de l'orogénèse de Patom correspondant au Dévonien supérieur. Les observations structurales et celles issues de la thermochronologie par analyse des traces de fission sont ainsi confirmées.

I.2 – Géochimie des intrusifs du batholite "Angara-Vitim"

Parallèlement à ces datations, une analyse de la géochimie des granitoïdes formant la partie Nord du batholite "Angara-Vitim" a été réalisée afin de préciser l'origine de ces intrusions localisées dans la zone centrale de la chaîne de Patom (Encart A). Leur âge est par ailleurs connu : 330 à 290 Ma (soit fin Carbonifère – début Permien, *Bukharov et al., 1992; Yarmolyuk et al., 1997; Tsygankov et al., 2007*). Le massif granitique situé au Sud de la ville de Bodaïbo (Encart A) a pu être traversé et échantillonné (7 échantillons ont été prélevés). Les analyses ont fourni la concentration en éléments majeurs (Tableau 6) et traces (cf. Annexes) de ces échantillons. Ces résultats ont ensuite été interprétés grâce au logiciel Petrograph (*Petrelli et al., 2005*).

Pa 07 07	Pa 07 08	Pa 07 09	Pa 07 10	Pa 07 11	Pa 07 12	Pa 07 13
■	●	◆	▼	▲	✚	⬟

Tableau 5. Symboles utilisés dans les diagrammes de résultats d'analyses sur les granitoïdes du batholite "Angara-Vitim".

Echantillon	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	PF	Total
Pa 07 07	73,31	13,53	1,21	0,02	0,29	1,23	3,97	4,01	0,17	0,03	0,83	98,60
Pa 07 08	70,55	15,68	1,63	0,04	0,12	0,99	4,32	4,54	0,16	0,04	0,96	99,05
Pa 07 09	69,40	16,41	1,36	0,03	0,31	1,94	5,50	3,21	0,23	0,06	0,30	98,75
Pa 07 10	70,76	15,51	1,39	0,03	0,29	1,58	5,11	3,60	0,23	0,04	0,21	98,75
Pa 07 11	71,98	14,97	1,48	0,03	0,36	2,02	4,84	2,50	0,18	0,04	0,38	98,78
Pa 07 12	71,01	15,49	1,28	0,03	0,20	1,64	4,71	4,00	0,14	0,03	0,17	98,69
Pa 07 13	72,91	14,59	1,32	0,05	0,16	1,34	4,34	4,22	0,11	0,02	0,31	99,36

Tableau 6. Concentrations (%) en éléments majeurs des granitoïdes échantillonnés dans le Nord du batholite "Angara-Vitim".

Le rapport K_2O / SiO_2 indique que ces granitoïdes appartiennent à une série calco-alcaline hyper-potassique (*Peccerillo et Taylor, 1976*, Fig. 83), excepté pour un échantillon qui tombe dans la série calco-alcaline "classique".

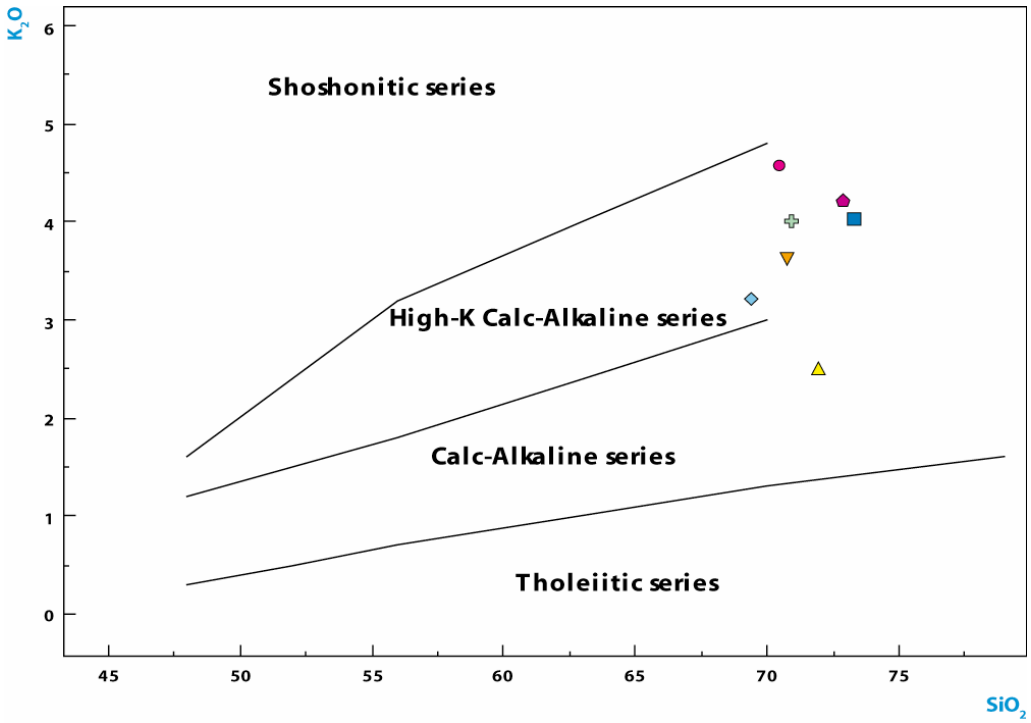


Figure 83. Rapports de concentrations K_2O / SiO_2 des granitoïdes échantillonnés dans le Nord du batholite "Angara-Vitim" et classification des séries correspondantes (d'après *Peccerillo et Taylor, 1976*). Les échantillons appartiennent majoritairement à la série calco-alcaline hyper-potassique.

Quant aux rapports de concentrations obtenus Rb / (Y + Nb), Nb / Y, Ta / Yb et Rb / (Yb + Ta) (Fig. 84) comparés à la classification des granitoïdes établie par *Pearce et al. (1984)*, ils placent les intrusions du centre de la chaîne de Patom dans le domaine des granites liés à un volcanisme d'arc, ou à la limite de celui des granites syn-collision.

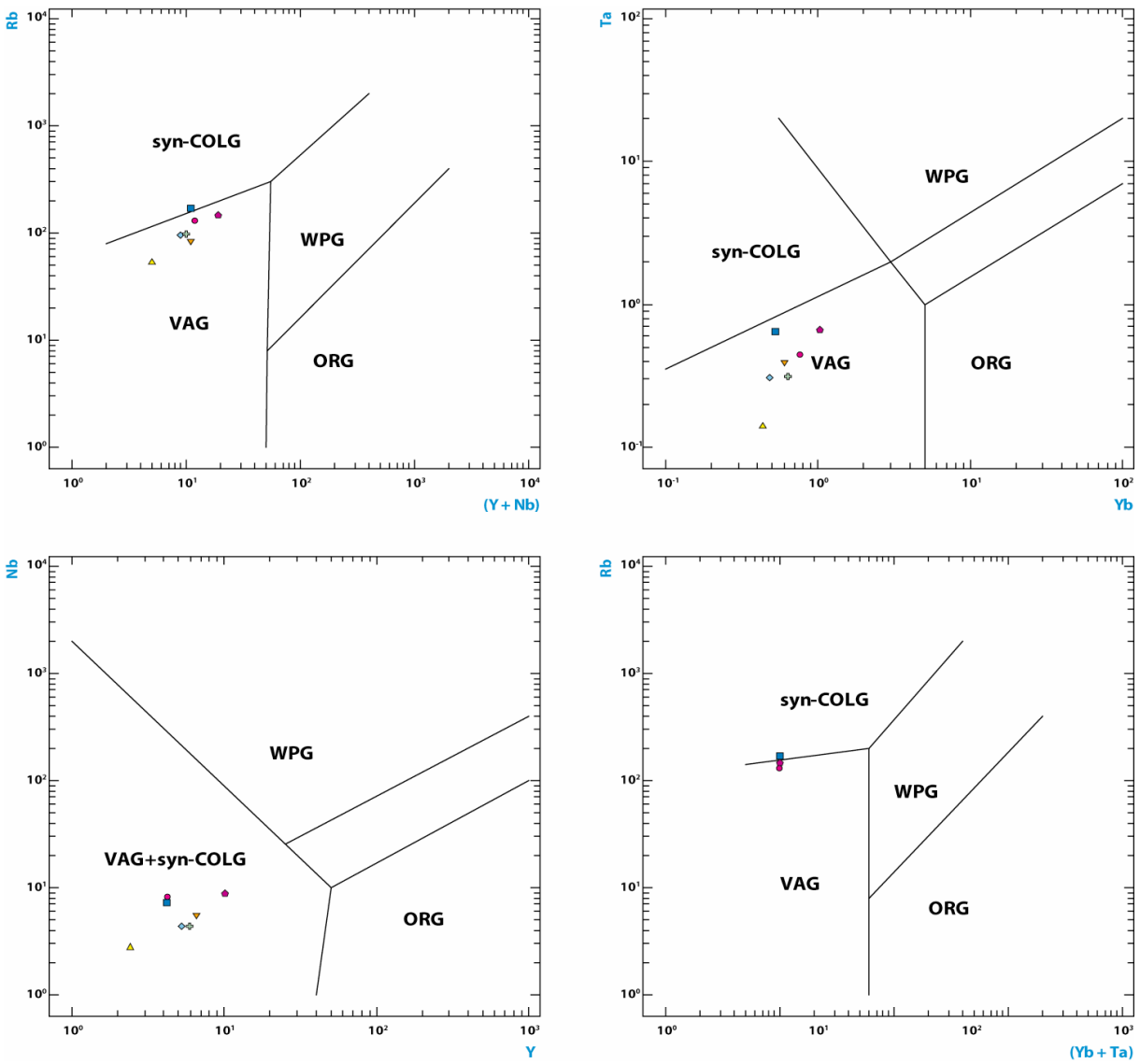


Figure 84. Rapports de concentrations Rb / (Y + Nb), Nb / Y, Ta / Yb et Rb / (Yb + Ta) des granitoïdes échantillonnés dans le Nord du batholite "Angara-Vitim" et classification correspondante (d'après *Pearce et al., 1984*). Les échantillons appartiennent majoritairement au domaine du volcanisme d'arc.

Enfin, dans le diagramme normalisé de *Streckeisen et Le Maitre (1979)*, les échantillons analysés occupent majoritairement le champ des monzogranites (Fig. 85) c'est-à-dire des roches à forte teneur en silice (> 70%) généralement considérées comme étant le produit final de cristallisation d'un magma. Cette acidité prononcée des intrusions décrites ici atteste d'une origine essentiellement crustale mais surtout d'un produit de fin de cristallisation. L'échantillon Pa 07 11 se distingue assez nettement des six autres : le rapport K_2O / Na_2O indique qu'il appartient à la série calco-alcaline "classique"; de même il montre des rapports Rb / (Y + Nb), Nb / Y et Ta / Yb relativement éloignés de la moyenne des échantillons analysés; enfin dans le diagramme alcalin / silice il occupe le champ des granodiorites et non des monzogranites. En réalité, cet échantillon provient d'un granite leucocrate très ressemblant à certains autres échantillons mais il est altéré, et ses rapports de concentrations ont

probablement été modifiés pour certains éléments. Les massifs intrusifs du Nord du batholite "Angara-Vitim" montrent donc une chimie de type I à S et se situent en conséquence soit dans un contexte d'arc continental soit dans un environnement de collision continentale, soit encore à la transition entre les deux (fin de subduction et début de collision continent-continent).

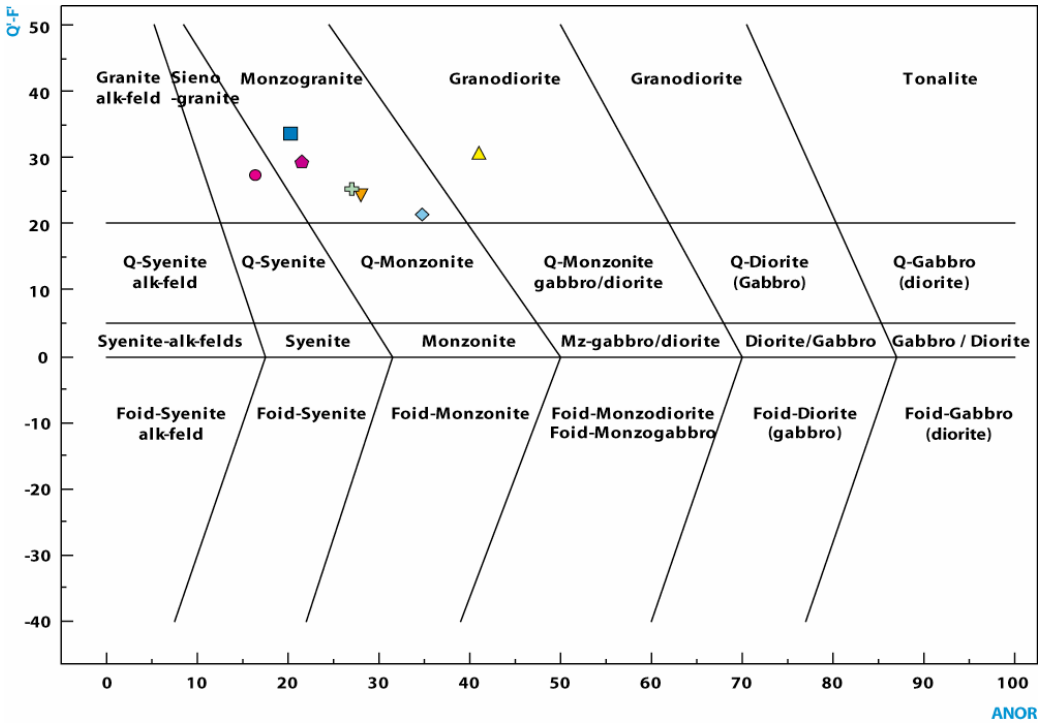


Figure 85. Classification des roches ignées en fonction des rapports Q' (F'') / ANOR où Q' (F') = (Q+Or+Ab+An) et ANOR = 100 An/(An+Or), d'après *Streckeisen et Le Maitre (1979)*. Les échantillons appartiennent majoritairement au champ des Monzogranites.

La première hypothèse implique la présence d'une subduction active jusqu'à la fin du Carbonifère ou le début du Permien sous la zone échantillonnée, c'est-à-dire au centre de la chaîne de Patom et au Nord de la suture vendienne matérialisée par la ceinture de Baïkal-Muya. La suture "hercynienne" étant localisée 300 à 400 km au sud du batholite, l'existence d'une telle subduction associée à la production de granitoïdes est possible. La mise en place de ces granitoïdes interviendrait alors très tardivement par rapport à la structuration de la chaîne de Patom. Ceci n'est pas incompatible avec un contexte d'arc continental et suppose un fonctionnement de type andin. En revanche, le volcanisme andésitique et dacitique typiquement associé à ce type d'orogènes est ici manquant. Les traces de ce volcanisme ont toutefois pu être érodées : la chaîne de Patom ayant subi un soulèvement généralisé au Mésozoïque, cette dernière éventualité ne peut être écartée. Il est donc difficile de trancher sur ce point. Néanmoins, *Bonin (1998)* précise que la série calco-alcaline granodioritique puis monzonitique se met en place loin en avant d'une zone de subduction et peut durer 50 Ma après la fin de celle-ci. Il est donc peu probable que les granites échantillonnés soient associés à un contexte de collision continentale.

Ces observations mettent en évidence une activité orogénique dans la région de Patom entre le milieu du Carbonifère et le début du Permien (330 à 290 Ma). Cette activité est postérieure aux structures décrites dans la chaîne et l'avant-pays de Patom (cf. Etude structurale) ainsi qu'à la fin de la sédimentation sur la plateforme (cf. Analyse des reliefs), d'âges Dévonien supérieur à Carbonifère inférieur. La zone de Patom a ainsi pu être affectée précocement par une orogénèse de type andin à laquelle a succédé une collision continentale 20 à 60 Ma plus tard, sans conséquence apparente sur les structures de la chaîne de Patom. Une véritable collision durant 60 Ma entre le Carbonifère inférieur et le début du Permien est plus difficile à envisager, essentiellement parce que les déformations observées et les quantités de raccourcissement présumées sont faibles. En outre, aucun des granites traversés au Nord du batholite "Angara-Vitim" ne présente de déformation. Ceux-ci sont donc tardifs par rapport à la formation de Patom. Or nous avons vu plus hauts qu'ils n'étaient probablement pas liés à un contexte de collision continentale. Celle-ci intervient donc après le début du Permien. L'hypothèse la plus vraisemblable est donc que la chaîne de Patom est issue d'une orogénèse de type andin liée à la subduction de la branche Sud de l'océan Paléoasiatique sous l'ensemble Sibérie – Barguzin active durant environ 60 Ma. La collision subséquente, entre le bloc Nord-mongol et l'ensemble Sibérie – Barguzin, est postérieure à 290 Ma, elle n'est pas responsable de la structuration de Patom et n'induit pas de nouvelles déformation dans cette zone.

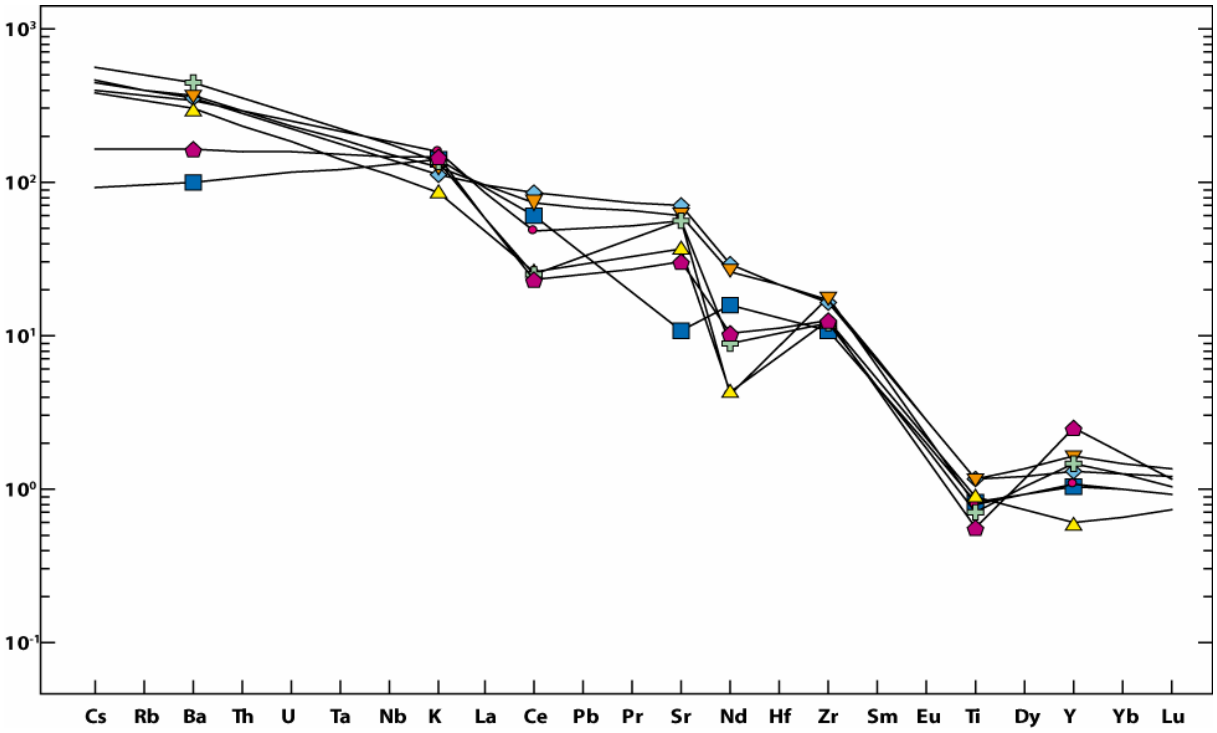


Figure 86. Concentrations (ppm) en éléments traces des échantillons analysés.

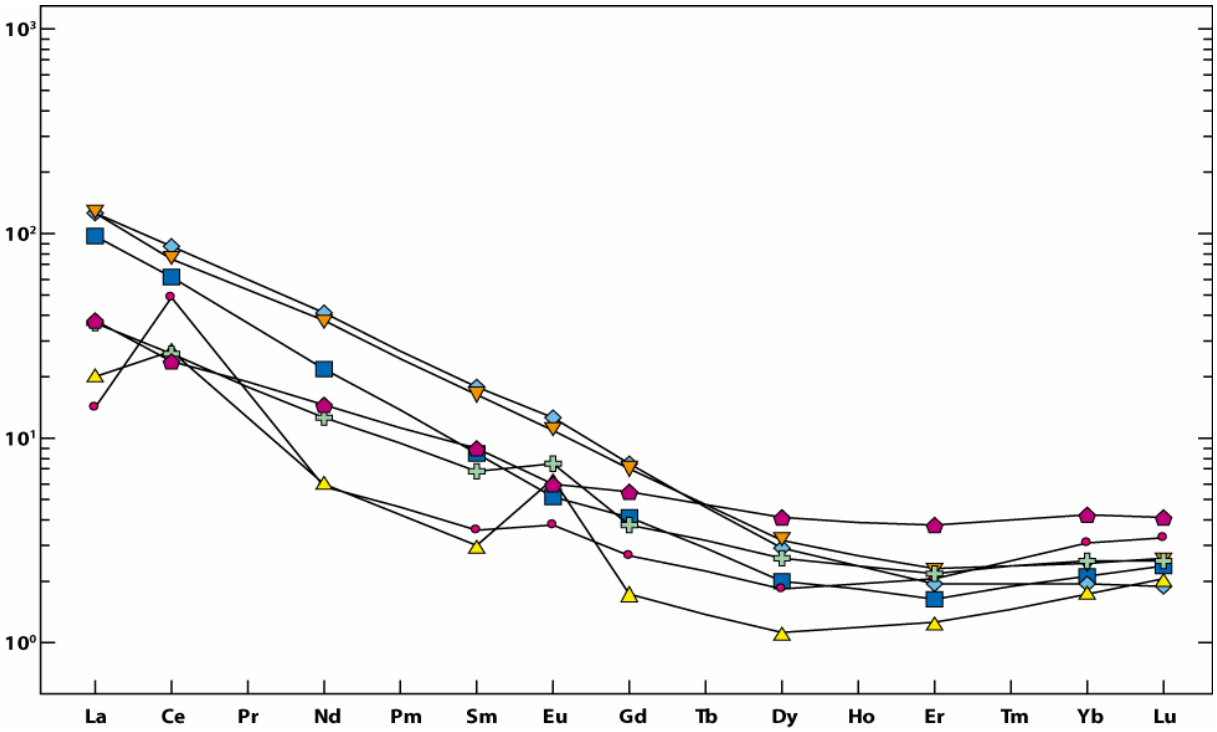


Figure 87. Concentrations (ppm) en terres rares des échantillons analysés.

I.3 – Métamorphisme dans la chaîne de Patom

L'analyse des unités métamorphisées traversées dans les zones internes de la chaîne peut fournir, en plus des données structurales déjà détaillées (cf. Etude structurale, *II.3.2.*), des informations concernant l'évolution de l'orogène de Patom. En particulier, l'étude des conditions du métamorphisme dans cette zone constitue un élément de compréhension important quant à la mise en place de ces unités.

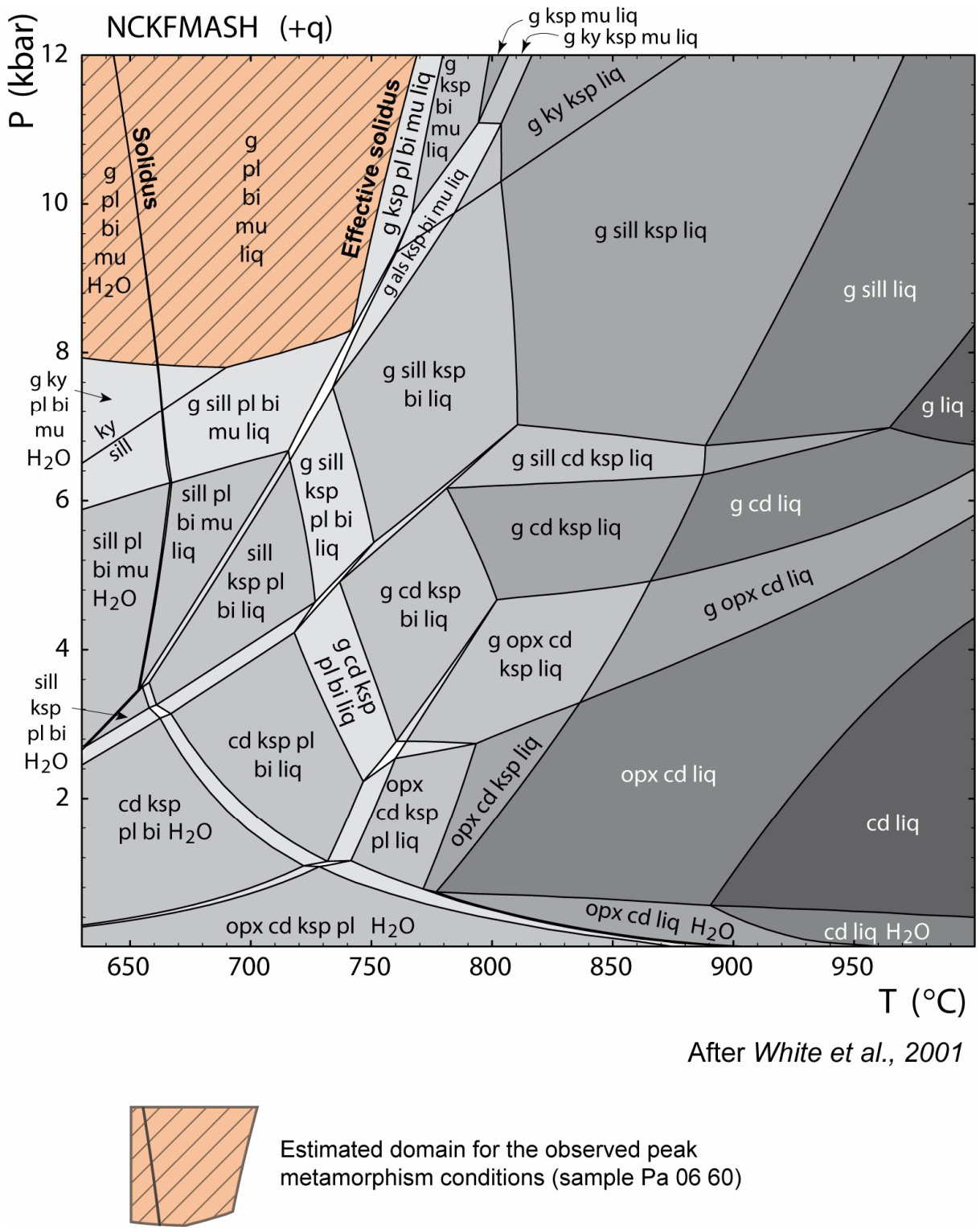


Figure 88. Pseudoosection P – T pour une composition moyenne des pélites dans le système NCKFMASH (*White et al. 2001*) et estimation du domaine P- T correspondant à l'échantillon Pa 06 60. g : grenat, pl : feldspath plagioclase, ksp : feldspath potassique, bi : biotite, mu : muscovite, ky : disthène, sill : sillimanite, opx : orthopyroxène, cd : cordiérite, liq : liquide.

Dans les échantillons prélevés au sein des unités situées entre Mama et Vitimsky (Encart A) et décrites plus hauts (cf. Etude structurale, *II.3.2.*), les lames minces réalisées permettent d'observer des

paragénèses qui témoignent de conditions de pression et de température correspondant au faciès des amphibolites. La section présentée sur la figure 51b montre un assemblage minéralogique à grenat, disthène, biotite, muscovite et plagioclase, typique de ces unités et représentatif du pic de conditions métamorphiques observé dans cette partie de la chaîne. Un tel assemblage nous permet d'évaluer ces conditions en fonction de la composition moyenne des pélites et des équilibres dans le système NCKFMASH (*White et al. 2001*). Une estimation affinée par l'analyse à la microsonde de l'échantillon Pa 06 60 (cf. Annexe) et le calcul des équilibres thermo-barométriques grâce au logiciel THERMOCALC (*Holland and Powell, 1998*) fournit un pic de pression et de température d'environ 10 kbar et 700°C (Fig. 88). Notons d'autre part que ces paragénèses ne semblent pas associées à des indices de fusion partielle. Une telle évidence de fusion partielle a en revanche été observée autour de boudins étirés au sein d'un jus et semblant correspondre à un filon basique métamorphisé dans le faciès des amphibolites à épidotes (Fig. 89). Les conditions probables de température et de pression associées à ce type de faciès tourne autour de 550°C (au minimum) et 8 kbar.

Figure 89. Filon de métabasites (faciès des amphibolites à épidotes) boudiné, observé sur la rivière Vitim, en face de la localité de Mama.

Un métamorphisme de haut grade est également documenté au sein de la ceinture de Baïkal-Muya, en particulier des occurrences d'éclogites (*Shatsky et al., 1996; Khomentovsky, 2002; Dobretsov et al., 2003*) datées à ~ 650-635 Ma (âge Sm-Nd, *Shatsky et al., 1996*), mais nous n'avons pas pu accéder aux affleurements correspondants. Selon *Gabov et al. (1984)*, ces éclogites sont constituées de grenat enrichis en Calcium et de composition intermédiaire pyrope-almandin, d'omphacite, de disthène, de rutile et de mica. Les estimations de conditions de pression et température pour l'association grenat-omphacite vont de 16 à 17 kbar et 700 à 800°C. Les éclogites de Baïkal-Muya prouveraient l'existence d'une zone de subduction active à la fin du Riphéen et au moins jusqu'à 635 Ma. Elles sont nécessairement antérieures à l'obduction de la partie Nord de l'océan Paléoasiatique sur la marge sibérienne qui n'intervient donc pas avant la transition Riphéen – Vendien (~ 6330 Ma). Elles ne peuvent d'autre part être associées à l'orogénèse post-dévonienne.

Les prasinites (basaltes ayant subi un métamorphisme dans le faciès des schistes verts, Fig. 58) observées au Sud de la ceinture de Baïkal-Muya (cf. Etude structurale, *II.3.3.*) n'ont en revanche pas été datées. Cependant, la collision vendienne a été suivie par une phase d'aplanissement et d'installation d'une plateforme carbonatée stable à la fin du Vendien et pendant le Cambrien. Les formations sédimentaires recouvrant les complexes océaniques obductés n'étant que peu déformées, tout porte à croire que la phase dévonienne n'a que faiblement affecté cette zone de suture. Le métamorphisme observé au sein de la ceinture de Baïkal-Muya ou a proximité de la zone de suture a donc vraisemblablement une origine plus ancienne que celui des unités essentiellement métapélitiques de la région de Mama. La première phase est sans doute liée à la subduction de la branche Nord de l'océan Paléoasiatique sous le microcontinent Barguzin à la fin du Riphéen puis à son obduction sur la marge sibérienne. La deuxième, compte tenu des déformations associées très cohérentes avec les autres structures de la chaîne et de l'avant-pays de Patom est probablement causée par l'orogénèse de Patom au Carbonifère. Une série de datations sur différents minéraux métamorphiques de nos échantillons est actuellement en cours et doit permettre de confirmer (ou non) cette hypothèse.

A côté de la grande cohérence directionnelle observée dans les déformations (cf. Etude structurale), il existe donc un fort contraste du degré de métamorphisme entre l'avant-pays et les unités internes de la chaîne. Les relations entre la tectonique des zones externes et internes restent peu claires. En effet, le pic de conditions de pression et température atteint dans la ceinture métamorphique implique un enfouissement important difficile à concilier avec les faibles quantités de raccourcissement accommodées dans l'avant-pays. Le gradient de métamorphisme observé au niveau du chevauchement frontal est quant à lui, comme pour les déformations, modéré dans la partie Nord de Patom (arc septentrional) tandis qu'il est très fort dans ses parties Ouest à Sud-Ouest.

II – Evolution géodynamique de la région de Patom

Il est désormais possible de proposer un modèle d'évolution géodynamique de la zone de Patom (Fig. 90). L'histoire géodynamique générale de la chaîne de Patom implique de nombreux blocs continentaux couvrant une région qui s'étend du Sud de la plateforme sibérienne à la Chine du Nord, à travers la CAOB (cf. Introduction). L'étude des reliefs actuels et de la tectonique liée à l'extension dans la zone du rift Baïkal ayant fourni de nombreuses informations, cette reconstitution peut être poursuivie dans le temps au-delà de l'histoire propre à l'orogène de Patom, jusqu'à l'actuel. La synthèse bibliographique (cf. Introduction), pour la période précambrienne, complète ce modèle qui couvre donc une période d'environ 1 milliard d'années. Les principales étapes de cette évolution géodynamique sont les suivantes :

1. L'étude comparative des différents domaines sédimentaires identifiés et la construction des coupes confirment le développement d'une marge passive au Riphéen supérieur sur la bordure Sud du craton sibérien. Cet épisode tectonique est lié à une phase de rifting continental suivi de l'accrétion de l'océan Paléoasiatique, et est également visible dans la coupe du fossé de Vilyui (cf. étude structurale, III.3.).
2. L'inversion de la marge sibérienne dans la zone de Patom intervient à la transition entre les formations Barakun et Valukhtin à la fin du Riphéen (Baïkalien inférieur, fin du Dalnyaya Taïga group, vers 700 Ma). On observe alors le développement d'un foredeep mis en évidence par des dépôts très importants de flyschs sombres, probablement alimentés par une zone de subduction située plus au Sud.
3. Cette subduction fini-riphéenne est attestée par la présence dans les zones internes de la chaîne de Patom d'éclogites dont le pic de métamorphisme est daté à 650-635 Ma (*Shatsky et al., 1996*). Ces éclogites prouvent d'autre part que l'obduction de Baïkal-Muya intervient après 635 Ma.
4. La transition Riphéen – Vendien (~ 630 Ma) est soulignée par une discordance angulaire régionale. Il s'agit du premier indice de déformation dans la zone de Patom. Cette discordance n'est visible que cartographiquement dans la majeure partie de la chaîne et de l'avant-pays. Elle correspond à l'âge de l'obduction de la ceinture ophiolitique de Baïkal-Muya (cf. Introduction, II.) entre la marge sibérienne et le microcontinent Barguzin. Cet épisode se traduit également par la présence de molasses vendiennes basculées et surmontées par des dépôts cambriens peu déformés attestant de l'existence d'une première phase de déformation au Vendien. Ce premier épisode de collage tectonique n'induit pas d'autres déformations et n'est donc pas à l'origine de la structuration de la chaîne de Patom. La collision vendienne s'apparente plus probablement à un "docking".
5. Les molasses du Vendien inférieur prouvent néanmoins l'existence d'un relief continental et d'un bassin flexural associé à proximité de la zone de suture. Ce bassin molassique et l'érosion

qui l'alimente restent actifs jusqu'à la fin du Vendien, témoignant d'une activité orogénique au Sud de la suture et de la chaîne actuelle.

6. Une période de quiescence tectonique s'ensuit, accompagnée d'une sédimentation continue sur la plateforme sibérienne jusqu'au Dévonien terminal ou au début du Carbonifère. Cette sédimentation semble recouvrir l'avant-pays de Patom et n'est pas seulement limitée à la région de Vilyui. Elle est mise en évidence grâce à la thermochronologie par analyse des traces de fissions sur apatites. Il n'y a donc pas d'arrêt de la sédimentation suite à une activité orogénique dès la Paléozoïque moyen et le bassin n'est jamais affecté par une inversion tectonique pendant plus de 200 Ma. Cette période de quiescence est toutefois perturbée par une phase d'extension se produisant à la fin du Cambrien, attestée par des structures extensives syn-sédimentaires d'amplitude faible.
7. A partir du début du Carbonifère la sédimentation cesse et l'on assiste à une période d'érosion sur la plateforme sibérienne (cf. analyse des reliefs). Ce changement coïncide avec l'âge des déformations les plus occidentales de l'avant-pays de Patom et avec un hiatus sédimentaire entre le Carbonifère inférieur et les dépôts du Permien en discordance. La structuration de la chaîne de Patom est donc d'âge Carbonifère. Les datations effectuées sur les sills volcaniques du Nord de la chaîne plissés dans la stratification confirment une déformation postérieure au Dévonien supérieur (385 Ma).
8. L'analyse de la géochimie des intrusions du batholite "Angara-Vitim" daté de 330 à 290 Ma semble indiquer que cet épisode magmatique est probablement associé à une orogénèse de type andin liée à la subduction prolongée de la branche Sud de l'océan Paléoasiatique sous l'ensemble Sibérie – Barguzin.
9. La structuration de Patom elle-même est immédiatement suivie par une phase de compression ~E-W dans la partie Nord de Patom, responsable de la formation des plis orientés N20°E à l'extrémité Nord de l'arc. Cette compression, nécessairement postérieure à la déformation principale de l'arc de Patom, semble associée à la réactivation de l'extension dans le rift aulacogène de Vilyui provoquée par la rotation horaire du bouclier Aldan par rapport au craton Sibérien (*Cocks et Torsvik, 2007; Pavlov et al., 2008*; cf. Etude structurale, III.3.).
10. La chaîne de Patom et son avant-pays n'enregistrent plus dès lors de nouvelles déformations. En particulier, la collision entre le bloc Nord-mongol et l'ensemble Sibérie – Barguzin qui intervient après l'orogénèse Carbonifère (cf. I.2.), ne laisse aucune trace visible dans la région de Patom. Ceci peut être expliqué en partie par le fait qu'il n'y a pas de sédiments post-Carbonifères conservés dans la majeure partie de la zone.
11. Cependant, l'analyse des traces de fission révèle un épisode tectonique et de construction de reliefs Jurassique, apparemment contrôlé par la réactivation de certaines failles héritées (en particulier le chevauchement frontal de Patom). Il est contemporain de l'orogénèse liée à la fermeture de l'océan Mongol-Okhotsk (cf. Introduction, II.) et prend fin vers 100 Ma (soit à la

transition Crétacé inférieur – Crétacé supérieur). L'importance des reliefs actuels de la chaîne peut-être en partie expliquée par cet épisode de rajeunissement.

12. Une tectonique en extension se manifeste ensuite au sud de Patom. Le premier stade de cette extension est enregistré par les traces de fission dans les Monts Barguzin dès la fin du Crétacé (cf. Analyse des reliefs). La stratigraphie des dépressions situées au sud et à l'est du rift Baïkal confirment l'existence d'une phase d'extension crétacée. Cette phase d'extension semble perdurer jusqu'à l'Oligocène et suggère un continuum entre l'effondrement de l'orogène de Mongol-Okhotsk et l'initiation du système de rift du Baïkal. Elle implique également que le mécanisme qui contrôle la formation initiale du rift Baïkal n'est pas la collision Inde-Asie.
13. Enfin, les traces de fission sur apatites montrent une accélération des mouvements verticaux dans la zone du rift Baïkal fin Miocène – début Pliocène (vers 5 Ma), qui coïncide avec les premiers effets de la collision Inde-Asie dans la région.

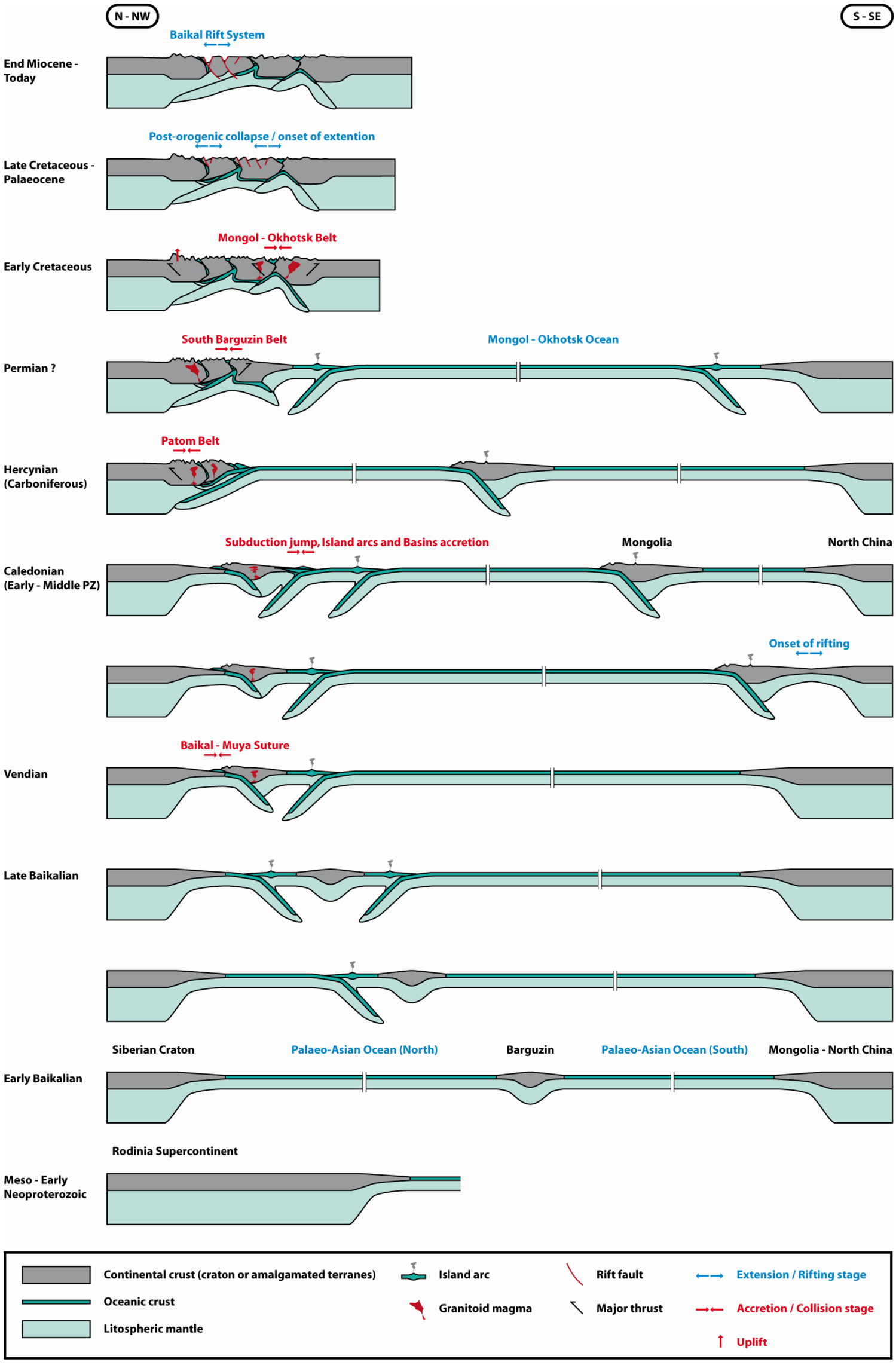

N - NW
S - SE
Baikal Rift System
End Miocene - Today
Post-orogenic collapse / onset of extention
Late Cretaceous - Palaeocene
Mongol - Okhotsk Belt
Early Cretaceous
South Barguzin Belt
Mongol - Okhotsk Ocean
Permian ?
Patom Belt
Hercynian (Carboniferous)
Subduction jump, Island arcs and Basins accretion
Mongolia
North China
Caledonian (Early - Middle PZ)
Onset of rifting
Baikal - Muya Suture
Vendian
Late Baikalian
Siberian Craton
Palaeo-Asian Ocean (North)
Barguzin
Palaeo-Asian Ocean (South)
Mongolia - North China
Early Baikalian
Rodinia Supercontinent
Meso - Early Neoproterozoic
Continental crust (craton or amalgamated terranes)
Oceanic crust
Litospheric mantle
Island arc
Granitoid magma
Rift fault
Major thrust
Extension / Rifting stage
Accretion / Collision stage
Uplift

Figure 90. (page précédente) modèle d'évolution géodynamique de la zone de Patom du Néoprotérozoïque à l'actuel.

III – Influence du contexte péricratonique et des collages tectoniques

Les trois premiers volets de ce travail ont révélé certaines particularités de la chaîne de Patom qui semblent directement liées à sa situation en bordure du craton sibérien, ainsi qu'à son évolution conditionnée par une succession de collages tectoniques.

III.1 – Synthèse des observations

Cinq points dominent nos conclusions préliminaires :

1. Le craton sibérien possède une géométrie 3D stable depuis l'éclatement du supercontinent Rodinia, initié par une phase de rifting il y a environ 900 Ma (cf. Introduction, II.). Cette géométrie est probablement responsable de la forme très resserrée de l'arc de Patom et d'importantes variations latérales dans le style structural.
2. La lithosphère froide et résistante du craton sibérien limite la propagation des déformations (cf. Etude structurale). Cette caractéristique explique la grande stabilité évoquée en (1). Elle est la cause d'une forte localisation des déformations lorsque la marge riphéenne amincie est peu développée, et de l'existence d'un avant-pays très peu déformé.
3. L'évolution de la chaîne de Patom est faite d'épisode tectoniques discrets séparés par de longues périodes de quiescence (cf. I.3.). Il s'écoule en effet au moins 300 Ma entre l'obduction de la ceinture de Baïkal-Muya et la première phase de déformation. Cette longue mise en place et les épisodes compressifs qui la suivent couvrent au total une période d'environ 600 Ma durant laquelle un contexte tectonique de convergence perdure au sein de cette partie de la CAOB. L'histoire tectonique est marquée par des accrétions successives de terranes contre l'ensemble sibérien. Une telle évolution par collage tectonique de microcontinents est associée à des sauts de subductions successifs accompagnant une migration de la déformation vers le Sud.
4. La migration de la déformation vers le Sud, associée à la barrière rhéologique constituée par le socle du craton sibérien explique pourquoi, malgré un contexte géodynamique dominé par une succession de collages, l'orogène de Patom est resté immature (cf. Etude structurale, IV.1.).
5. Enfin, les reliefs de la chaîne de Patom sont rajeunis lors de certaines des phases tectoniques postérieures à l'orogénèse principale. Lors de l'orogénèse de Mongol-Okhotsk entre la fin du Jurassique et le milieu du Crétacé (cf. I.3.), des mouvements verticaux sont enregistrés le long des principaux chevauchements de la chaîne (cf. Analyse des reliefs). Ensuite depuis la fin du Crétacé jusqu'à aujourd'hui, l'extension liée au système de rift du Baïkal cause la surrection des reliefs bordiers du bassin de Barguzin. Il n'y a donc pas de "cratonisation", au sens d'une éventuelle stabilisation définitive des microcontinents autour de la plateforme sibérienne. Il est

dans ce cas difficile de considérer le processus de convergence autour du craton comme directement responsable de la croissance continentale (cf. Introduction, I.). Celle-ci se nourrit en fait, dans le cas de Patom, de l'accrétion d'arcs volcaniques et de bassins marginaux qui accompagnent les multiples blocages et sauts de subductions.

III.2 – Comparaison avec les autres orogènes entourant le craton sibérien

Qu'en est-il des orogènes formés dans un contexte similaire ? Autour du craton sibérien, les chaînes de Verkhoyansk au Nord-Est, de Taïmyr au Nord et de Yenisey à l'Ouest peuvent fournir une comparaison intéressante.

III.2.1. La chaîne de Yenisey

La chaîne de Yenisey occupe la bordure Ouest du craton sibérien sur environ 700 km le long du fleuve Yenisey (*Vernikovsky et al., 2003*). Elle résulte, comme celle de Patom, d'accrétions successives de terranes depuis la fin du Néoprotérozoïque. L'analyse de la cartographie géologique indique une structuration d'âge similaire à celle de la chaîne de Patom (*Malitch et al., 1999*), les séries constituant la couverture de la plateforme sibérienne étant impliquées dans le plissement jusqu'au Carbonifère (Fig. 27). Les ophiolites les plus récentes rencontrées dans la chaîne de Yenisey sont âgées d'environ 630 Ma (628 ± 3 Ma, datation U-Pb, *Vernikovsky et al., 2003*) et leur obduction sur la marge sibérienne est estimée à 620 – 600 Ma (datations Rb-Sr et K-Ar sur minéraux métamorphiques, *Vernikovsky et al., 2003*). A l'image de l'histoire de Patom, l'évolution géodynamique de la chaîne de Yenisey semble donc faire intervenir une orogénèse en plusieurs phases, avec une première accrétion vendienne responsable de l'obduction, puis une réactivation tardive de la suture s'accompagnant de la formation des principales déformations observées. Ce schéma reproduit presque à l'identique celui établi pour la chaîne de Patom (cf. II.).

Le mode de déformation semble également très similaire : les unités de la marge riphéenne chevauchent la plateforme sibérienne dont la couverture apparaît très peu déformée; la déformation et le raccourcissement sont localisés sur un grand chevauchement frontal. En revanche, la topographie actuelle de la chaîne de Yenisey est nettement moins marquée que celle de Patom et correspond plus à celle d'un orogène hercynien. Il est donc probable que les reliefs n'aient pas été rajeunis par un épisode postérieur à la formation de la chaîne.

Enfin, la géométrie du craton sibérien à l'Ouest montre aussi quelques points de comparaison avec celle de la zone de Patom. Sa bordure est beaucoup plus rectiligne mais la zone de Yenisey se

caractérise elle aussi par la présence d'un rift aulacogène (*Milanovsky, 1981; Gordienko, 2006*) coïncidant avec une légère invagination de la plateforme. La présence de ce fossé est probablement à l'origine d'une marge riphéenne plus développée que sur le reste de la bordure Ouest du craton. Ceci explique que la chaîne de Yenisey soit localisée à cet endroit et ne montre pas une extension plus importante le long de ce côté Ouest du craton. La géométrie de Yenisey semble moins guidée par le socle cratonique sibérien que celle de Patom. On notera cependant au Sud du système la présence de la faille d'Angara (qui coïncide en profondeur avec la bordure du craton, Fig. 91) contre laquelle vient buter la chaîne. Les déformations et notamment le plissement n'est en effet pas propagé plus au Sud sur le domaine cratonique et est surtout radicalement réorienté le long de la faille. Il passe ainsi d'une orientation d'axe à dominante ~NW-SE à une direction plutôt E-W.

III.2.2. La chaîne de Taïmyr

La chaîne de Taïmyr forme un arc peu incurvé, de plus de 1000 km à l'extrémité septentrionale du craton sibérien, au bord de la mer de Kara. Plusieurs blocs accrétés ont été identifiés au sein de cet orogène (*Vernikovsky et Vernikovskaya, 2001; Khomentovsky, 2006*). Ils témoignent d'une série d'accrétions répétées contre la plateforme sibérienne entre le Néoprotérozoïque et le Mésozoïque inférieur, indiquant un processus tectonique similaire à celui décrit dans les chaînes de Patom et Yenisey. La déformation dans la chaîne de Taïmyr est aussi très tardive, ou active très longtemps, les dépôts du Trias étant impliqués dans la ceinture plissée (*Malitch et al., 1999*). Les ophiolites de Taïmyr sont néoprotérozoïques (630 à 740 Ma, datation U-Pb, *Vernikovsky et al., 2003*) mais l'obduction n'est pas précisément datée. L'évolution de cet orogène s'effectue sur une durée comparable à celle observée dans la chaîne de Patom.

D'un point de vue structural l'orogène de Taïmyr présente un aspect assez différent de celui de Patom. La déformation, plus prononcée, s'exprime par une ceinture de plis large d'environ 200 km sur toute la longueur de la chaîne. Les anticlinaux y sont resserrés et associés à de nombreux chevauchements. Cette unité qui correspond à la couverture de la plateforme sibérienne a donc été plus affectée par les différents épisodes de convergence que dans les zones de Patom ou Yenisey. En revanche, comme dans ces dernières, le craton sibérien est chevauchée par la marge néoprotérozoïque amincie caractérisée essentiellement par des dépôts de flyschs plus ou moins métamorphisés. Le chevauchement principal qui sépare ces deux unités est par contre très marqué, avec un rejet estimé de plusieurs dizaines à quelques centaines de kilomètres (*Vernikovsky et Vernikovskaya, 2001*), cette dernière hypothèse étant peu vraisemblable. Ces différences structurales avec les chaînes de Patom et Yenisey s'expliquent probablement par une bordure cratonique beaucoup moins abrupte à cet endroit. En effet, la profondeur du toit du socle cratonique y est toujours supérieure à 5000 m (Fig. 91) et l'avant-pays de Taïmyr coïncide sur toute sa longueur avec une fosse parallèle à la chaîne et atteignant

localement 18 km de profondeur. La couverture sédimentaire est donc d'une épaisseur plus grande que dans le cas de Patom, favorisant la propagation de la déformation sur la plateforme. D'autre part, aucune hétérogénéité majeure (telle qu'un rift orienté perpendiculairement aux déformations ou une invagination prononcée de la bordure du craton) ne vient influer sur la géométrie de la chaîne en orientant la déformation. Les reliefs sont relativement préservés en comparaison de ceux de la chaîne de Yenisey avec un front morphologique assez marqué au Sud, mais ils sont probablement plus récents puisque la structuration de la chaîne est triasique. Toutefois, les altitudes sont sensiblement plus faibles que dans la chaîne de Patom et la topographie ne semble pas avoir été rajeunie.

III.2.3. La chaîne de Verkhoyansk

De toutes les chaînes entourant le craton sibérien, celle de Verkhoyansk est la plus longue (1800 km entre le delta de la Lena au Nord et l'extrémité Est du craton), la plus large (le prisme d'avant-pays peut atteindre 400 km de largeur, formant "la chaîne plissée la plus large du monde", *Bradley et al., 2008*) et celle dont l'histoire est la plus étendue dans le temps. Sur ce dernier point, l'orogène de Verkhoyansk montre des différences notables avec celui de Patom. En effet, son histoire qui débute au début du Riphéen vers 1600 Ma, pour aboutir à une structuration finale fin Jurassique – début Crétacé est entrecoupée de phases d'extension. Trois épisodes de rifting et de développement de marges passives ont ainsi pu être identifiés (*Khudoley et Guriev, 2003; Bradley, 2008*). L'orogénèse mésozoïque se superpose donc à plusieurs stades antérieurs de déformation sur la marge sibérienne mis en évidence par des discordances majeures.

Le développement répété de nouvelles marges a permis une sédimentation plus importante que dans la zone de Patom. Le toit du socle est plus profond dans cette région, à l'image de la région de Taïmyr, et correspond au bassin de Vilyui dont la profondeur dépasse 15 km. On peut donc observer ici encore que le socle cratonique lorsqu'il est plus profond et associé à une couverture très épaisse autorise la propagation d'un plissement prononcé sur la plateforme. La déformation n'est alors pas localisée sur quelques grands chevauchements mais distribuée au sein du prisme. La largeur de la marge affectée par la collision a sans doute aussi joué un rôle important. La zone déformée est en effet plus étendue et les taux de raccourcissement sont d'autant plus importants.

Le développement de ce prisme sans équivalent est contraint latéralement par les limites du bassin de Vilyui, où le toit du socle (Fig. 91) remonte rapidement à la faveur de grandes failles normales. L'arc formé par la chaîne plissée se resserre rapidement dans ses parties Ouest et Sud et l'orogène de Verkhoyansk épouse la forme de la bordure cratonique, à l'image de toutes les autres chaînes localisées autour du craton sibérien.

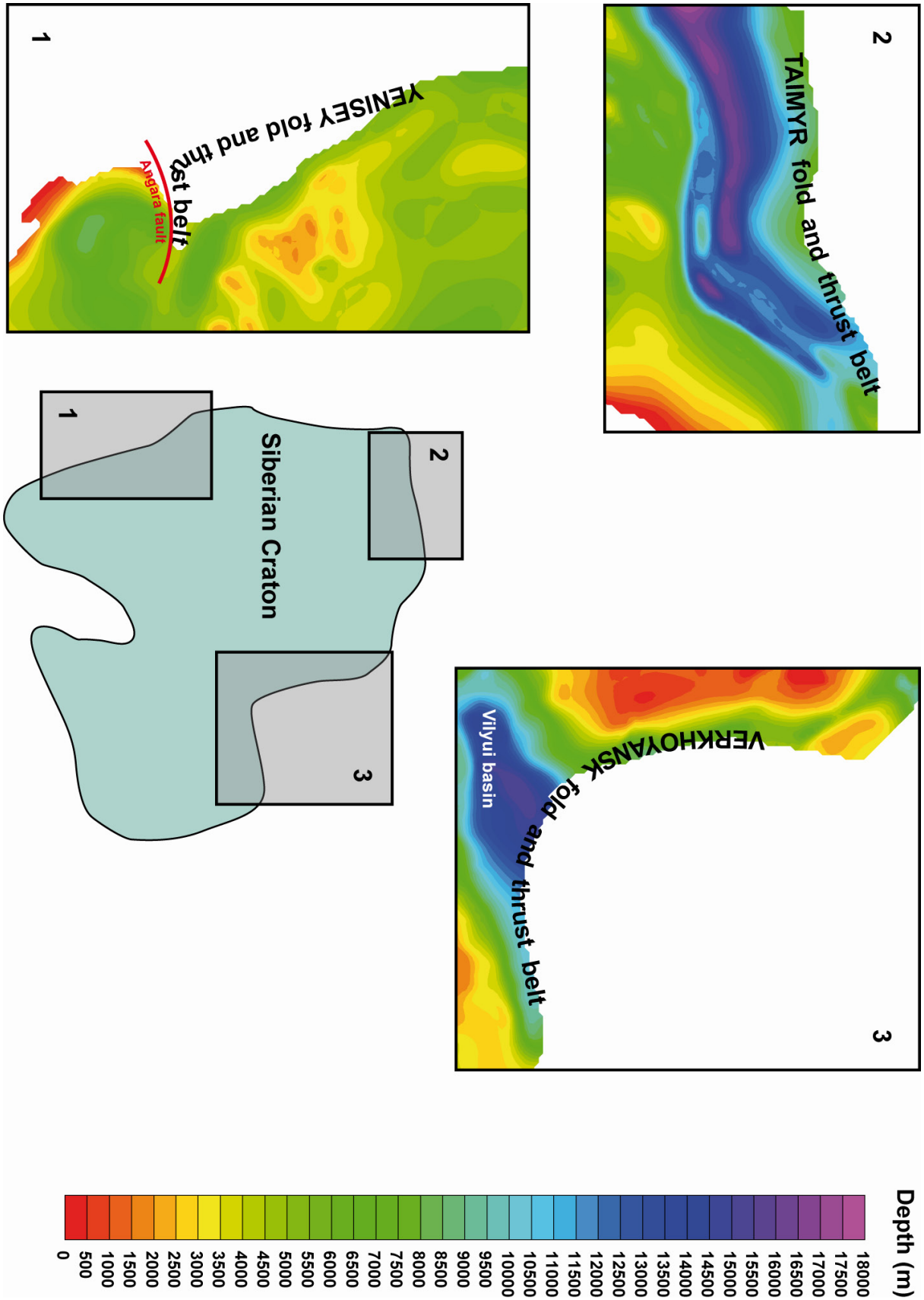


Figure 91. bathymétrie du toit du socle sibérien dans les zones de Yenisey, Taïmyr et Verkhoyansk (données internes).

SYNTHESE ET PERSPECTIVES

En tant que première étude intégrée sur le sujet, ce travail et son approche pluridisciplinaire ont permis d'apporter des éléments à la connaissance de l'orogène et de la région de Patom, ainsi qu'à la compréhension des mécanismes qui accompagnent la formation des chaînes d'accrétion péricratoniques.

I – Synthèse

I.1 – Stratigraphie

Le travail effectué sur la stratigraphie a permis de considérer la région de Patom comme un système sédimentaire cohérent. Le découpage de la zone en quelques grands domaines correspondant à des environnements sédimentaires différents, a permis de corréler les dépôts observés à l'échelle de la chaîne avec les grandes formations présentées dans le premier chapitre. La synthèse bibliographique confrontée aux observations de terrain vient préciser l'âge de certaines séries. En particulier, l'épisode de glaciation mis en évidence dans une grande partie de la région par les épais dépôts de la formation Dzhemkukan peut ainsi être associé raisonnablement à l'évènement glaciaire global sturtien. Cette observation cale le bas de notre échelle stratigraphique à ~750 Ma.

La géométrie des grandes structures tectoniques qui caractérisent le système de Patom permet ensuite d'interpréter la plupart des variations latérales de faciès. Celles-ci sont importantes en particulier au riphéen supérieur (absence sur les haut de socle, dépôts principalement de plateforme carbonatée ou de plage au niveau de l'actuelle fosse de Pred-Patom et de la zone frontale et remplissage syntectonique dans le Mama-Bodaibo foredeep) et au Vendien (molasses autour de la zone de suture, alternance grèseuses et carbonatés dans l'avant-pays). En revanche, la sédimentation est très uniforme au Cambrien où se développe une platerforme carbonatée dans toute la zone (même si la présence d'évaporites sur les hauts de socle témoigne de variation bathymétriques). La morphologie du socle sibérien notamment semble être un élément déterminant dans l'évolution des différents domaines sédimentaires, aussi bien concernant les lithologies rencontrées que les épaisseurs de couverture. L'étude de la stratigraphie montre d'ailleurs que la morphologie du socle sibérien est inchangée au moins depuis le Riphéen supérieur, c'est-à-dire le début de l'enregistrement sédimentaire sur la plateforme sibérienne. En revanche, l'étude structurale ne permet pas d'expliquer la quasi-disparition des dépôts postérieurs à l'ordovicien basal dans l'avant-pays de Patom. Celle-ci est mise en évidence grâce à l'étude des reliefs actuels par la thermochronologie par analyse des traces de fission sur apatites. Il est maintenant démontré qu'une sédimentation importante (jusqu'à 6000 m de dépôts) a bien eu lieu dans le Sud de la fosse de Pred-Patom entre l'Ordovicien inférieur et le début du Carbonifère. Il est également montré dans le troisième chapitre que cette sédimentation est plus

abondante et associée à une subsidence plus marquée vers l'extérieur de la marge paléozoïque, ce qui semble le signe d'une flexure prononcée de cette marge. Enfin, l'analyse des traces de fission indique un arrêt de la sédimentation dans cette zone après le début du Carbonifère.

I.2 – Structures et déformations

L'étude structurale donne un aperçu d'ensemble des géométries et des déformations qui caractérisent la chaîne et l'avant-pays de Patom, grâce aux schémas structuraux, aux cinq grandes coupes et à l'intégration d'observations à toutes les échelles.

Elle met d'abord en avant la faiblesse des déformations dans l'avant-pays et la fosse de Pred-Patom : la plateforme sibérienne et sa couverture sont peu affectées par le (ou les) épisode(s) de collision, le plissement est peu intense, les chevauchements accommodent des déplacements limités, il n'y a pas de duplex à l'échelle de la couverture décollée. Par le biais d'un gradient de déformation faible au Nord, ou très élevé au Sud de la chaîne, la déformation dans les zones internes est sensiblement plus forte, s'exprime essentiellement dans le domaine ductile, et s'accompagne d'un métamorphisme pouvant atteindre le faciès des amphibolites. Entre ces deux grands domaines, la zone frontale de Patom correspond à un chevauchement majeur au Sud, localisant une grande partie du raccourcissement, et à une transition plus diffuse à mesure que l'on se déplace vers le Nord de la chaîne, avec une déformation ductile sans métamorphisme associé. La forme initialement indentée du craton sibérien, sa topographie très marquée (hauts de socle, rifts aulacogènes), sa rigidité ainsi qu'une marge probablement étroite et raide à l'Ouest peuvent expliquer ces contrastes observés le long de la zone frontale entre le Sud et le Nord de la chaîne : en profondeur, le Nord de cette zone coïncide avec un élargissement de la marge riphéenne et du domaine affecté par les failles normales liées à l'ouverture de l'océan Paléoasiatique. La "barrière rhéologique" formée par la bordure du craton sibérien est en quelque sorte atténuée par la multiplication des zones de faiblesses que représentent ces failles normales et on assiste donc logiquement à une moindre localisation du raccourcissement au Nord de la chaîne de Patom. Ce phénomène est accentué par les épaisseurs sédimentaires nettement plus importantes au Nord qu'au Sud permettant à la déformation de se propager plus facilement. La morphologie du socle sibérien, comme pour l'évolution sédimentaire, joue donc un rôle déterminant dans la structuration de la chaîne de Patom.

Malgré ces différences, il faut également souligner la grande cohérence directionnelle des structures et des déformations dans toute la chaîne et l'avant-pays de Patom. De l'échelle de la lame mince à celle de la cartographie au 1/500.000, tous les indices de déformation montrent en effet une disposition radiale par rapport à la bordure du craton, les grandes structures (plis, failles) suivant les

contours de ce craton. Le butoir que constitue la forte rhéologie du craton explique probablement l'influence de sa géométrie sur celle des structures et des déformations de Patom.

I.3 – Morphologie actuelle

Les reliefs actuels de Patom résultent des événements multiples subis par la chaîne au cours de son évolution. La thermochronologie par analyse des traces de fission sur apatites démontre sur ce point 2 choses principales :

1. L'ensemble des reliefs de la chaîne ont été rajeunis au Mésozoïque, plus précisément entre le Jurassique moyen et le début du Crétacé, alors que l'avant-pays (le domaine cratonique) ne subissait pas de surrection. Ces mouvements verticaux différentiels indiquent une réactivation du front de chaîne à cette période. Ils en sont l'unique témoignage en l'absence de sédiments et de déformations mésozoïques.
2. Un épisode d'exhumation intervient dans les monts Barguzin entre 65 et 30 Ma (Paléocène – Eocène), il est suivit par une période de relative quiescence, puis par une nouvelle phase d'exhumation, accélérée depuis la transition Miocène – Pliocène.

L'influence du rifting sur la morphologie de la terminaison Sud-Ouest de la chaîne apparaît assez clairement sur les images de la topographie (SRTM par exemple) où elle est marquée par une bande d'altitude plus élevée que la moyenne suivant le système de rift Nord Baïkal, mais elle n'a pu être démontrée par la méthode des traces de fission.

I.4 – Evolution fini-protérozoïque à actuelle

L'apport combiné des études de la stratigraphie, des géométries et déformations et des reliefs actuels de Patom permet de tirer des informations sur l'évolution tectonique et géodynamique de la région de Patom depuis le Riphéen supérieur. Ces informations sont précisées par de nouvelles datations et analyses géochimiques. Elles complètent les grands traits connus de l'évolution régionale. Le tableau 7 synthétise les principaux points de conclusion issus du travail de reconstitution effectué ici.

On y distinguera des résultats nouveaux : l'orogène de Patom a été "rajeuni", son âge est désormais contraint entre le Carbonifère moyen et le début du Permien; au contraire l'âge d'initiation du rifting Baïkal est revu à la hausse (fin Crétacé – Paléocène). Les implications sont importantes et permettent d'obtenir un modèle complet d'évolution d'une zone d'accrétion péricratonique, de la première phase de collage jusqu'à la fin de la convergence et l'initiation d'un contexte en extension.

Age	Episode / observations associées / Méthode (*Source*)
5 Ma – Actuel	Accélération du rifting • Accroissement des taux de surrection / AFTA (*Cette étude*) • Propagation du rift vers le Nord / AFTA (*Cette étude*)
30 – 5 Ma	Extension lente • Surrection modérée / AFTA (*Cette étude*) • Faibles taux de sédimentation dans les bassins / Interprétation sismique (*Hutchinson et al., 1992; Moore et al., 1997; Mats et al., 2000*)
65 – 30 Ma	Initiation du système de rift du Baïkal • Surrection des Monts Barguzin / AFTA (*Cette étude*) • 1ère sédimentation dans les bassins de Tunka et S-Baïkal
100 – 65 Ma	Effondrement de la chaîne Mongol – Okhotsk • Formation de dômes métamorphiques • Remplissage de bassins crétacés
150 – 100 Ma	Orogénèse de Mongol – Okhotsk • Rajeunissement des reliefs de Patom / AFTA (*Cette étude*) • Réactivation du front de chaîne – bordure du craton
300 – 150 Ma	Quiescence tectonique
350 – 300 Ma	Orogénèse de Patom • Sills volcaniques déformés du Dévonien supérieur / Datations Ar/Ar (*Cette étude*) • Fin de la sédimentation sur la plateforme / AFTA (*Cette étude*) • Sédiments déformés du Carbonifère inférieur / Analyse de la cartographie (*Cette étude*) • Granites syn. à tardi-orogéniques fini-carbonifères / Géochimie (*Cette étude*), datations U/Pb, Rb/Sr (*Tsygankov et al., 2007*)
~ 490 Ma	Extension locale dans le Nord de la fosse de Pred-Patom • Blocs basculés du Cambrien supérieur (*Cette étude*)
630 – 350 Ma	Quiescence tectonique • Sédimentation et subsidence continues dans la fosse de Pred-Patom, jusqu'à 6000 m de sédiments déposés / AFTA (*Cette étude*)
~ 630 Ma	"Docking" du bloc Barguzin contre le craton sibérien • Ophiolites les plus récentes datées à 650 Ma (*Dobretsov et al., 2003*) • Molasses du Vendien inférieur basculées surmontant localement les ophiolites
700 – 630 Ma	Marge active, subduction, développement du "Mama-Bodaibo foredeep" • Approfondissement brutal de l'environnement de dépôt • Flyschs sombres • Eclogites témoignant d'une subduction entre 650 et 630 Ma / Datations Sm/Nd (*Shatsky et al., 1996*)
900 – 700 Ma	Développement de la marge passive Sud-sibérienne
950 – 900 Ma	Eclatement du super continent Rodinia, formation de rifts aulacogènes (Vilyui) au sein du craton sibérien

Tableau 7. Calendrier des principaux évènements tectoniques et géodynamiques de l'évolution de la région de Patom du Néoprotérozoïque à l'actuel.

II – Implications pétrolières

II.1 – Problématique

L'orogène de Patom s'inscrit dans un contexte régional au potentiel pétrolier avéré. En effet son avant-pays (et plus largement la partie Sud du craton sibérien) se distingue par la présence d'un système pétrolier dont l'aire estimée couvre environ 650.000 km^2. Le principal domaine d'exploration et l'essentiel des champs découverts (huile ou gaz) se situent sur les hauts de socle de Nepa. En revanche, la fosse de Pred-Patom et la chaîne elle-même semblent quasiment inexplorées. Dans ce contexte, les données d'exploration disponibles étant rares, cette étude autorise une première estimation du potentiel pétrolier au niveau de la fosse et de la chaîne plissée.

II.2 – Système pétrolier

Il n'y a qu'un seul système pétrolier à l'origine des champs dans la région de Patom. Pour cette partie du craton sibérien, les horizons productifs se localisent uniquement dans le Vendien et dans les premiers niveaux du Cambrien (le plus souvent dans des séries gréseuses mais parfois carbonatées). D'après *Ulmishek (2001)*, la plupart des accumulations majeures d'hydrocarbures résultent ici de pièges structuraux (antiformes au dessus des hauts de socle). Quant à la couverture, elle est constituée par les importants niveaux d'évaporites infracambriens (cf. Stratigraphie, *II.3.1.* et Fig. 92). La roche mère n'est pas clairement identifiée dans ce système pétrolier, l'hypothèse la plus courante proposant une migration des hydrocarbures des niveaux riphéens de la chaîne vers les hauts de socle où ce Riphéen est absent (*Ulmishek, 2001*). Il existe également des niveaux de roche mère dans le Vendien. L'un d'eux à pu être observé dans la fosse de Pred-Patom et la zone frontale (cf. Stratigraphie, II.2. et Fig. 16), et a été échantillonné pour analyse. Le tableau ci-dessous en présente les principaux résultats :

Echantillon	TOC	S1	S2	Production Index	Tmax (°C)	Hydrogen Index	Oxygen Index
PA 06 09	0,05						
PA 06 27	3,76	0,04	0,80	0,05	448	21	77
PA 06 28	0,39	0,08	0,21	0,28	466	54	65
PA 06 31	0,11						
PA 06 32	0,07						
PA 06 36	0,08						

Tableau 8. Résultats d e pyrolyse RockEval sur des échantillons de shales sombres prélevés dans la fosse de Pred-Patom. Les échantillons 27 et 28 correspondent à des niveaux de roche mère de la formation Zherba (Vendien).

L'indice TOC ("Total Organic Carbon") mesuré ici est relativement élevé pour deux échantillons (PA 06 27 et PA 06 28) prélevés dans la formation Zherba (Vendien inférieur) au Nord de la fosse de Pred-Patom. Ce niveau montre en revanche une surmaturation et ne semble donc pas présenter un intérêt direct, même s'il a pu participer par migration à la formation des champs de Nepa. Toutefois, ce secteur septentrional de la fosse de Patom a été le témoin d'un épisode volcanique important (cf. Evolution géodynamique, I.1.). Cet évènement et les apports de chaleur qu'il implique peut suffire à expliquer la surmaturation observée. Celle-ci est donc peut-être très locale.

II.3 – Potentiel de la fosse de Pred-Patom et de la chaîne

La question principale concernant l'estimation du potentiel pétrolier de la fosse et de la chaîne de Patom est celle de l'extension de la couverture salifère. En effet, celle-ci est clairement absente de la fosse dans sa partie la plus proche du front de chaîne, les séries du Cambrien inférieur observées durant les différentes missions du projet ne présentant aucuns niveaux d'évaporites. Dans les zones plus externes, le Cambrien inférieur n'affleure pas. En l'absence de données consistantes, il est donc difficile de conclure à la présence ou non d'une couverture dans ces parties de la fosse de Pred-Patom. Cependant, il faut noter que les plis observés dans le Cambrien supérieur semblent fonctionner sur des niveaux de décollement, évaporites ou argiles, qui pourraient constituer une couverture. Ce même plissement marque également la présence de pièges structuraux potentiels dans la fosse. Dans la chaîne plus interne (domaines III et IV, Fig. 8) la stratigraphie est différente, les niveaux d'évaporites cambriens et les roches mères vendiennes sont absents. Sur le terrain, les séries observées ne présentent pas de niveaux riches en matière organique. Mais les niveaux inférieurs du Riphéen parfois très épais notamment au niveau du "Mama-Bodaibo foredeep" n'affleurent pas. Ce domaine se caractérise d'autre part par un important niveau à évaporites à la fin du Riphéen, mais là encore, son extension est inconnue. Seules des données en profondeur permettraient de conclure à l'existence d'un système pétrolier. Quoiqu'il en soit le métamorphisme, même limité dans le domaine III, n'a sans doute pas permis la préservation d'hydrocarbures dans ces domaines plus internes. Il faut enfin souligner que la chaîne de Patom présente un fort intérêt minier (Or en particulier) et a donc nécessairement fait l'objet de forages et d'exploration qui n'ont à l'évidence pas été concluants.

En résumé, s' il y a peu de chances que la chaîne elle-même présente un intérêt pétrolier, ce travail montre que la fosse de Pred-Patom mérite une étude approfondie. En particulier, l'extension précise de la couverture salifère infracambrienne reste à définir, le reste du système pétrolier étant présent (pièges structuraux, réservoirs vendiens) ou potentiellement présent (hydrocarbures ayant migré depuis la chaîne). La présence d'autres niveaux possibles de couverture, plus hauts dans le Cambrien est également à considérer.

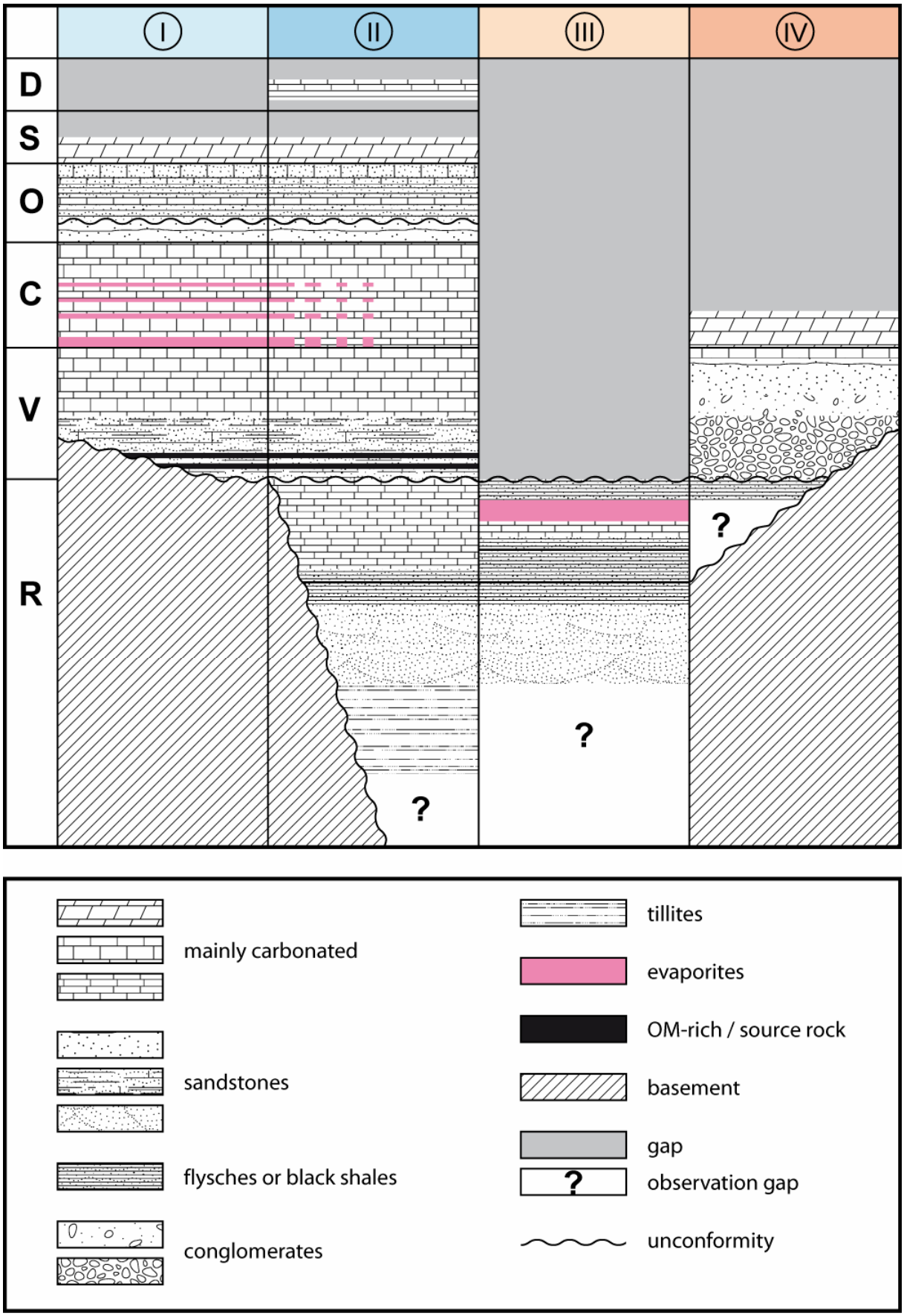


Figure 92. Charte stratigraphique synthétique de la chaîne et de l'avant-pays de Patom (cf. Fig. ? pour la localisation des domaines). R : Riphéen, V : Vendien, C : Cambrien, O : Ordovicien, S : Silurien, D : Dévonien.

III – Conclusions et perspectives

A travers l'exemple de l'orogène de Patom, cette thèse permet d'entrevoir le fonctionnement des grandes zones de collage tectonique, telle la CAOB, et plus particulièrement des chaînes située en bordure de craton. Comme le laisse supposer la comparaison avec les autres orogènes entourant le craton sibérien, ce fonctionnement se caractérise tout d'abord par une évolution très lente (relativement à celle d'une chaîne classique). Non parce que les phénomènes observés (obduction, collision…) sont eux-mêmes plus lents, mais parce qu'ils correspondent à des "pulsations" de convergence séparées par de longues périodes de quiescence tectonique. Deux conditions semblent en tous cas nécessaires à une évolution de ce type :

1. Le maintien de conditions aux limites en convergence durant des périodes très longues (au moins 550 Ma dans le cas de Patom).
2. La présence d'un butoir (ici le craton sibérien) induisant des blocages successifs et des sauts de subduction sans conséquences (i.e. sans orogénèse) sur sa bordure.

Cette deuxième condition est à nuancer, car si un stade unique de déformation est observé dans la majeure partie des zones traversées, une ou plusieurs phases coaxiale(s) antérieure(s) ne peuvent être définitivement exclues. Une étude plus exhaustive et détaillée du métamorphisme dans les zones internes de la chaîne pourrait permettre de trancher sur ce point.

Il est plus difficile de présumer de l'évolution structurale des orogènes d'accrétion péricratoniques. Les géométries et déformations de ces orogènes paraissent en effet très dépendantes de la morphologie de la bordure cratonique impliquée. D'un point de vue purement régional, en revanche, ce travail rassemble des observations pour la plupart inédites. Celles-ci souffrent cependant d'un problème d'échelle : il serait maintenant judicieux de travailler à un niveau plus détaillé (et donc d'effectuer des études par zones). En particulier, les zones internes de la chaîne pourraient apporter des indications importantes sur l'histoire de l'orogène. Une description systématique des unités métamorphiques et des massifs ophiolitiques de la zone de suture (phases de déformation, assemblages minéralogiques, thermo-barométrie) paraît indispensable. De même, les mesures de fracturation méritent d'être étoffées. En revanche, une observation plus approfondie de l'avant-pays semble difficile en dehors des voies déjà empruntées (le fleuve Lena notamment) et une étude plus détaillée de la fosse de Pred-Patom et de l'avant-pays de Patom est soumise à l'obtention d'informations en profondeur (profils sismiques, puits de calibration).

Le choix de la région de Patom apporte aussi des éléments nouveaux à l'étude de la déformation de l'Asie. Le calendrier de l'extension proposé ici pour la zone de rift Baïkal permet d'affirmer que la collision Inde-Asie n'est pas responsable de l'initiation de l'extension dans cette zone, mais plus probablement de son accélération à la transition Miocène – Pliocène. Cependant, cet

argument ne permet pas de trancher en faveur de l'hypothèse du "rift actif" comme modèle pour le système de rift du Baïkal. En effet, si l'écroulement gravitaire de l'orogène Mongol-Okhotsk est bien à l'origine de l'extension au Crétacé, alors le mécanisme initiateur du rif Baïkal est passif. La localisation de l'extension le long du rift Baïkal est également liée aux structures héritées, en premier lieu desquelles la bordure du craton sibérien (*Petit et al., 2008*). Sur ce point encore, notre travail demande à être précisé. Un projet de recherche mené par M. Jolivet dans le cadre d'une collaboration franco-russe doit débuter prochainement et s'intéressera aux reliefs des zones Nord-mongole et Sud-sibérienne.

D'une manière générale, l'étude de l'orogène de Patom et de sa région nécessite un gros travail de datation : datation des séries sédimentaires et construction d'échelles stratigraphiques mieux contraintes temporellement, datation des phases de métamorphisme dans les zones internes (travail engagé avec le Laboratoire de Géochronologie de l'Université Montpellier 2), datation du métamorphisme associé à l'obduction. Certaines datations sur des roches sédimentaires sont en cours dans le cadre du projet post-doctoral de S. Anisimova, mais les méthodes de datation sur les carbonates anciens (Pb/Pb par exemple), sont pour le moment peu fiables.

Enfin, l'effort déjà initié de cartographie tectonique et structurale dans la région (*Pubellier et al., 2008*) doit être poursuivi, afin de démêler le puzzle de la CAOB et de pouvoir proposer un modèle d'évolution plus précis.

D'un point de vue plus personnel, cette thèse m'aura permis de travailler sur un orogène dans son ensemble en l'intégrant dans son environnement géodynamique régional, voire à l'échelle de l'Asie, mais sans oublier l'observation de terrain. De telles zones encore peu connues géologiquement sont rares, mais cette approche devrait me permettre d'aborder d'autres études, et pas seulement en contexte péricratonique. La diversité des méthodes de travail utilisées joue également dans ce sens, ainsi que la gamme variée de formations, types de lithologies et contextes tectoniques que l'orogène de Patom et le rift Baïkal permettent d'observer. Ce travail m'a apporté un début de "culture sibérienne" à travers la stratigraphie régionale (notamment précambrienne) et la comparaison de Patom aux autres orogènes qui entourent le craton sibérien. Enfin, la position intermédiaire de la région ouvre des perspectives d'étude sur l'Asie centrale au Sud et le domaine Arctique au Nord.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abdelsalam, M. G. and R. J. Stern (**1996**). "Sutures and shear zones in the Arabian-Nubian Shield." *Journal of African Earth Sciences*, 23(3): 289-310.

Ali, J. R. and J. C. Aitchison (**2006**). "Positioning Paleogene Eurasia problem: Solution for 60–50 Ma and broader tectonic implications." *Earth and Planetary Science Letters*, 251: 148-155.

Angelier, J. (**1984**). "Tectonic analysis of fault slip data sets." *Journal of Geophysical Research*, 89: 5835-5848.

Angelier, J. (**1990**). "Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress - III. A new rapid direct inversion method by analytical means." *Geophysical Journal International*, 103: 363-376.

Anonymous (**1972**). Penrose field conference on ophiolites, Geotimes. 17.

Artyushkov, E. V. and P. A. Chekhovich (**2001**). "The East Siberian basin in the Silurian: evidence for no large-scale sea-level changes." *Earth and Planetary Science Letters*, 193(1-2): 183-196.

Artyushkov, E. V. and P. A. Chekhovich (**2002**). "Silurian deposition in East Siberia and the absence of large-scale eustatic fluctuations." *Russian Geology and Geophysics*, 43(10): 893-915.

Artyushkov, E. V. and P. A. Chekhovich (**2004**). "Mechanisms of sea-depth changes in Silurian epeiric basins of east Siberia." *Russian Geology and Geophysics*, 45(11): 1273-1291.

Badarch, G., W. D. Cunningham and B. F. Windley (**2002**). "A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia." *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(1): 87-110.

Barbarand, J., A. Carter, I. Wood and T. Hurford (**2003**). "Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite." *Chemical Geology*, 198: 107-137.

Barry, T. L., A. D. Saunders, P. D. Kempton, B. F. Windley, M. S. Pringle, D. Dorjnamjaa and S. Saandar (**2003**). "Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: Evidence for the role of asthenospheric versus metasomatised mantle sources." *Journal of Petrology*, 44: 55-91.

Bazarov, D. B. and (**1986**). "Cenozoic of the Baikal and Western Transbaikal Regions." *Nauka, Novosibirsk*.

Belichenko, V. G., N. K. Geletii and I. G. Barash (**2006**). "Barguzin Microcontinent (Baikal mountain area): the problem of outlining." *Russian Geology and Geophysics*, 47(10): 1045-1055.

Belichenko, V. G., E. V. Sklyarov, N. L. Dobretsov and O. Tomurtogoo (**1994**). "Geodynamic map of the Paleo-Asian ocean (eastern part)." *Russian Geology and Geophysics*, 35(7-8): 29-40 (Russian version).

Berzin, N. A. and N. L. Dobretsov (**1994**). "Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time".In: *Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean*, *VSP Int. Sci. Publishers, Netherlands*: 45-62.

Besse, J., V. Courtillot, J. P. Pozzi, M. Westphal and Y. X. Zhou (**1984**). "Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrust and Zhangbo suture." *Nature*, 311: 621-626.

Bonin, B. (**1998**). "Pétrologie endogène". Paris, *Dunod*.

Bradley, D. C. (**2008**). "Passive margins through earth history." *Earth-Science Reviews*, 91: 1-26.

Buchan, C., J. Pfander, A. Kröner, T. S. Brewer, O. Tomurtogoo, D. Tomurhuu, W. D. Cunningham and B. F. Windley (**2002**). "Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian Orogenic Belt: implications of granite geochronology in the Bayankhongor Ophiolite Zone." *Chemical Geology*, 192(1-2): 23-45.

Bukharov, A. A., V. A. Khalilov, T. M. Strakhova and V. V. Chernikov (**1992**). "Geology of the Baikal-Patom Upland according to new data of U-Pb dating of accessory zircon." *Russian Geology and Geophysics*, 33(12): 24–33.

Burov, E. B. and M. Diament (**1995**). "The effective elastic thickness (Te) of continental lithosphere: What does it really mean ?" *Journal of Geophysical Research*, 100: 3905-3927.

Caby, R. (**1982**). "Paléogéodynamique comparée et étapes de la cratonisation du bouclier touareg et du bouclier arabique au Protérozoïque supérieur." *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7 (XXIV, 4): 843-848.

Cawood, P. A. and C. Buchan (**2007**). "Linking accretionary orogenesis with supercontinent assembly." *Earth-Science Reviews*, 82: 217-256.

Chen, Y. and W. Chen (**1997**). "Mesozoic Volcanic Rocks: Chronology, Geochemistry and Tectonic Background." *Seismology Press, Beijing*.

Chumakov, N. M. (**1981**). "Upper proterozoic glaciogenic rocks and their stratigraphic significance." *Precambrian Research*, 15(3-4): 373-395.

Chumakov, N. M. (**1985**). "Glacial events of the past and their geological significance." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51(1-4): 319-346.

Chumakov, N. M. (**1993**). "Middle-Siberian glaciohorizon of Riphean." *Stratigraphy and Geological Correlation*, 1(1): 21-31.

Chumakov, N. M. (**2008**). "A Problem of Total Glaciations on the Earth in the Late Precambrian
" *Stratigraphy and Geological Correlation*, 16(2): 107-119.

Cobbold, P. R. and P. Davy (**1988**). "Indentation tectonics in nature and experiments, 2, Central Asia." *Bulletin of the Geological Institutions of Upsalla*, 14: 143-162.

Cocks, L. R. M. and T. H. Torsvik (**2007**). "Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic." *Earth-Science Reviews*, 82(1-2): 29-74.

Coney, P. J., D. L. Jones and J. W. H. Monger (**1980**). "Cordilleran suspect terranes." *Nature*, 288: 329-333.

Cox, K. G., J. D. Bell and R. J. Pankhurst (**1979**). "The Interpretation of Igneous Rocks". London, *George Allen and Unwin*.

Darby, B. J., G. A. Davis and Y. Zheng (**2001**). "Structural evolution of the southwestern Daqing Shan, Yinshan belt, Inner Mongolia, China". Boulder, Colorado, *Geological Society of America Memoir*. 194: 199-214.

Davis, G. A., B. J. Darby, Y. Zheng and T. L. Spell (**2002**). "Geometric and temporal evolution of an extensional detachment fault, Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China." *Geology*, 30: 1003-1006.

Davis, G. A., X. Qian, Y. Zheng, H. M. Tong, C. Wang, G. E. Gehrels, M. Shafiquallah and J. E. Fryxell (**1996**). "Mesozoic deformation and plutonism in the Yunmeng Shan: A metamorphic core complex north of Beijing, China".In: *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge, *Cambridge University Press*: 253-280.

Davis, G. A., Y. Zheng, C. Wang, B. J. Darby, C. Zhang and G. E. Gehrels (**2001**). "Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, Northern China".In: *Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: from Continental Assembly to Intracontinental Deformation*, *Geological Society of America Memoir*. 194: 71-97.

Davy, P. and P. R. Cobbold (**1988**). "Indentation tectonics in nature and experiments. Experiments scaled for gravity." *Bulletin of the Geological Institutions of Upsalla*, 14(129-141).

De Grave, J. and P. Van Den Haute (**2002**). "Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology." *Tectonophysics*, 349: 145-159.

Delvaux, D., R. Moeys, G. Stapel, A. Melnikov and V. Ermikov (**1995**). "Palaeostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, part I. Palaeozoic an Mesozoic pre-rift evolution." *Tectonophysics*, 252: 61-101.

Delvaux, D., R. Moeys, G. Stapel, C. Petit, K. Levi, A. Miroshnichenko, V. Ruzhitch and V. Sankov (**1997**). "Palaeostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part II. Cenozoic tectonic stress and fault kinematics." *Tectonophysics*, 282: 1-38.

Dewey, J. F. and B. F. Windley (**1981**). "Growth and differentiation of the continental crust." *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A 301: 189-206.

Dobretsov, N. L., M. M. Buslov and V. A. Vernikovsky (**2003**). "Neoproterozoic to early Ordovician evolution of the Paleo-Asian ocean : implications to the break-up of Rodinia." *Gondwana Research*, 6(2): 143-159.

Dobretsov, N. L., E. G. Konnikov and N. N. Dobretsov (**1992**). "Precambrian ophiolite belts of southern Siberia, Russia and their metallogeny." *Precambrian Research*, 58: 427-446.

Dol'nik, T. A., S. A. Anisimova, A. V. Mezentsev and A. A. Lelikova (**2005**). "First stromatolites found in the Mama–Bodaibo Structural–Facies Zone of the Patom Upland (Baikal mountains)." *Stratigraphy and Geological Correlation*, 13(3): 327-333.

Donelick, R. A. (**1991**). "Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observation." *American Mineralogy*, 76: 83-91.

Donskaya, T. V., D. P. Gladkochub, S. A. Pisarevsky, U. Poller, A. M. Mazukabzov and T. B. Bayanova (**2009**). "Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history." *Precambrian Research*: In Press, Accepted Manuscript.

English, J. M. and S. T. Johnston (**2005**). "Collisional orogenesis in the northern Canadian Cordillera: Implications for Cordilleran crustal structure, ophiolite emplacement, continental growth, and the terrane hypothesis." *Earth and Planetary Science Letters*, 232: 333-344.

Enkin, R., Z. Y. Yang, Y. Chen and V. Courtillot (**1992**). "Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of China from the Permian to the Present." *Journal of Geophysical Research*, 97: 13953-13989.

Epov, M. I., Nevedrova, N. N., Sanchaa, A. M. (**2007**). "A geoelectrical model of the Barguzin basin in the Baikal Rift Zone." *Russian Geology and Geophysics*, 48: 626-641.

Ermikov, V. D. (**1994**). "Mesozoic precursors of rift structures of Central Asia." *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18(1): 123-134.

Eyles, N. (**2008**). "Glacio-epochs and the supercontinent cycle after ~3.0 Ga: Tectonic boundary conditions for glaciation." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 258: 89-129.

Fan, W. M., F. Guo, Y. J. Wang and G. Lin (**2003**). "Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 121: 115-135.

Fleischer, R. L., P. B. Price and R. M. Walker (**1975**). "Nuclear Tracks in Solids". Berkeley, *University of California Press*.

Florensov, N. A. (**1960**). "Mesozoic and Cenozoic Basins in the Baikal region (in Russian)." *Izd. AN SSSR, Moscow-Leningrad*.

Florensov, N. A. (**1982**). "The Pliocene and Pleistocene Stratigraphy of the Central Baikal basin (in Russian)." *Nauka, Novosibirsk*.

Fournier, M., L. Jolivet, P. Davy and J. C. Thomas (**2004**). "Back arc extension and collision: an experimental approach of the tectonics of Asia." *Geophysical Journal International*, 157: 871-889.

Fournier, M., L. Jolivet, P. Huchon, V. S. Rozhdestvensky, K. F. Sergeyev and L. S. Oscorbin (**1994**). "Neogene strike-slip faulting in Sakhalin, and the Japan Sea opening." *Journal of Geophysical Research*, 99: 2701-2725.

Gabov, N. F., N. L. Dobretsov and V. G. Kushev (**1984**). "Eclogites and eclogite-like rocks in the Northern Pribaikal'e".In: *Petrology and mineralogy of basic rocks in Siberia*, *Nauka, Moscow*: 36-50 (in Russian).

Gao, S. S., K. H. Liu, P. M. Davis, P. D. Slack, Y. A. Zorin, V. V. Mordvinova and V. M. Kozhevnikov (**2003**). "Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone." *Journal of Geophysical Research*, 108: doi:10.1029/2002JB002039.

Gass, I. G. and A. Kröner (**1981**). "Pan-African (Upper Proterozoic) plate Tectonics of the Arabian--Nubian Shield".In: *Developments in Precambrian Geology*, *Elsevier*. 4: 387-405.

Godderis, Y., Y. Donnadieu, A. Nedelec, B. Dupre, C. Dessert, A. Grard, G. Ramstein and L. M. Francois (**2003**). "The Sturtian 'snowball' glaciation: fire and ice." *Earth and Planetary Science Letters*, 211(1-2): 1-12.

Gordienko, I. V. (**2006**). "Geodynamic evolution of late Baikalides and paleozoids in the folded periphery of the Siberian craton." *Russian Geology and Geophysics*, 47(1): 53-70.

Graham, S. A., M. S. Hendrix, C. L. Johnson, D. Badamgarav, G. Badarch, J. Amory, M. Porte, R. Barsbold, L. E. Webb and B. R. Hacker (**2001**). "Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southern Mongolia." *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113: 1560-1579.

Green, P. F., I. R. Duddy, A. J. W. Gleadow, P. R. Tingate and G. M. Laslett (**1985**). "Fission track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot." *Nucl. Tracks*, 10: 323-328.

Green, P. F., I. R. Duddy, A. J. W. Gleadow, P. R. Tingate and G. M. Laslett (**1986**). "Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1, a qualitative description." *Chemical Geology*, 59: 237-253.

Green, P. F., I. R. Duddy, G. M. Laslett, K. A. Hegarty, A. J. W. Gleadow and J. F. Lovering (**1989**). "Thermal annealing of fission tracks in apatite: 4, quantitative modelling techniques and extension to geological timescales." *Chemical Geology*, 79: 155-182.

Griffin, W. L., C. G. Ryan, F. V. Kaminsky, S. Y. O'Reilly, L. M. Natapov, T. T. Win, P. D. Kinny and I. P. Ilupin (**1999**). "The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton." *Tectonophysics*, 310(1-4): 1-35.

Gusev, G. S. and V. Y. Khain (**1996**). "On relations between the Baikal-Vitim, Aldan-Stanovoy, and Mongol-Okhotsk terranes (south of mid-Siberia)." *Geotectonics*, 29(5): 422-436.

Gusev, G. S. and B. R. Shpount (**1987**). "Precambrian and Paleozoic rifting in northeastern Asia." *Tectonophysics*, 143(1-3): 245-252.

Harland, W. B. (**1965**). "Critical Evidence for a Great Infra-Cambrian Glaciation." *Geol. Rundsch.*, 54: 45-61.

Helo, C., E. Hegner, A. Kroner, G. Badarch, O. Tomurtogoo, B. F. Windley and P. Dulski (**2006**). "Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: Constraints on arc environments and crustal growth." *Chemical Geology*, 227(3-4): 236-257.

Hoffman, P. F. (**1991**). "Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside out?" *Science*, 252: 1409-1412.

Hoffman, P. F. (**1999**). "The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth." *Journal of African Earth Sciences*, 28(1): 17-33.

Hoffman, P. F., A. J. Kaufman and G. P. S. Halverson, D. P. (**1998**). "A Neoproterozoic Snowball Earth." *Science*, 281(5381): 1342-1346.

Holland, T. J. B. and R. Powell (**1998**). "An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest." *Journal of Metamorphic Geology*, 16(3): 309-472.

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*, 80: 171-178.

Hurford, A. J. and P. F. Green (**1983**). "The zeta age calibration of fission-track dating." *Chemical Geology*, 1: 285-317.

Hutchinson, D. R., A. J. Golmshtok, L. P. Zonenshain, T. C. Moore, C. A. Scholtz and K. D. Klitgord (**1992**). "Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data." *Geology*, 20: 589-592.

Ivanov, A. V. (**2004**). "One rift, two models." *Science First Hand*, 1: 50-62.

Jahn, B. M., W. L. Griffin and B. F. Windley (**2000**). "Continental growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia." *Tectonophysics*, 328(1-2): vii-x.

Jahn, B. M., B. Windley, B. Natal'in and N. Dobretsov (**2004**). "Phanerozoic continental growth in Central Asia." *Journal of Asian Earth Sciences*, 23(5): 599-603.

Jarrar, G. H., W. I. Manton, R. J. Stern and D. Zachmann (**2008**). "Late Neoproterozoic A-type granites in the northernmost Arabian-Nubian Shield formed by fractionation of basaltic melts." *Geochemistry*, 68(3): 295-312.

Johnson, P. R., M. G. Abdelsalam and R. J. Stern (**2003**). "The Bi'r Umq-Nakasib Suture Zone in the Arabian-Nubian Shield: A Key to Understanding Crustal Growth in the East African Orogen." *Gondwana Research*, 6(3): 523-530.

Johnston, S. T. and G. D. Borel (**2007**). "The odyssey of the Cache Creek terrane, Canadian Cordillera: Implications for accretionary orogens, tectonic setting of Panthalassa, the Pacific superwell, and break-up of Pangea." *Earth and Planetary Science Letters*, 253: 415-428.

Jolivet, L., P. Davy and P. R. Cobbold (**1990**). "Right-lateral shear along the northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision." *Tectonics*, 9: 1409-1419.

Jolivet, L., M. Fournier, P. Huchon, V. S. Rozhdestvenskiy, S. Sergeyev and L. S. Oscorbin (**1992**). "Cenozoic intracontinental dextral motion in the Okhotsk-Japan Sea region." *Tectonics*, 11: 968-977.

Jolivet, M. (**2000**). "Thermochronologie traces de fission, modélisation analogique et étude de terrain." *Université Montpellier 2*, Montpellier, France, P.h.D.

Jolivet, M., J.-F. Ritz, R. Vassallo, C. Larroque, R. Braucher, M. Todbileg, A. Chauvet, C. Sue, N. Arnaud, R. De Vicente, A. Arzhanikova and S. Arzhanikov (**2007**). "The Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface." *Geology*, 35: doi:10.1130/G23758A.1.

Kashik, S. A. and V. N. Masilov (**1994**). "Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (eastern Siberia)." *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18: 453-461.

Ketcham, R. A., R. A. Donelick and W. D. Carlson (**1999**). "Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III, extrapolation to geological time scales." *American Mineralogy*, 84: 1235-1255.

Ketcham, R. A., R. A. Donelick and M. B. Donelick (**2000**). "AFTSolve: A program for multikinetic modeling of apatite fission-track data." *Geological Materials Research*, 2: 1-32.

Khain, E. V., E. V. Bibikova, E. B. Salnikova, A. Kroner, A. S. Gibsher, A. N. Didenko, K. E. Degtyarev and A. A. Fedotova (**2003**). "The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: new geochronologic data and palaeotectonic reconstructions." *Precambrian Research*, 122(1-4): 329-358.

Khomentovsky, V. V. (**1996**). "The event nature of the Neoproterozoic Stratigraphic Scale for Siberia and China." *Russian Geology and Geophysics*, 37(8): 35–47.

Khomentovsky, V. V. (**2002**). "Baikalian of Siberia (850–650 Ma)." *Russian Geology and Geophysics*, 43: 313-333.

Khomentovsky, V. V. (**2006**). "The Neoproterozoic of the northern Siberian craton." *Russian Geology and Geophysics*, 47(7): 865-880.

Khomentovsky, V. V., K. E. Nagovitsin and A. A. Postnikov (**2008**). "Mayanian (1100-850 Ma) - Prebaikalian Upper Riphean of Siberia." *Russian Geology and Geophysics*, 49(1): 1-22.

Khomentovsky, V. V. and A. A. Postnikov (**2001**). "Neoproterozoic Evolution of the Baikal-Vilyui Branch of the Paleoasian Ocean." *Geotectonics*, 35(3): 149-164.

Khomentovsky, V. V., A. A. Postnikov, G. A. Karlova, B. B. Kochnev, M. S. Yakshin and V. A. Ponomarchuk (**2004**). "The Vendian of the Baikal-Patom upland, Siberia." *Russian Geology and Geophysics*, 45(4): 465-484.

Khomentovsky, V. V., V. Y. Shenfil' and M. S. Yakshin (**1985**). "The Riphean of the Siberian Craton." *Russian Geology and Geophysics*, 7: 25-33.

Khomentovsky, V. V., V. Y. Shenfil', M. S. Yakshin and E. P. Butakov (**1972**). "Reference sections of deposits of Upper Precambrian and Lower Cambrian of Siberian Platform." Nauka, Moscow (in Russian).

Khudoley, A. K. and G. A. Guriev (**2003**). "Influence of syn-sedimentary faults on orogenic structure: examples from the Neoproterozoic–Mesozoic east Siberian passive margin." *Tectonophysics*, 365: 23- 43.

Kimura, G. and K. Tamaki (**1986**). "Collision, rotation and back arc spreading: the case of the Okhotsk and Japan seas." *Tectonics*, 5: 389-401.

Kimura, G., T. Tasaki and M. Kono (**1990**). "Mesozoic collision-extrusion tectonics in eastern Asia." *Tectonophysics*, 181: 15-23.

Kirschvink, J. (**1992**). "A Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth".In: *The Proterozoic Biosphere. A Multidisciplinary Study*. Cambridge: 51-52.

Kiselev, A. I., H. A. Golovko and M. E. Medvedev (**1978**). "Petrochemistry of Cenozoic basalts and associated rocks in the Baikal rift zone." *Tectonophysics*, 45: 49-59.

Kiselev, A. I., V. V. Yarmolyuk, K. N. Egorov, R. A. Chernyshov and A. V. Nikiforov (**2006**). "Middle Paleozoic Basic Magmatism of the Northwestern Vilyui Rift: Composition, Sources, and Geodynamics." *Petrology*, 14(6): 588-608.

Kiselev, A. I., V. V. Yarmolyuk, A. V. Nikiforov and K. N. Egorov (**2007**). "Composition and Sources of Devonian Volcanism in the Vilyui Rift." *Doklady Earth Sciences*, 415(5): 744-750.

Knoll, A. H., J. P. Grotzinger, A. J. Kaufman and P. Kolosov (**1995**). "Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy : an example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia." *Precambrian Research*, 73: 251-270.

Konnikov, E. G. (**1991**). "On the problem of ophiolites of the Baikal-Muya belt." *Sov. Geol. Geophys.*, 32(3): 104-113.

Konnikov, E. G., A. S. Gibsher, A. E. Izokh, E. V. Sklyarov and E. V. Khain (**1993**). "Paleogeodynamics of Late Precambrian for Baikal-Muya and Sayat-Tuva-Mongolia segments of the Central Asian fold belt".In:

Proceedings of the 4th International Symposium of IGCP Project 283: Geodynamic Evolution of the Paleo-Asian Ocean, Novosibirsk

Kravchinsky, V. A., J.-P. Cogné, W. P. Harbert and M. I. Kuzmin (**2002a**). "Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia." *Geophysical Journal International*, 148: 34-57.

Kröner, A. (**1985**). "Ophiolites and the evolution of tectonic boundaries in the late proterozoic Arabian--Nubian shield of northeast Africa and Arabia." *Precambrian Research*, 27(1-3): 277-300.

Kröner, A., P. Linnebacher, R. J. Stern, T. Reischmann, W. Manton and I. M. Hussein (**1991a**). "Evolution of Pan-African island arc assemblages in the southern Red Sea Hills, Sudan, and in southwestern Arabia as exemplified by geochemistry and geochronology." *Precambrian Research*, 53(1-2): 99-118.

Kröner, A., B. F. Windley, G. Badarch, O. Tomurtogoo, E. Hegner, D. Y. Liu and M. T. D. Wingate (**2005**). "Accretionary growth in the Central Asian Orogenic Belt of Mongolia during the Neoproterozoic and Palaeozoic and comparison with the Arabian-Nubian Shield and the present Southwest Pacific." *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7: 06650.

Kulakov, I. Y. (**2008**). "Upper mantle structure beneath southern Siberia and Mongolia, from regional seismic tomography." *Russian Geology and Geophysics*, 49: 187-196.

Kuzmin, M. I., E. B. Karabanov, A. A. Prokopenko, V. F. Gelety, V. S. Antipin, D. F. Williams and A. N. Gvozdkov (**2000**). "Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling." *International Journal of Earth Sciences*, 89: 183-192.

Kuznetsov, V. G. *et al.* (**1982**). "Geologicheskaya karta Irkutskoi Oblasti y Sopredel'n'ikh Territorii (1:500,000)"

Lacombe, O., F. Mouthereau, S. Kargar and B. Meyer (**2006**). "Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): implications for the tectonic and kinematic evolution of central Zagros." *Tectonics*, 25, TC1003, doi:10.1029/2005TC001831.

Larroque, C., J. F. Ritz, J. F. Stéphan, V. San'kov, A. Arjannikova, E. Calais, J. Déverchère and L. Loncke (**2001**). "Interaction compression–extension à la limite Mongolie–Sibérie : analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans le bassin de Tunka." *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332: 177-184.

Laslett, G. M., P. F. Green, I. R. Duddy and A. J. W. Gleadow (**1987**). "Thermal annealing of fission tracks in apatite: 2, a quantitative analysis." *Chemical Geology*, 65: 1-13.

Lebedev, S., T. Meier and R. D. van der Hilst (**2006**). "Asthenospheric flow and origin of volcanism in the Baikal Rift area." *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 415-424.

Lesne, O., E. Calais and J. Déverchère (**1998**). "Finite element modelling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive rifting debate." *Tectonophysics*, 289: 327-340.

Levi, K., A. I. Miroshnichenko, V. A. San'kov, S. M. Babushkin, G. V. Larkin, A. A. Badardinov, H. K. Wong, S. Colman and D. Delvaux (**1997**). "Active faults of the Baikal depression." *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 21: 399-434.

Lobkovsky, L. I., S. Cloetingh, A. M. Nikishin, Y. A. Volozh, A. C. Lankreijer, S. L. Belyakov, V. G. Groshev, P. A. Fokin, E. E. Milanovsky, L. A. Pevzner, V. I. Gorbachev and M. A. Korneev (**1996**). "Extensional basins of the former Soviet Union: structure, basin formation mechanisms and subsidence history." *Tectonophysics*, 266(1-4): 251-285.

Logatchev, N. A. (**1993**). "History and geodynamics of the Baikal rift in the context of Eastern Siberia rift system: a review." *Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 17(2): 353-370.

Logatchev, N. A. (**2003**). "History and Geodynamics of the Baikal Rift." *Russian Geology and Geophysics*, 44(5): 391-406.

Logatchev, N. A., S. V. Rasskazov and N. A. Ivashov (**1996**). "Cenozoic Rifting in the Continental Lithosphere".In: *The Lithosphere of Central Asia*: 57-80.

Logatchev, N. A., B. I. S. and S. V. Rasskazov (**2002**). "K-Ar Dating of the Paleocene Weathering Crust in the Baikal Region." *Doklady Earth Sciences*, 385A(6): 648-650.

Logatchev, N. A. and Y. A. Zorin (**1987**). "Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift." *Tectonophysics*, 143: 225-234.

Makrygina, V. A., V. G. Belichenko and L. Z. Reznitsky (**2007**). "Types of paleoisland arcs and back-arc basins in the northeast of the Paleoasian Ocean (from geochemical data)." *Russian Geology and Geophysics*, 48: 107-119.

Makrygina, V. A. and Z. I. Petrova (**1998**). "The importance of geochemical data for geodynamic reconstruction: formation of the Olkhon metamorphic complex, Lake Baikal, Russia." *Lithos*, 43: 135-150.

Malitch, N. S. *et al.* (**1999**). "Geological map of Siberian platform and adjoining areas (1:1.500.000)"

Mats, V. D. (**1985**). "New data on the stratigraphy of Miocene and Pliocene rocks in the Southern Baikal Region".In: *Problems of Geology and Paleogeography of Siberia and the Russian Far East*. Irkutsk: 36-53.

Mats, V. D. (**1993**). "The structure and development of the Baikal rift depression." *Earth-Science Reviews*, 34: 81-118.

Mats, V. D., O. M. Khlystov, M. De Batist, S. Ceramicola, T. K. Lomonosova and A. Klimansky (**2000**). "Evolution of the Academician Ridge Accommodation Zone in the central part of the Baikal Rift, from high-resolution reflection seismic profiling and geological field investigations." *International Journal of Earth Sciences*, 89: 229-250.

Mats, V. D., G. F. Ufimtsev and M. M. Mandel'baum (**2001**). "Cenozoic of the Baikal Rift Depression: Structure and Geological History." *Nauka, Novosibirsk*, Fil. GEO.

Meng, Q. R. (**2003**). "What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract?" *Tectonophysics*, 369: 155-174.

Metelkin, D. V., I. V. Gordienko and V. S. Klimuk (**2007a**). "Paleomagnetism of Upper Jurassic basalts from Transbaikalia: new data on the time of closure of the Mongol-Okhotsk Ocean and Mesozoic intraplate tectonics of Central Asia." *Russian Geology and Geophysics*, 48(10): 825-834.

Metelkin, D. V., I. V. Gordienko and X. Zhao (**2004**). "Paleomagnetism of Early Cretaceous volcanic rocks from Transbaikalia: argument for Mesozoic strike-slip motions in Central Asian structure." *Russian Geology and Geophysics*, 45(12): 1404-1417.

Milanovsky, E. E. (**1981**). "Aulacogens of ancient platforms: Problems of their origin and tectonic development." *Tectonophysics*, 73(1-3): 213-248.

Mokshanzev, K. B. (**1979**). "Proterozoic of North-East Outskirts of Siberian Platform." *Nauka, Novosibirsk*: (in Russian).

Molnar, P. and P. Tapponnier (**1975**). "Cenozoic Tectonics of Asia : Effects of a continental Collision." *Science*, 189: 419-426.

Monger, J. W. H. (**1997**). "Plate tectonics and northern Cordilleran geology: an unfinished revolution." *Geoscience Canada*, 24: 189-198.

Moore, T. C., K. D. Klitgord, A. J. Golmshtok and E. Weber (**1997**). "Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy." *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109: 746-766.

Murphy, J. B. and R. D. Nance (**1991**). "Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts." *Geology*, 19(5): 469-472.

Mushnikov, A. F., K. K. Anashkina and B. I. Oleksiv (**1966**). "Stratigraphy of Jurassic sediments in the eastern Trans-Baikal region (in Russian)".In: *Bulletin of Geology and Mineral Resources of the Chita Region 2*. Nedra, Moscow: 57-99.

Nance, R. D. and J. B. Murphy (**1994**). "Orogenic style and the configuration of supercontinents. In: Embry, A.F., Beauchamp, B., Glass, D.J. (Eds.), Pangea: Global Environments and Resources. Memoir, 17." *Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary*: 49-65.

Neimark, L. A., E. Y. Rytsk, B. M. Gorokhovsky, G. V. Ovchinnikova, E. I. Kiseleva and V. D. Konkin (**1991**). "Pb isotope composition and genesis of Pb-Zn mineralization in the Olokit zone of the Northern Baikal region." *Geologiya Rudnykh Mestorozhdenii*, 6: 33-49.

Nevedrova, N. N. and M. I. Epov (**2003**). "Deep geoelectrical soundings in active seismic areas".In: *Proc. Intern. Symp., Geodynamics and Geoecological Problems of Mountain Regions*, Bishkek

Nikolaev, V. G., L. A. Vanyakin, V. V. Kalinin and V. Y. Milanovskiy (**1985**). "The sedimentary section beneath Lake Baikal." *International Geology Review*, 27: 449-459.

O'Sullivan, P. B. and R. R. Parrish (**1995**). "The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks : a case study from the Coast Ranges, British Columbia." *Earth and Planetary Science Letters*, 132: 213-224.

Parfenov, L. M. (**1991**). "Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics." *Tectonophysics*, 199: 319-342.

Parfenov, L. M., A. N. Bulgatov and I. V. Gordienko (**1995**). "Terranes and evolutionary history of the Transbaikal Orogenic Belts." *International Geology Review*, 37: 736-751.

Patriat, P. and J. Achache (**1984**). "India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates." *Nature*, 311: 615-621.

Patzelt, A., L. Huamei, W. Junda and E. Appel (**1996**). "Palaeomagnetism of Cretaceous to tertiary sediments from southern Tibet: Evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia." *Tectonophysics*, 259: 259-284.

Pavlov, V., V. Bachtadse and V. Mikhailov (**2008**). "New Middle Cambrian and Middle Ordovician palaeomagnetic data from Siberia: Llandelian magnetostratigraphy and relative rotation between the Aldan and Anabar–Angara blocks." *Earth and Planetary Science Letters*, 276: 229-242.

Pavlov, V. E., Y. Gallet, P. Y. Petrov, D. Z. Zhuravlev and A. V. Shatsillo (**2002**). "The Ui Group and Late Riphean Sills in the Uchur–Maya Area: Isotope and Paleomagnetic Data and the Problem of the Rodinia Supercontinent." *Geotectonics*, 36(4): 278-292.

Pavlov, V. E., Y. Gallet and A. V. Shatsillo (**2000**). "Paleomagnetism of the Upper Riphean Lakhandinskaya Group in the Uchuro-Maiskii Area and the Hypothesis of the Late Proterozoic Supercontinent." *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 36(8): 638-648.

Pearce, J. A., N. B. W. Harris and A. G. Tindle (**1984**). "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks." *Journal of Petrology*, 25: 956-983.

Peccerillo, A. and S. R. Taylor (**1976**). "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey." *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 68-81.

Pelechaty, S. M. (**1998**). "Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implications for a global stratigraphy." *J. Geo. Soc. London*, 155: 957-973.

Petit, C., E. Burov and C. Tiberi (**2008**). "Strength of the lithosphere and strain localisation in the Baikal rift." *Earth and Planetary Science Letters*, 269: 522-528.

Petit, C. and J. Déverchère (**2006**). "Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(11).

Petit, C., J. Déverchère, E. Calais, V. A. San'kov and D. Fairhead (**2002**). "Deep structure and mechanical behavior of the lithosphere in the Hangai-Hövsgöl region, Mongolia: New constraints from gravity modelling." *Earth and Planetary Science Letters*, 197: 133-149.

Petit, C., J. Déverchère, F. Houdry, V. A. San'kov, V. I. Melnikova and D. Delvaux (**1996**). "Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications." *Tectonics*, 15: 1171-1191.

Petrelli, M., G. Poli, D. Perugini and A. Peccerillo (**2005**). "Petrograph: a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology." *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(Q07011): DOI 10.1029/2005GC000932.

Pisarevsky, S. A. and L. M. Natapov (**2003**). "Siberia and Rodinia." *Tectonophysics*, 375: 221-245.

Pisarevsky, S. A., L. M. Natapov, T. V. Donskaya, D. P. Gladkochub and V. A. Vernikovsky (**2007**). "Proterozoic Siberia: A promontory of Rodinia." *Precambrian Research*, In Press, Corrected Proof: 318.

Pokrovskii, B. G., V. A. Melezhik and M. I. Bujakaite (**2006a**). "Carbon, Oxygen, Strontium, and Sulfur Isotopic Compositions in Late Precambrian Rocks of the Patom Complex, Central Siberia: Communication 1. Results, Isotope Stratigraphy, and Dating Problems." *Lithology and mineral ressources*, 41(5): 450-474.

Pokrovskii, B. G., V. A. Melezhik and M. I. Bujakaite (**2006b**). "Carbon, Oxygen, Strontium, and Sulfur Isotopic Compositions in Late Precambrian Rocks of the Patom Complex, Central Siberia: Communication 2. Nature of Carbonates with Ultralow and Ultrahigh $d^{13}C$ Values." *Lithology and mineral ressources*, 41(6): 576-587.

Prokopiev, A. V., J. Toro, E. L. Miller and G. E. Gehrels (**2008**). "The paleo-Lena River: 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia." *Geology*, 36(9): 699-702.

Pubellier, M. *et al.* (**2008**). "Structural map of eastern Eurasia (1:12.500.000)", *Commission for the Geological Map of the World*.

Pubellier, M., F. Ego, N. Chamot-Rooke and C. Rangin (**2003**). "The building of pericratonic mountain ranges : structural and kinematic constraints applied to GIS-based reconstructions of SE Asia." *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 174(6): 561-584.

Racki, G., M. M. Joachimski and J. R. Morrow (**2008**). "A major perturbation of the global carbon budget in the Early–Middle Frasnian transition (Late Devonian)." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology ()* 269: 127-129.

Rasskasov, S. V. (**2002**). Late Cenozoic volcanism in the Baikal Rift System : Evidence for formation of the Baikal and Khubsugul Basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress. SIAL III: The Third International Symposium on Speciation in Ancient Lakes. Irkutsk, Russia, Russ. Acad. of Sci.

Ren, J., K. Tamaki, S. Li and Z. Junxia (**2002**). "Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas." *Tectonophysics*, 344: 175-205.

Rezanov, I. N. (**2000**). "Formation History of Paleogene Sediments in the Eravna Depression and its Mountainous Framing".In: *GEOS 2, Issues of Lithology, Geochemistry, and Metallogeny of Sedimentary Processes (in Russian)*. Moscow: 158-163.

Rogers, J. J. W. (**1984**). "Evolution of continents." *Tectonophysics*, 105(1-4): 55-69.

Rosen, O. M., K. C. Condie, L. M. Natapov and A. D. Nozhkin (**1994**). "Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment".In: *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam, *Elsevier*: 411-459.

Rutshtein, I. G. *et al.* (**1992**). "Geological map of the Chita Region (1:500,000)", *MPGIT*.

Scholz, C. A. and D. R. Hutchinson (**2000**). "Stratigraphic and structural evolution of the Selenga Delta Accommodation Zone, Lake Baikal Rift, Siberia." *International Journal of Earth Sciences*, 89: 212-228.

Sengör, A. M. C. and B. A. Natal'in (**1996**). "Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24: 263-337.

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

Shao, J., X. Li and L. Zhang (**2001**). "The geochemical condition for genetic mechanism of the Mesozoic bimodal dyke swarms in Nankou-Jiugongguan (in Chinese)." *Geochimica*, 30: 517-524.

Shao, J., B. Mu and L. Zhang (**2000**). "Deep geological process and its shallow response during Mesozoic transfer of tectonic framework in eastern North China." *Geological Review*, 46: 32- 40.

Sharov, V. N., N. I. Fefelov, N. V. Zarudnova, V. A. Rusakova and S. B. Brandt (**1991**). "Pb-Pb dating of the Mama synclinorium schists: Patom highland." *Doklady Earth Sciences*, 319: 209-212, (in Russian).

Shatsky, V. S., E. Jagoutz and Ryboshlykov (**1996**). "Eclogites of the North Muya block: evidence for Vendian collision in the Baikal-Muya ophiolite belt." *Doklady Earth Sciences*, 350: 677-680.

Sigurgeirson, T. (**1962**). "Dating recent basalt by the potassium argon method." *Rev. Phys. Lab. Univ. Iceland*.

Sintsov, A. V. (**2003**). "The structure and stress-strain field of the Baikal-patom foldbelt: implications for origins." *Russian Geology and Geophysics*, 44(9): 919-928.

Sintsov, A. V. (**2005**). "Structura-Vieschiestviennie complexe Baikalo-patomskoye skladchatoy dugui y correlatsia geologitcheski sobuiti vie vniechniei y vnutrenniei zona." *Stratigraphia y Geologicheskaya Korrelyatsiya*, 13(4): 48-60 (in Russian).

Sklyarov, E. V., T. V. Donskaya, D. P. Gladkochub, A. M. Mazukabzov and A. M. Stanevich (**2001**). "Principal Stages of the Precambrian Evolution of the Southern Margin of the Siberian Craton." *Gondwana Research*, 4(4): 786.

Sklyarov, E. V., D. P. Gladkochub, A. M. Mazukabzov, Y. V. Menshagin, T. Watanabe and S. A. Pisarevsky (**2003**). "Neoproterozoic mafic dike swarms of the Sharyzhalgai metamorphic massif, southern Siberian craton." *Precambrian Research*, 122: 359-376.

Skoblo, V. M., N. A. Lyamina and I. V. Luzina (**2001**). "The Continental Upper Mesozoic of the Baikal and Transbaikal Regions (in Russian)." *Nauka, Novosibirsk*.

Smith, W. H. F. and D. T. Sandwell (**1997**). "Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings." *Science*, 277: 1956-1962.

Solonenko, V. P. (**1981**). "Seismogeology and Detailed Seismic Zoning of the Baikal Region (in Russian)." *Nauka, Novosibirsk*.

Spicer, R. A., A. Ahlberg, A. B. Herman, C.-C. Hofmann, M. Raikevich, P. J. Valdes and P. J. Markwick (**2008**). "The Late Cretaceous continental interior of Siberia: A challenge for climate models." *Earth and Planetary Science Letters*, 267: 228-235.

Stanevich, A. M., A. M. Mazukabzov, A. A. Postnikov, V. K. Nemerov, S. A. Pisarevsky, D. P. Gladkochub, T. V. Donskaya and T. A. Kornilova (**2007**). "Northern segment of the Paleoasian Ocean: Neoproterozoic deposition history and geodynamics." *Russian Geology and Geophysics*, 48: 46-60.

Stein, M., Z. Ben-Avraham and S. Gerald (**2007**). "Mechanisms of Continental Crust Growth".In: *Treatise on Geophysics*. Amsterdam, *Elsevier*: 171-195.

Stern, R. J. (**1994**). "Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen." *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22: 319-351.

Stoesser, D. B. and V. E. Camp (**1985**). "Pan-African microplate accretion of the Arabian Shield." *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 817-826.

Streckeisen, A. and R. W. Le Maitre (**1979**). "A chemical approximation to the Modal QAPF classification of the igneous rocks." *N. Jb. Miner. Abh.*, 136(2): 169-206.

Suess, E., Ed. (**1901**). "Das Antlitz der Erde". Wien, *Tempsky*.

Surkov, V. S., M. P. Grishin, A. I. Larichev, V. I. Lotyshev, N. V. Melnikov, A. E. Kontorovich, A. A. Trofimuk and A. N. Zolotov (**1991**). "The riphean sedimentary basins of the Eastern Siberia province and their petroleum potential." *Precambrian Research*, 54(1): 37-44.

Suvorov, V. D., Z. M. Mishenkina, G. V. Petrick, I. F. Sheludko, V. S. Seleznev and V. M. Solovyov (**2002**). "Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data." *Tectonophysics*, 351: 61-74.

Tapponnier, P. and P. Molnar (**1979**). "Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions." *Journal of Geophysical Research*, 84: 3425-3455.

Tauson, L. V., V. S. Antipin, M. N. Zakharov and V. S. Zubkov (**1984**). "Geochemistry of Mesozoic Latites of the Trans-Baikal Region". (in Russian), *Nauka, Novosibirsk*.

Ten Brink, U. S. and M. H. Taylor (**2002**). "Crustal structure of central Lake Baikal: Insights into intracontinental rifting." *Journal of Geophysical Research*, 107(B7): doi:10.1029/2001JB0003000.

Tesakov, Y. I. (**2004**). "Silurian stratigraphy of East Siberia." *Russian Geology and Geophysics*, 45(8): 937-955.

Tiberi, C., M. Diament, J. Déverchère, C. Petit, V. Mikhailov, S. Tikhotsky and U. Achauer (**2003**). "Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology." *Journal of Geophysical Research*, 108(B3): doi:10.1029/2002JB001880.

Traynor, J. J. and C. Sladen (**1995**). "Tectonic and stratigraphic evolution of the Mongolian People's Republic and its influence on hydrocarbon geology and potential." *Marine and Petroleum Geology*, 12: 35-52.

Tsekhovsky, Y. G. and M. G. Leonov (**2007**). "Sedimentary Formations and Main Development Stages of the Western Transbaikal and Southeastern Baikal Regions in the Late Cretaceous ans Cenozoic." *Lithology and Mineral Resources*, 42(4): 349-362.

Tsygankov, A. A., D. I. Matukov, N. G. Berezhnaya, A. N. Larionov, V. F. Posokhov, B. T. Tsyrenov, A. A. Khromov and S. A. Sergeev (**2007**). "Late Paleozoic granitoids of western Transbaikalia: magma sources and stages of formation." *Russian Geology and Geophysics*, 48: 120-140.

Ulmishek, G. F. (**2001**). "Petroleum Geology and Resources of the Nepa-Botuoba High, Angara-Lena Terrace, and Cis-Patom Foredeep, Southeastern Siberian Craton, Russia." *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2201-C.

Van der Beek, P., D. Delvaux, P. A. M. Andriessen and K. G. Levi (**1996**). "Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia." *J. Geo. Soc. London*, 153: 515-523.

Vassallo, R., M. Jolivet, J.-F. Ritz, R. Braucher, C. Larroque, C. Sue, M. Todbileg and D. Javkhlanbold (**2007**). "Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis." *Earth and Planetary Science Letters*, 259: doi: 10.1016/j.epsl.2007.04.047.

Vernikovsky, V. A. and A. E. Vernikovskaya (**2001**). "Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso–Neoproterozoic tectonic evolution and Rodinia breakup." *Precambrian Research*, 110: 127-141.

Vernikovsky, V. A., A. E. Vernikovskaya, A. B. Kotov, E. B. Sal'nikova and V. P. Kovach (**2003**). "Neoproterozoic accretionary and collisional events on the western margin of the Siberian craton: new geological and geochronological evidence from the Yenisey Ridge." *Tectonophysics*, 375(1-4): 147-168.

Volkova, N. I. and E. V. Sklyarov (**2007**). "High-pressure complexes of Central Asian Fold Belt: geologic setting, geochemistry, and geodynamic implications." *Russian Geology and Geophysics*, 48: 83-90.

Wang, F., X. H. Zhou, L. C. Zhang, J. F. Ying, Y. T. Zhang, F. Y. Wu and R. X. Zhu (**2006**). "Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia." *Earth and Planetary Science Letters*, 251: 179-198.

Watson, M. P., A. B. Hayward, D. N. Parkinson and Z. M. Zhang (**1987**). "Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China." *Marine and Petroleum Geology*, 4: 205-225.

Webb, L. E., S. A. Graham, C. L. Johnson, G. Badarch and M. S. Hendrix (**1999**). "Occurrence, age and implications of the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex, southern Mongolia." *Geology*, 27(2): 143.

White, R. W., R. Powell and T. J. B. Holland (**2001**). "Calculation of partial melting equlibria in the system Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O (NCKFMASH)." *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 139-153.

Wilson, J. T. (**1966**). "Did the Atlantic close and then re-open?" *Nature*, 211: 676-681.

Windley, B. (**1992**). "Precambrian Europe".In: *The European Geotraverse. A Continent Revealed*. Cambridge, *Cambridge University Press*: 139-152.

Windley, B. F. and M. B. Allen (**1993**). "Mongolia plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume beneath central Asia." *Geology*, 21: 295-298.

Windley, B. F., G. Badarch, W. D. Cunningham, A. Kröner, C. Buchan, O. Tomurtogoo and E. B. Salnikova (**2001**). "Subduction-Accretion History of the Central Asian Orogenic Belt: Constraints from Mongolia." *Gondwana Research*, 4(4): 825-826.

Worrall, D. M., V. Kruglyak, F. Kunst and V. Kusnetsov (**1996**). "Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field effects of the India-Asia collision." *Tectonics*, 15: 813-826.

Yakubchuk, A. (**2008**). "Re-deciphering the tectonic jigsaw puzzle of northern Eurasia." *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 82-101.

Yarmolyuk, V. V. and V. G. Ivanov (**2000**). "Late Mesozoic and Cenozoic Magmatism and Geodynamics of Western Transbaikalia." *Geotectonics*, 34(2): 121-140.

Yarmolyuk, V. V. and V. I. Kovalenko (**2001**). "The Mesozoic-Cenozoic of Mongolia".In: *Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia*. London: 203-244.

Yarmolyuk, V. V., V. I. Kovalenko, A. B. Kotov and E. B. Salnikova (**1997**). "The Angara-Vitim batolith: geodynamics of batolith formation in the Central Asian fold belt (in Russian)." *Geotektonika*, 5: 18-32.

Yarmolyuk, V. V., V. I. Kovalenko, V. P. Kovach, E. Y. Rytsk, I. K. Kozakov, A. B. Kotov and E. B. Sal'nikova (**2006**). "Early Stages of the Paleoasian Ocean Formation : Results of Geochronological, Isotopic, and Geochemical Investigations of Late Riphean and Vendian–Cambrian Complexes in the Central Asian Foldbelt." *Doklady Earth Sciences*, 411(8): 1184–1189.

Zhao, G., P. A. Cawood, S. A. Wilde and M. Sun (**2002**). "Review of global 2.1–1.8 Ga orogens : implications for a pre-Rodinia supercontinent." *Earth-Science Reviews*, 59: 125-162.

Zhao, G., M. Sun, S. A. Wilde and S. Li (**2004**). "A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup." *Earth-Science Reviews*, 67(1-2): 91-123.

Zheng, Y., S. Wang and Y. Wang (**1991**). "An enormous thrust nappe and extensional metamorphic core complex in Sino-Mongolian boundary area." *Science in China*, 34: 1145-1152.

Zhmodik, S. M., A. A. Postnikov, M. M. Buslov and A. G. Mironov (**2006**). "Geodynamics of the Sayan-Baikal-Muya accretion-collision belt in the Neoproterozoic-early Paleozoic and regularities of the formation and localization of precious-metal mineralization." *Russian Geology and Geophysics*, 47(1): 183-198.

Zonenshain, L. P., M. I. Kuzmin and L. M. Natapov (**1990**). "Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis." *American Geophysical Union, Geodynamics Series*, 21: 1-242.

Zonenshain, L. P. and L. A. Savostin (**1981**). "Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia." *Tectonophysics*, 76: 1-45.

Zorin, Y. A. (**1999**). "Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia." *Tectonophysics*, 306: 33-56.

Zorin, Y. A., V. G. Belichenko, E. K. Turutanov, V. M. Kozhevnikov, S. V. Ruzhentsev, A. B. Dergunov, I. B. Filippova, O. Tomurtogoo, N. Arvisbaatar, T. Bayasgalan, C. Biambaa and P. Khosbayar (**1993**). "The South Siberia-Central Mongolia transect." *Tectonophysics*, 225(4): 361-378.

Zorin, Y. A., V. V. Mordvinova, E. K. Turutanov, B. G. Belichenko, A. A. Artemyev, G. L. Kosarev and S. S. Gao (**2002**). "Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication." *Tectonophysics*, 359: 307-327.

Zorin, Y. A., E. K. Turutanov, V. V. Mordvinova, V. M. Kozhevnikov, T. B. Yanovskaya and A. V. Treussov (**2003**). "The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure." *Tectonophysics*, 371: 153-173.

ANNEXES

TECTONICS, VOL. 28, TC1005, doi:10.1029/2007TC002210, 2009

Palaeozoic orogeneses around the Siberian craton: Structure and evolution of the Patom belt and foredeep

T. de Boisgrollier[1], C. Petit[1], M. Fournier[1], P. Leturmy[2], J.-C. Ringenbach[3], V. A. San'kov[4], S. A. Anisimova[4], and S. N. Kovalenko[4]

Received 19 September 2007; revised 22 September 2008; accepted 7 November 2008; published 17 February 2009.

[1] This paper sheds light on the evolution of the Patom belt. This mountain range draws an arc along the southeastern edge of the Siberian craton. It is supposed to be of Caledonian age and to result from the accretion of microcontinents against the craton, but up to now, its detailed stratigraphic and tectonic history was unclear. A field study allows us to clarify it. The sedimentary record is marked by a slow evolution with stable periods of more than 250 Ma. The observed sedimentary succession confirms the existence of a passive margin setting in the late Riphean(900Ma),followedduringthe Vendian (650–600 Ma) by the obduction of the Baikal-Muya ophiolites belt and a foredeep inversion. After that, a Late Cambrian extension occurred, which is first described in this paper. The second collision stage occurred after 385 Ma, in the Late Devonian–Early Carboniferous. Sedimentary and tectonic data are interpreted in the light of the geodynamic evolution of Siberia, which is dominated by continental collages against the Siberian craton. Field data reveal a homogeneous direction of compression from the inner areas to the foreland. Whereas the inner range displays metamorphosed units deformed in the ductile domain, deformation is weaker in the foreland, which developed above the cratonic crust. We relate this high deformation gradient to the presence of the stiff craton which impeded strain propagation. The irregular shape of the craton as well as preexistent basement topography can explain the different tectonic styles observed along the belt.

Citation: de Boisgrollier, T., C. Petit, M. Fournier, P. Leturmy, J.-C. Ringenbach, V. A. San'kov, S. A. Anisimova, and S. N. Kovalenko (2009), Palaeozoic orogeneses around the Siberian craton: Structure and evolution of the Patom belt and foredeep, Tectonics, 28, TC1005, doi:10.1029/2007TC002210.

[1]Laboratoire de Tectonique, UMR7072, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, CNRS, Paris, France.
[2]Laboratoire de Tectonique, UMR7072, Université de Cergy-Pontoise, CNRS, Cergy-Pontoise, France.
[3]Total TG, ISS, STRU, CSTJF, Pau, France.
[4]Siberian Branch, Institute of the Earth Crust, Russian Academy of Science, Irkutsk, Russia.

Copyright 2009 by the American Geophysical Union.
0278-7407/09/2007TC002210$12.00

1. Introduction

[2] Pericratonic mountain ranges result from the accretion against Archaean cratons of exotic blocs or ''terranes'' of various origins. This is one of the processes responsible for continental growth. These cratonic collages are evidenced in many mountain ranges, as in North American Cordilleras [Coney et al., 1980; Monger, 1997; English and Johnston, 2005; Johnston and Borel, 2007] or SE Asian Pacific belt [Pubellier et al., 2003], by the imbrication of various units consisting of continental fragments, island arcs remnants, marginal basins, oceanic plateaus, ophiolitic belts or volcanic me´langes, depending on their various precollisional histories.

[3] Pericratonic orogens are specific for following reasons: first, the pericratonic setting is associated with the presence of a cold and strong lithosphere on the cratonic side of the orogen. The associated deformation is consequently very localized and short-lived because it cannot propagate within the cratonic lithosphere which behaves rigidly [e.g., Burov and Diament, 1995]. Second, repeated continental accretions imply successive jumps of the deforming zone toward the newly formed continent boundary. Such an evolution does not allow the formation of mature mountain ranges.

[4] The Patom range is located at southeastern edge of the Siberian craton (Figure 1a). It draws an arc of almost 1000 km long, from the northern end of the Baikal Lake in the southwest to the Stanovoy range in the northeast. Lake Baikal is a part of the Cenozoic Baikal Rift System, whose northern part crosses the Patom range in a succession of rhombohedral basins between the lake and the Stanovoy range. The morphology of the Patom range is well preserved in the topography, with a 1000 to 1500 m high inner domain defining the so-called ''Patom highland'' separated from the flat Siberian craton (~500 m) by a topographic step corresponding to the main frontal thrust.

[5] This fold and thrust belt is a segment of the Central Asian Orogenic Belt (Figure 1a) and was formed during the evolution and closure of the Palaeo-Asian ocean, in the Late Proterozoic–Palaeozoic time [Sengör et al., 1993; Buchan et al., 2002; Dobretsov et al., 2003; Kröner et al., 2005; Belichenko et al., 2006; Gordienko, 2006; Windley et al., 2007]. It is generally admitted that the Central Asian Orogenic Belt results from a long history of arc and microcontinent accretion, even if the evolutionary models are still discussed [Khain et al., 2003; Kröner et al., 2005; Helo et al., 2006]. In particular, many questions remain

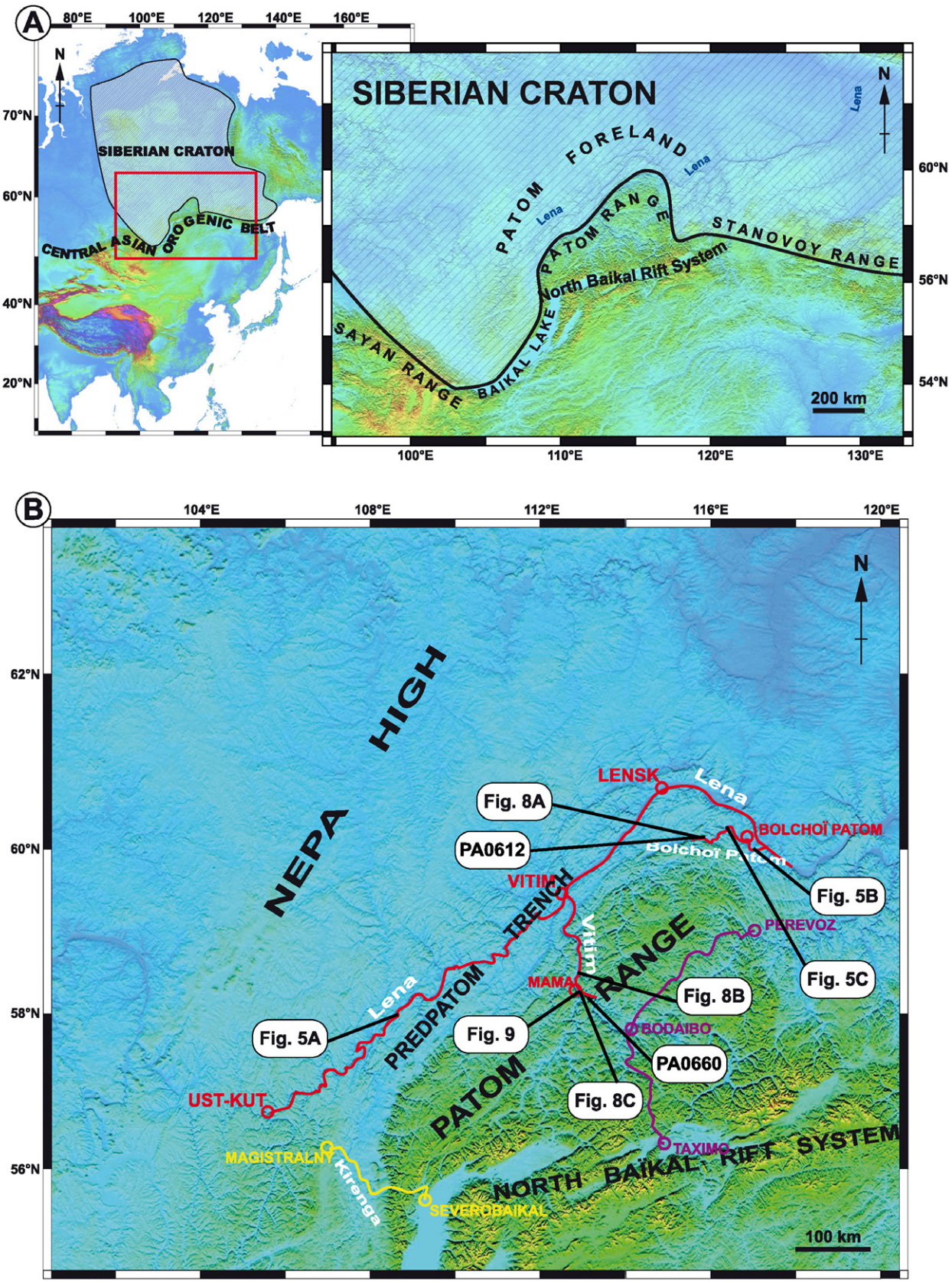


Figure 1. (a) Location of the Patom range, within the Central Asian Orogenic Belt and related to the Siberian craton (b) Topography of the studied area from Shuttle Radar Topography Mission digital elevation model (sample spacing of 3 arc sec), itineraries followed for the field survey (solid red, yellow, and purple lines), and location of the outcrops or samples presented in Figures 5, 8, and 9.

concerning the nature and contours of the terranes involved, the timing of deformations, and the geodynamics of the Patom range [Belichenko et al., 2006]. The sinuous geometry of this fold and thrust belt seems to be influenced by a preexisting curved shape of the Siberian craton's margin (commonly referred to as the ''Vitim embayment''), but the exact role of inherited structures is not well known. In this paper, we bring new constraints on structure and evolution of Patom fold and thrust belt from stratigraphic and tectonic data acquired during three field seasons in 2005, 2006 and 2007. A synthesized stratigraphy from Riphean (Neoproterozoic) to Jurassic is used to determine regional correlations and identification of major tectonical or geodynamical events. We then present results of a multiscale structural analysis, both considering the foreland basin and the inner range geometry and deformation. Finally, we propose a geodynamic interpretation of these observations in the context of a pericratonic mountain range.

2. Main Units of the Patom Fold and Thrust Belt

[6] The Patom fold and thrust belt is classically divided into two main domains (Figure 2). The foreland (outer) domain is made up of the Siberian craton and its margin, where the Neoproterozoic-Palaeozoic sedimentary cover is folded with large Ordovician-Devonian cored synclines, narrow anticlines and mainly northwestward verging thrusts. These structures, especially the folds, can extend over a length of 200 km. At the periphery, this fold and thrust system is unconformably overlain by Jurassic deposits sealing the deformation. There still remains a relative topographic high on the craton (the Nepa High), revealing a remnant basement morphology, and a trough (called ''Pred-Patom trench''), relic of the ancient Vendian-Palaeozoic foredeep overthrusted by the inner range (Figure 2).

[7] The second (inner) domain is separated from the first one by a thrust zone, evolving in the northeastern termination of the arc into a strike-slip fault zone. Topographically, it corresponds to the mountain range and it is composed of several imbricated units. Avolcanic and sedimentary me-lange, partly metamorphosed in greenschist to amphibolite facies [Condie and Rosen, 1994; Zhao et al., 2002] and considered as a remnant sliver of the so-called Palaeoproterozoic Akitkan orogenic belt [Zhao et al., 2002], marks the southwestern front. Outcrops of this unit are scarce, but it is the source of numerous rhyolitic pebbles drained by the tributaries of the Lena River. The northwestern front and the arc of Patom correspond to the Mama-Bodaibo Riphean foredeep (Figure 2). In this zone, Riphean sediments prevail, sometimes simply folded and thrusted, like in the northern part of the arc, and sometimes pervasively metamorphosed, like in the Mama region. Within these inverted basins, a discontinuous stripe of pre-Riphean basement is observed, following the general curved shape of the range. This unit is made up of granites and gneiss. It is in places overlain through a sharp unconformity by the Riphean series, and sometimes thrusts northwestward over the fold belt or the Akitkan unit. In the south and east, the inner range is characterized by metamorphic units and an ophiolitic-oceanic complex belt. Dobretsov et al. [2003] distinguish two different belts (Nurundukan and Baikal-Muya), but most authors gather them in the so-called Baikal-Muya ophiolitic belt [Konnikov, 1991; Konnikov et al., 1993; Belichenko et al., 1994, Figure 2]. In places, the Baikal-Muya belt is overlain by Vendian–Early Cambrian deposits, and in other places it is intruded by Proterozoic (620 Ma) [Dobretsov et al., 2003] then Palaeozoic granitic plutons. The latter form the so-called ''Angara-Vitim batholith.'' Delvaux et al. [1995] inferred an Ordovician to Devonian age for those granitoids, but isotope data give a younger age of 330 –290 Ma (Late Carboniferous –Early Permian) [Bukharov et al., 1992; Yarmolyuk and Kovalenko, 2003; Tsygankov et al., 2007]. East of the Baikal-Muya belt, the Archaean basement is also exposed in the Aldan shield region. Finally the inner range is crosscut by the Cenozoic North Baikal Rift System, which does not appear to follow any ancient discontinuities.

3. Sedimentary Record and Geodynamic Evolution of the Patom Region

3.1. Riphean: Opening of the Palaeo-Asian Ocean

[8] The basement of the Siberian craton is composed of Archaean to Palaeoproterozoic crystalline rocks [Ulmishek, 2001] and was assembled during the Palaeoproterozoic, between 1.95 and 1.85 Ga, by the collision of several crustal blocks [Rosen et al., 1994; Pisarevsky and Natapov, 2003]. Then, in the late Mesoproterozoic and early Neoproterozoic, the Siberian platform was part of the Rodinia supercontinent [Pavlov et al., 2000, 2002; Pisarevsky and Natapov, 2003] like most of the Earth's continental crust at this time [Hoffman, 1991].

[9] The history of the Patom range actually began in the Late Proterozoic, at the end of the Riphean time (1650–650 Ma) with the breakup of Rodinia and the opening of the Palaeo-Asian ocean [Gladkochub et al., 2007]. Remnants of this Riphean oceanic crust are found in the Baikal-Muya ophiolites belt [Konnikov, 1991; Dobretsov et al., 1992, 2003; Konnikov et al., 1993; Belichenko et al., 1994]. The oldestophiolitesaredatedat830–900Maand Dobretsovetal. [2003] proposed an age of 900–950 Ma for the initiation of continental rifting at this place. The rifting and the subsequent passive continental margin evolution are characterized on this southeastern part of the Siberian platform by the deposition of mainly terrigenous series with carbonate intercalations, unconformably overlying the crystalline basement. An outward (eastward to southeastward) gradualthickening of the Riphean deposits is described [Khomentovsky et al.,1972; Pisarevsky and Natapov, 2003] and is generally associated with a passive margin context.

[10] Early Riphean sediments are not well exposed in the Patom region. Metamorphosed conglomerates, sandstones and iron-bearing rocks of the Mama-Bodaibo region could correspond to the lower Riphean Teptogora group

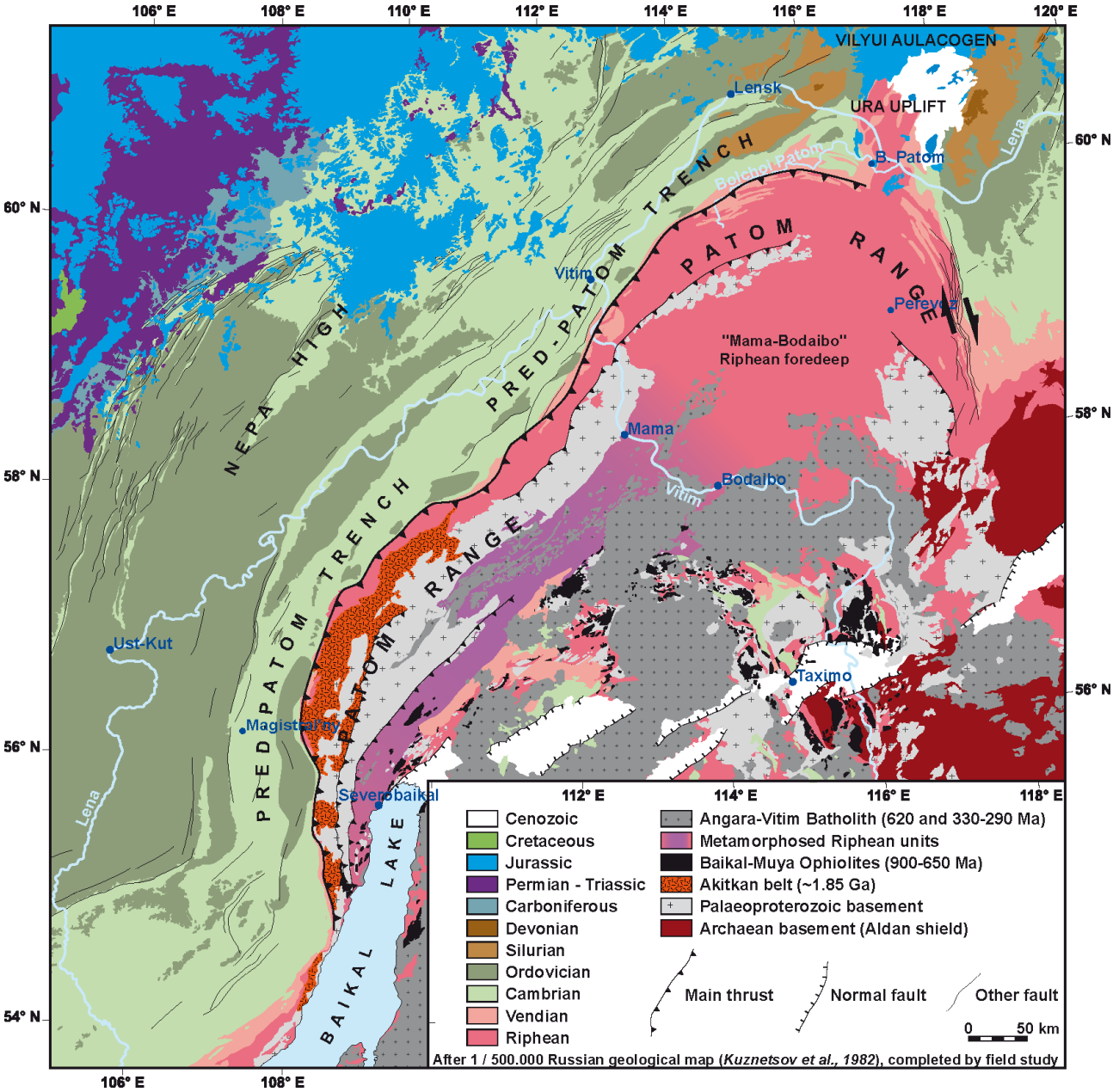


Figure 2. Sketch map of the Patom fold and thrust belt, after 1/500,000 Russian geological map [Kuznetsov et al., 1982] and field observations.

[e.g., Pisarevsky and Natapov, 2003]. A poorly exposed, uncertain middle Riphean carbonate-clastic formation (the Ballaganakh group) is generally described above it but we could not observe it. The oldest sedimentary formation that we could observe in Patom foreland and highland consists of tillite and diamectite deposits (Zhemkukan formation, Figure 3), with dark greywackes and mainly quartz and gneiss clasts of glacial origin. This succession presents a regional extension [Khomentovsky et al., 1985; Khomentovsky and Postnikov, 2001; Sintsov, 2005] but is not precisely dated. The most important glacial episode occurring at the end of the Riphean time to which we can confidently relate these deposits is the Sturtian global event (around 740 Ma) [Knoll et al., 1995; Khomentovsky, 2002; Godderis et al., 2003]. However, for Pokrovskii et al. [2006a, 2006b], the diamectites formation of the Patom foreland is rather linked to the Marinoan glacial event (665–635 Ma). Thus, this question remains open. Overlying the tillites, we observed successively in the foreland (Figure 3) (1) a tidal sandstones formation (Bar- akun formation) with hummocky cross stratifications and ripple marks, (2) some dark shales and oolitic sandstones (Valukhtin formation), (3) thin and regular silto-carbonates (Nikol formation), and (4) at the top of Riphean sequence massive limestones with numerous stromatolites and algae (Chencha formation) [Pelechaty, 1998]. Thus, during the end of the Riphean, the general tendency is a transition from littoral to shallow water environments indicating a marine transgression, which is in agreement with a slowly subsiding passive margin (Figure 4). In Patom highland, the corresponding sequence is thicker

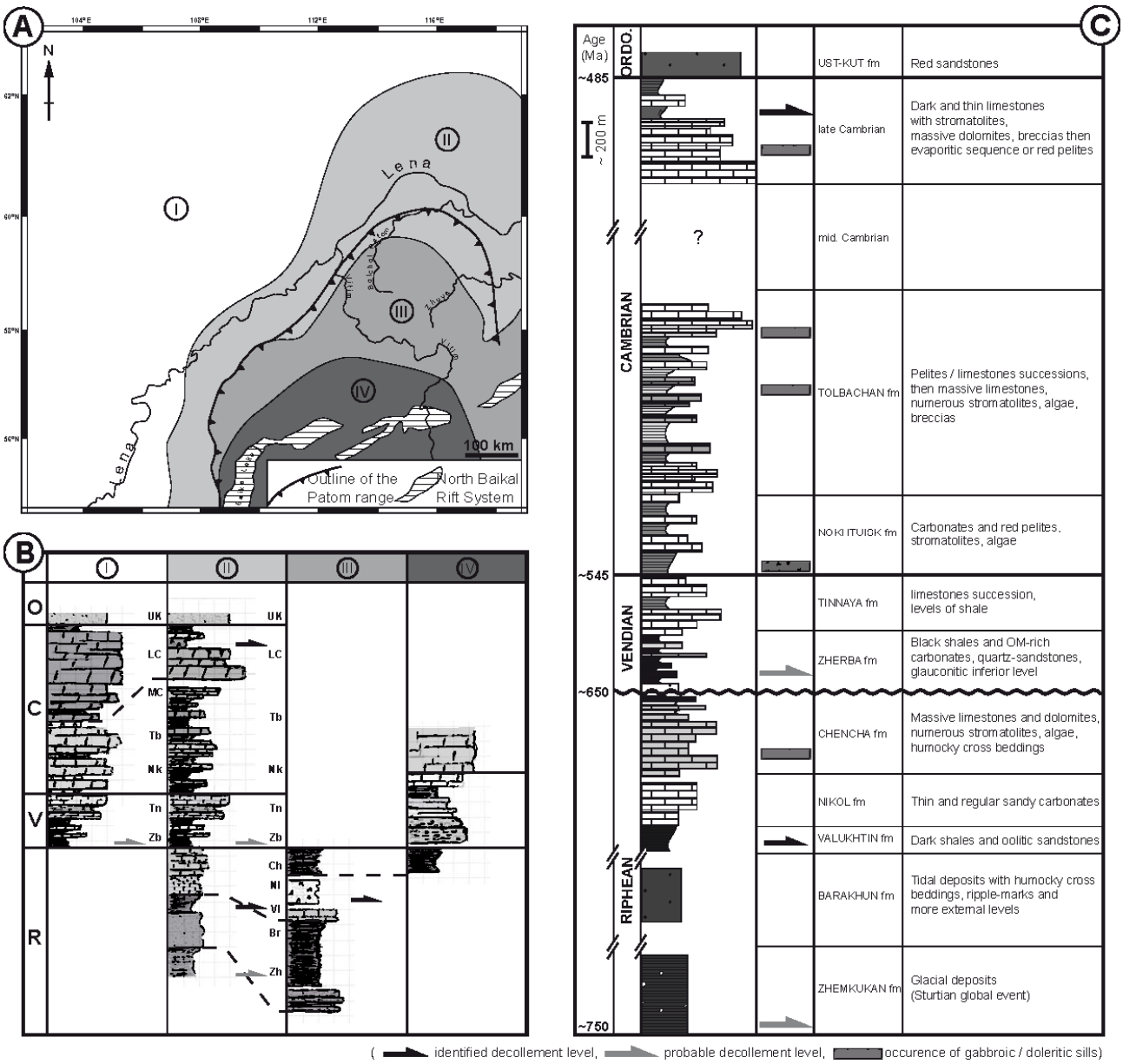


Figure 3. (a) Main identified sedimentary domains in the Patom range and foreland (domain I, Nepa High and external foreland; domain II, Pred-Patom trench and northern frontal zone; domain III, Mama-Bodaibo foredeep and western frontal zone; domain IV, suture zone). (b) Synthetic stratigraphic logs established and correlated for each sedimentary domain after field observations (Zh, Zhemkukan formation; Br, Barakun formation; Vl, Valukhtin formation; Nl, Nikol formation; Ch, Chencha formation; Zb, Zherba formation; Tn, Tinnaya formation; Nk, Nokhtuisk formation; Tb, Tolbachan formation; MC, Middle Cambrian; LC, Late Cambrian; Uk, Ust-Kut formation). (c) Synthetic stratigraphic log, compiled from field observations in the Patom foreland.

and mainly consists of black shales and flyschs, which plead for the existence of deep margin basin at this place (‘‘Mama-Bodaibo foredeep’’) [Melnikov et al., 1994].

3.2. Vendian to Devonian: Accretion of Micro-continents

[11] At the top of the Riphean sequence and during the Vendian, sedimentation becomes dominantly clastic and reflects the beginning of a regression that can be associated with the development of an active margin. This is corroborated by the age of the youngest ophiolites in the Baikal-Muya belt, which indicate that they were obducted not earlier than 650 Ma, i.e., at the Riphean-Vendian boundary [Delvaux et al., 1995; Dobretsov et al., 2003] (Figure 4). In the case of the Patom area, the terrane colliding with the Siberian platform is the Barguzin microcontinent to the southeast [Belichenko et al., 2006; Gordienko, 2006; Makrygina et al., 2007]. Its northern border corresponds
to the Baikal-Muya ophiolites belt and follows the arc of the Patom range. Other terranes could have been accreted before that time, like the Akitkan belt in the western part of the range.

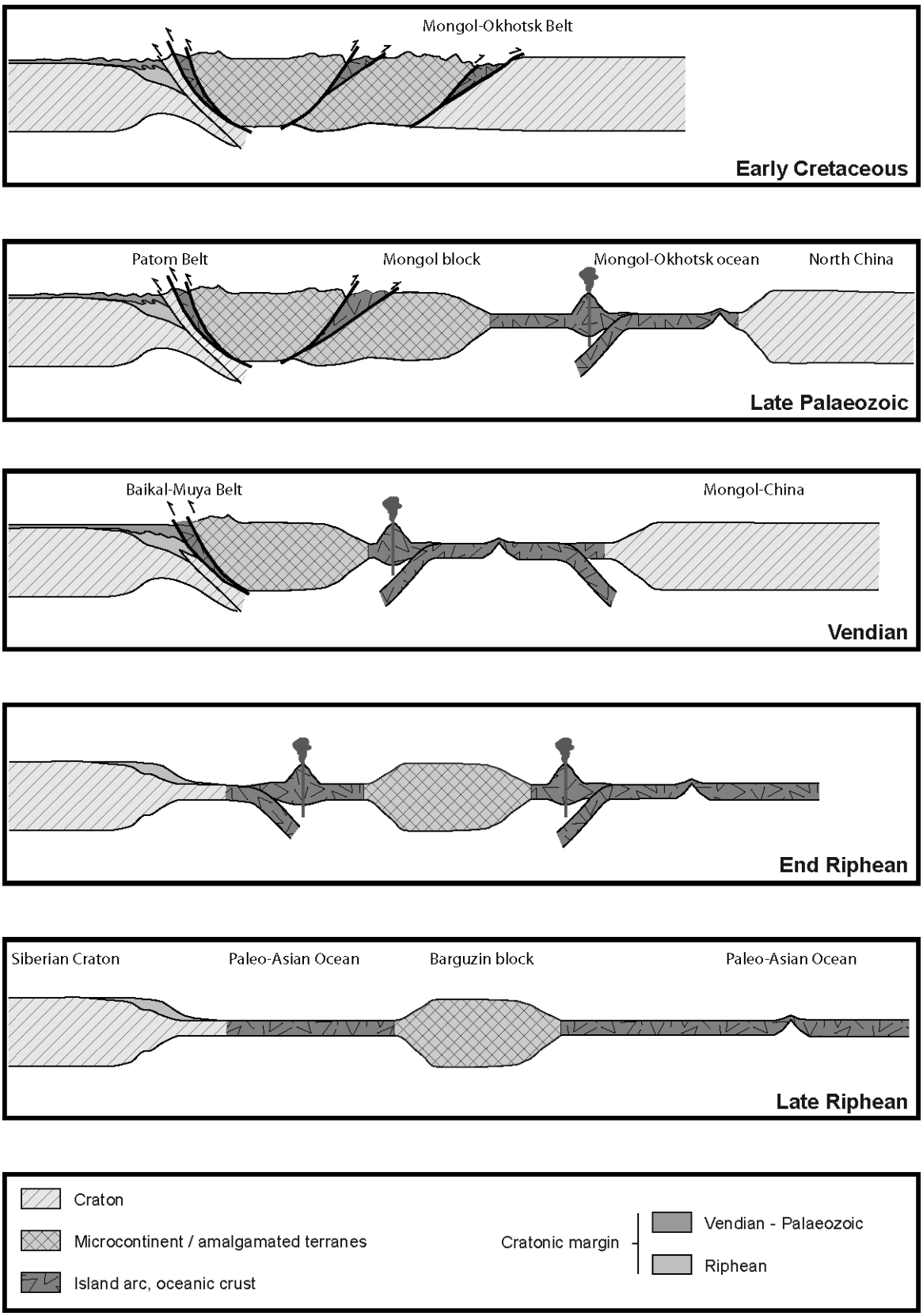


Figure 4. Geodynamic evolution of the extended Patom area [after Gordienko, 2006].

[12] Along the Siberian margin, the Vendian is characterized by the deposition of a thick sedimentary sequence, initially clastic and terrigenous (Zherba Formation) (Figure 3), then mainly carbonated (Tinnaya Formation), in conformity with Riphean deposits. In the Patom highland, post-Riphean sediments are absent or consist of a thick succession of Vendian-Cambrian molasses unconformably overlying Riphean sediments

[Delvaux et al., 1995], which testifies of a first collision stage and the formation of an associated relief. These molasse deposits are now dipping almost vertically and display a crude bedding-parallel schistosity which is not observed in the overlying Cambrian limestones. Deformation of the vendian molasses might thus result from this early collision stage.

[13] After the first continental accretion stage, the relative convergence between the Siberian platform and the Barguzin microcontinent stopped and deformation migrated southward [Delvaux et al., 1995]. In the early middle Palaeozoic, island arcs and back-arc basins were amalgamated to the initial collage south of the Patom belt [Delvaux et al., 1995], without any recorded deformations in the Patom belt. During the Palaeozoic, carbonate deposits cover the whole outer domain and part of the suture zone (Figure 2). They become more and more massive and display more and more proximal facies (late Vendian and Cambrian). Eventually, continental-detritic beds were deposited during the Early Ordovician. Post – Early Ordovician sediments are rare in the Patom area. Silurian and sometimes Devonian deposits exist but only within a few large synclines north of the Patom foreland. Thus, the sedimentation was nearly continuous over a long period extending from late Vendian to Ordovician, i.e., during almost 200 Ma. The corresponding first-order sequence is regressive with progressive filling of the foredeep. During this time, the foreland deposits do not record any significant angular unconformity and are devoid of syntectonic sediments like flyschs or molasses. Thus, the early docking of the Barguzin microcontinent in Vendian [Berzin and Dobretsov, 1994; Delvaux et al., 1995] as the amalgamation of island arcs in Early Palaeozoic times are only recorded in the inner domain and did not induce significant deformation in the Patom foreland. Consequently, these initial collages cannot explain the formation of the external Patom fold and thrust belt, which must result from renewed movements and later accretions.

3.3. Late Palaeozoic: Collision and Closure of the Palaeo-Asian Ocean

[14] Then once again the subduction zone and orogenic activity migrated southward and southeastward while the Palaeo-Mongol-Okhotsk ocean, initiated within the Mongol-China plate, was opening. The Palaeo-Asian ocean was closed in the Carboniferous by collision of the Kazakhstan, Altai and Mongol blocks in a second accretion stage, which reactivated the northward movement of the Barguzin block and induced folding and thrusting over the Siberian margin.

In addition, sedimentation stopped at this time on the craton as well as on the margin or in the foredeep around [Ulmishek, 2001] (Figure 4). However, this episode was not precisely dated up to now, because there are no sediments younger than Late Silurian–Early Devonian in the Patom region. Riphean to Ordovician sediments are intruded in the Bolchoi-Patom region by gabbroic to doleritic sills which are folded with the strata. We have dated these intrusives using the Ar-Ar method and the youngest age found is 385 ± 3.49 Ma, i.e., Late Devonian. The deformed Late Proterozoic and Palaeozoic sedimentary cover of the Patom foreland was then overlain by Jurassic deposits, with a major angular unconformity which is observed in the north of the Patom foreland and along a few remnant buttes within the fold belt. Finally, the Palaeo-Mongol-Okhotsk ocean closed in the Upper Juras-sic [Delvaux et al., 1995; Gordienko, 2006], without any apparent consequences on the Patom system.

4. Structural Analysis

4.1. Patom Foreland

4.1.1. Outcrop-Scale Observations

[15] Folding in the foreland basin displays narrow, squeezed anticlines cored by Late Cambrian limestones and dolomites alternating with wide, flat synclines (Figure 5a). Synclines are underlined in the topography by the Early Ordovician formation of red continental sandstones, and have sometimes a Siluro-Devonian core. These folds are associated with a low amount of shortening: we did not observe in the field neither imbrication nor duplexes, and the estimated individual fault throws are lower than a hundred meters. The deformation is more important in the northern part of the Patom foreland, where folding is irregular, tighter, often asymmetrical and mainly thrust related (Figure 5b).

[16] Field measurements and geological mapping allowed us to determine the direction of folds axes which progressively changes following the shape of the belt from N20°E in the west to N150°E in the northeast. The direction of shortening is thus oriented NW-SE in most of the Patom system and becomes N-Sin the north and NE-SW in the NE of the range (Figure 2). In contrast with this homogeneous curvature of fold axes, we observed in the northernmost part of the fold belt a basement uplift (the Ura Uplift) where Proterozoic sediments are folded along a N20°E trending axis, i.e., almost perpendicular to the general fold system (N110°E). Field observations indicate that the N20°E folds reworked the N110E folds and are responsible for the tilting of N110°E fold axes (Figure 5b). The N20°E folding therefore postdated the main folding of the belt, but we do not have absolute constraints on its age.

[17] Besides folds and thrusts, the Patom foreland displays extensional structures of metric to decametric scales. Along the Bolchoi-Patom River, we observed a succession of tilted blocks delimited by synsedimentary normal faults in Late Cambrian formations (Figure 5c). The depositional sequence attests of an emergence episode coeval with fault activity: dark limestones with stromatolites are overlain by fault breccia, evaporites with anhydrite (mainly) and gypsum, and capped at the top by dolomites and Cambrian– Early Ordovician continental red sandstones. Normal faults are oriented _E-W. These observations evidence a regional extensional event that occurred at the end of Cambrian times. The associated structures were subsequently affected by newly formed thrusts during the main compression stage (Figure 5c).

[18] Strike slip tectonics is described in the northeastern termination of the arc [Sintsov,2003],where the main frontal thrust seems to evolve into a right-lateral fault

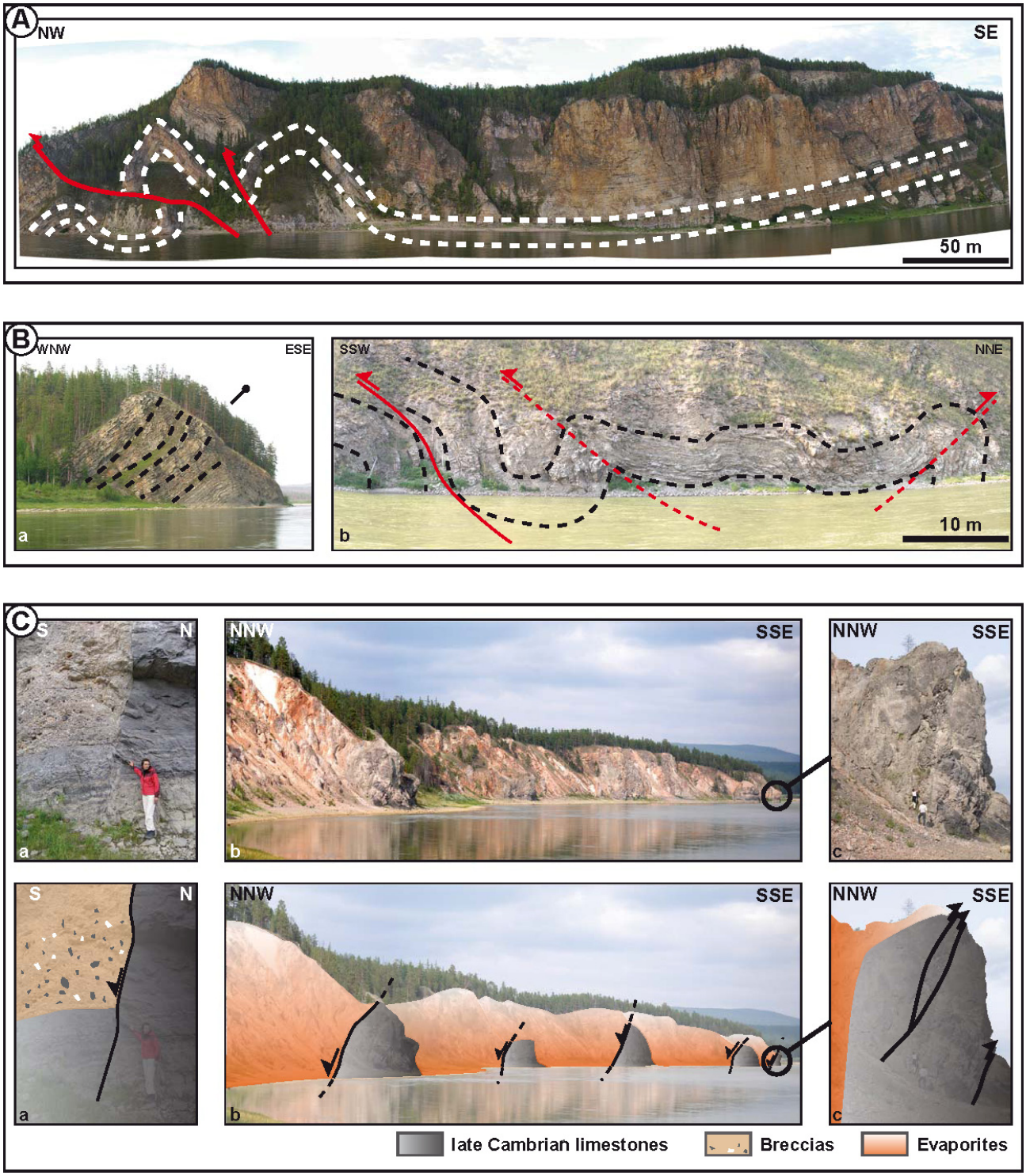


Figure 5. (a) Typical anticlinal folds and thrusts of the foreland basin (Late Cambrian carbonates, Lena River, see location on Figure 1b). (b) Two stages of deformation in late Riphean sandstones (Barakun formation, Bolchoi-Patom River, see location on Figure 1b). Folds and thrusts consistent with the arcuate belt (Figure 5b, front view of the outcrop), tilted by the N20°E folding (Figure 5a, lateral view). (c) Normal faults and associated tilted blocks (Figures 5a and 5b), shortcut by the main compression stage (Figure 5c), Bolchoi-Patom River (see location on Figure 1b).

zone. Delvaux et al. [1995] also inferred the existence of Early Palaeozoic strike-slip (left-lateral) tectonics along Lake Baikal at the southwesternmost tip of the Patom range from microtectonic data. However, in the other regions of Patom, as far as we could observe, there is no evidence of deformations or macrostructures related to strike-slip tec- tonics, in particular at the vicinity of the southwestern front. If such tectonics is actually present, it should have a very limited effect on the foreland structure.

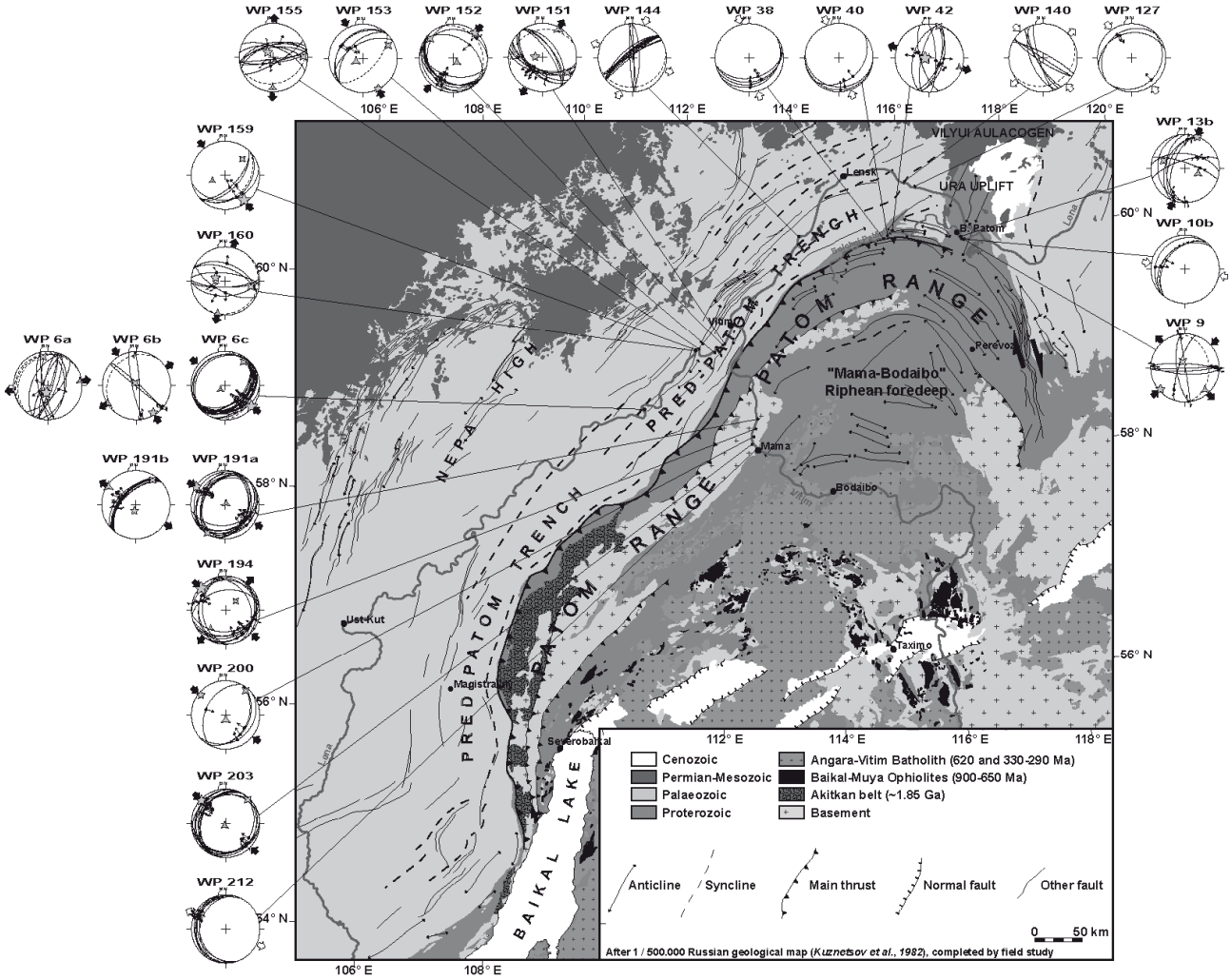


Figure 6. Fold axis, strata, schistosity and faults slip measurements, and computed palaeostress directions in the Patom fold and thrust belt: outcrop position and fault slickenside sets. Stereoplots are Schmidt projections, lower hemisphere (N, geographic north; M, magnetic north). Fault planes are shown as thin lines, and slickenside lineations (striae) are small dots with single (reverse or normal slip) or double (strike slip) thin arrows. Three-, four-, and five-branch stars are computed axes s3, s2, and s1, respectively. Large arrows are directions of horizontal extension and compression (black is calculated, and white is inferred).

4.1.2. Microtectonic Data

[19] Fault slip measurements allowed us to characterize the orientation of the principal stress axes associated with the observed mesoscale structures (Figures 6 and 7) using the computer-based Inversion Directe (INVDIR) method of Angelier [1984, 1990]. Table 1 presents the orientation (trend and plunge) of the three principal stress axes σ_1, σ_2 and σ_3 (with $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$,) and the Φ ratio ($\Phi=(\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, such as $1 \geq \Phi \geq 0$). The basic assumptions of the stress tensor inversion method are as follow [Lacombe et al., 2006]: (1) the bulk rock is physically homogeneous and isotropic, (2) the rock behaves as a rheologically linear material, (3) displacements on the fault planes are small with respect to their lengths, (4) a tectonic event is characterized by a single homogeneous stress tensor, (5) the slip responsible for the striation occurs in the direction and the sense of the maximum resolved shear stress on each fault plan, and (6) the slips on the fault planes are independent of each other. The measurements have been carried out in sedimentary series of Palaeoproterozoic to Silurian age and in granitic and gneissic rocks. If necessary, i.e., when fault slip data sets were too complex to be interpreted with a single stress tensor because of a mechanical incompatibility between fault slips and readily resulted from superimposed tectonic events, homogeneous fault subsets were separated and labeled with A or B suffix. Sorting was done in two ways: (1) at sites where all fault planes are of the same type (e.g., normal faults), they were sorted according to strike (e.g., site X and Y); and (2) at sites where two different types of fractures are observed (e.g., normal and strike-slip faults), the two subsets were distinguished. However, probably because of the alteration, the amount of fault planes displaying a well-developed striation is low. We considered both the striated fault planes and the simple joints. When the fault sets were evidently tilted because of postfracturing folding, as visible when the stress axes lay within the bedding plane, back tilting was performed in order to retrieve their original position.

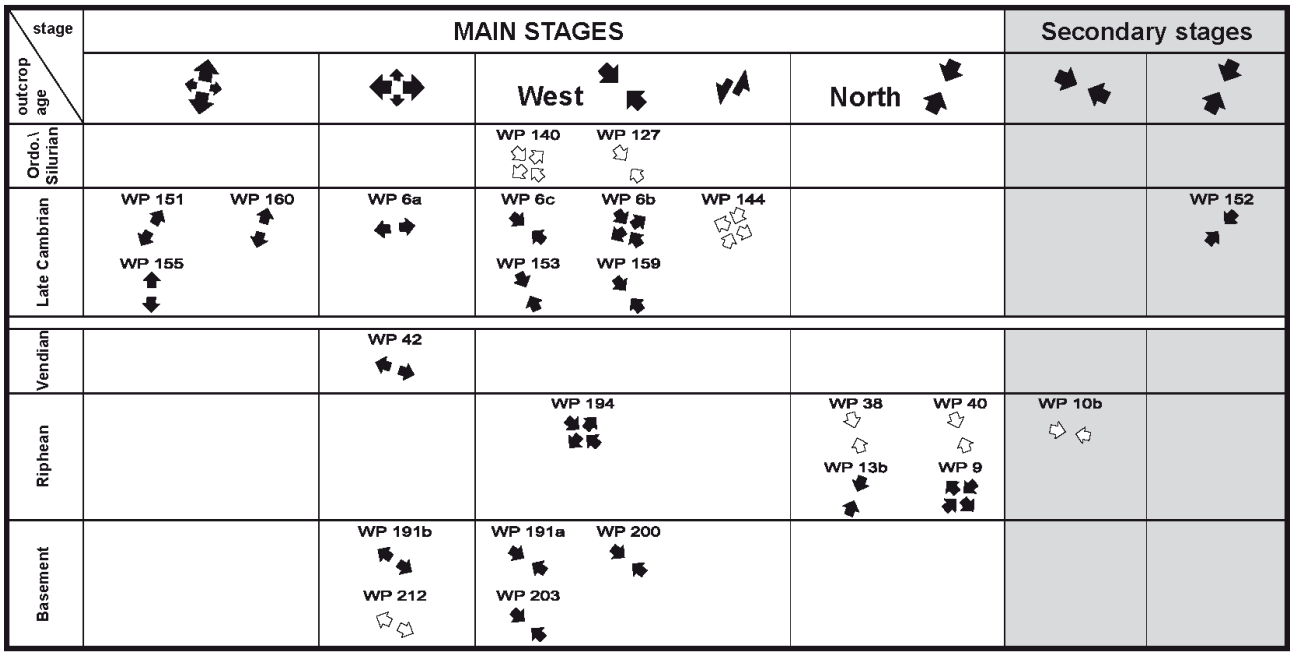


Figure 7. Computed horizontal palaeostress directions in the Patom fold and thrust belt showing stress regimes and corresponding outcrop ages. Large arrows are directions of horizontal extension and compression (black is calculated, and white is inferred).

[20] Conjugate reverse faults are observed in Riphean, Cambrian and Ordovician sediments, and indicate a NW-SE direction of compression in most of the Patom foreland, turning to N-Sor NNE-SSW in its northern and easternmost parts (Figures 6 and 7). In this case, the direction of compression (s1) is parallel to the direction of shortening indicated by the fold axes (see section x), suggesting that folding and reverse faulting are coeval and pertain to the same tectonic episode. As suggested by the macrostructures, this episode does not seem to overprint a previous compressional (collisional) event. Indeed, most of the reverse faults display only one visible generation of striae. Normal faulting displays a more complicated pattern with alternating _N-S and _E-W directions of extension. Synsedimentary normal faults observed in Upper Cambrian sediments of the Bolchoi-Patom river are characterized by an _N-Sdirection of extension (s3), a direction also observed in the foreland, in the Upper Cambrian deposits very close to the Vitim mouth (site WP 151). An E-Wdirection of extension is observed 150 km south of the Vitim mouth (site WP 6a) and in basement units _150 to 200 km upstream the Vitim river (sites WP 191b and WP 212). We do not have constraints on the relative chronology of both directions of extension. Finally, as for the macrostructures, fault slip measurements do not evidence strike-slip tectonics.

4.2. Northern Front and the Inner Domain

[21] The transition from the foreland basin to the inner range corresponds to a smooth positive topography gradient in the northern part of the Patom range. The style of deformation is homogeneous, with numerous narrow, tight and curved folds. The presence in the prolongation of the Riphean Vilyui aulacogen (Figure 2) of the Mama-Bodaibo Riphean-Vendian foredeep, inverted by the first collage stage (Vendian) [Khomentovsky and Postnikov, 2001], can explain that characteristic. Indeed, the indented shape of the Siberian platform and the basement morphology inherited from early Riphean rifting probably allowed the formation of a wider margin with thicker deposits in this place. Consequently, during continental collision shortening can be accommodated on a large length and strain gradients are low. This foredeep progressively thins on each side of the North Patom arc, reducing to a narrow stripe in the Vitim river area.

[22] Right in front of the main thrust, sediments show evidence for ductile deformation. Figure 8a (Bolchoi-Patom river, northern area) shows late Riphean carbonates of the Nikol formation with boudinage, ductile shearing, ductile folds and schistosity. A similar example was observed in sandstones and quartzites of the Barakun formation (Vitim river, northwestern area). The corresponding direction of compression trends N-S in North Patom and SE-NW in NW Patom. Ductile folds are often asymmetric and indicate a frontward direction of transport.

[23] In the inner parts of the range, the deformation is more intense. Along the Vitim River, the basement consists of granites and gneisses. Gneiss units display a low-dipping metamorphic foliation bearing a very homogeneous NW-SE stretching lineation (Figure 8b). A top-to-the-northwest sense of shear is generally observed in shear bands. Both granites and gneisses are also affected by brittle faulting, indicating a direction of compression similar to these observed in the foreland domain.

Table 1. Trend and plunge of Principal Stress Axes Computed From Fault Slip Data

Site	Latitude N (°)	Longitude E (°)	Age of rocks	n	σ1	σ2	σ3	Φ	RUP	α	Q
WP 6a	58°42'16.414"	110°53'45.778"	Late Cambrian	4	190 / 73	351 / 16	082 / 05	0.25	62	1	C
WP 6b	58°42'16.414"	110°53'45.778"	Late Cambrian	4	148 / 07	332 / 83	238 / 01	0.48	34	5	B
WP 6c	58°42'16.414"	110°53'45.778"	Late Cambrian	11	128 / 04	037 / 14	232 / 75	0.22	28	7	A
WP 9	60°00'43.794"	117°08'47.097"	Late Riphean	7	227 / 06	339 / 74	136 / 15	0.52	21	11	B
WP 10b	60°00'08.116"	117°07'26.320"	Late Riphean	3	striated fault planes indicating WNW-ESE compression						
WP 13b*	60°00'42.036"	116°58'21.617"	Late Riphean	8	021 / 01	290 / 34	112 / 56	0.44	62	35	C
WP 38	60°08'53.537"	115°35'49.860"	Late Riphean	4	striated fault planes indicating NNW-SSE compression						
WP 40	60°09'31.605"	115°39'16.128"	Late Riphean	3	striated fault planes indicating NNW-SSE compression						
WP 42*	60°09'23.942"	115°40'44.678"	Vendian	7	268 / 80	017 / 03	107 / 10	0.13	34	4	B
WP 127	60°19'26.624"	116°58'03.078"	Ordovician\Silurian	3	striated fault planes indicating NW-SE compression						
WP 140	60°43'13.625"	115°38'08.589"	Ordovician\Silurian	7	joints indicating NW-SE compression / NE-SW extension						
WP 144	60°20'40.123"	114°18'36.595"	Late Cambrian	16	joints indicating NNE-SSW compression / ESE-WNW extension						
WP 151	59°17'41.815"	112°27'42.643"	Late Cambrian	10	276 / 72	121 / 16	029 / 07	0.55	30	11	A
WP 152	59°16'14.666"	112°24'56.887"	Late Cambrian	11	040 / 02	310 / 12	140 / 78	0.44	26	6	A
WP 153	59°10'31.824"	112°04'13.976"	Late Cambrian	4	153 / 01	063 / 18	247 / 72	0.61	18	3	B
WP 155	59°12'16.263"	111°57'43.742"	Late Cambrian	5	315 / 71	088 / 13	181 / 13	0.37	39	12	A
WP 159	59°12'44.635"	111°57'36.573"	Late Cambrian	4	323 / 01	233 / 03	065 / 87	0.51	17	5	B
WP 160	59°13'34.980"	111°57'36.271"	Late Cambrian	6	292 / 70	101 / 20	192 / 04	0.48	29	9	A
WP 191a	58°31'36.776"	112°54'54.003"	Palaeoproterozoic	18	302 / 01	212 / 03	053 / 86	0.22	29	8	A
WP 191b	58°31'36.776"	112°54'54.003"	Palaeoproterozoic	10	193 / 75	034 / 14	303 / 05	0.73	18	10	B
WP 194	58°28'16.591"	112°51'33.640"	Late Riphean	14	312 / 04	048 / 57	220 / 32	0.18	53	14	B
WP 200	58°23'32.306"	112°49'33.724"	Palaeoproterozoic	4	309 / 08	040 / 09	178 / 78	0.78	14	5	C
WP 203	58°20'07.851"	112°50'51.233"	Palaeoproterozoic	16	313 / 02	043 / 06	201 / 84	0.08	48	13	A
WP 212	58°18'10.915"	112°56'25.739"	Palaeoproterozoic	7	striated fault planes indicating ESE-WNW extension						

From left to right: name of the site shown in Fig. 6 (* calculation made after backtilting); coordinates (latitude and longitude, in degrees); number of fault-slip data used for calculation; σ1, σ2, σ3: maximum, intermediate, and minimum principal stress axes (trend / plunge in degrees); $\Phi = (\sigma 2 - \sigma 3)/(\sigma 1 - \sigma 3)$, ratio of stress differences with $0 \leq \Phi \leq 1$; α: average angle (in degrees) between observed and computed striae, acceptable results for $\alpha < 30°$; RUP: misfit criterion of the INVDIR method (Angelier, 1990), acceptable results for RUP<75%; Q: quality estimator for fault-slip subset and calculated stress tensor (A: good, B: fair, C: poor).

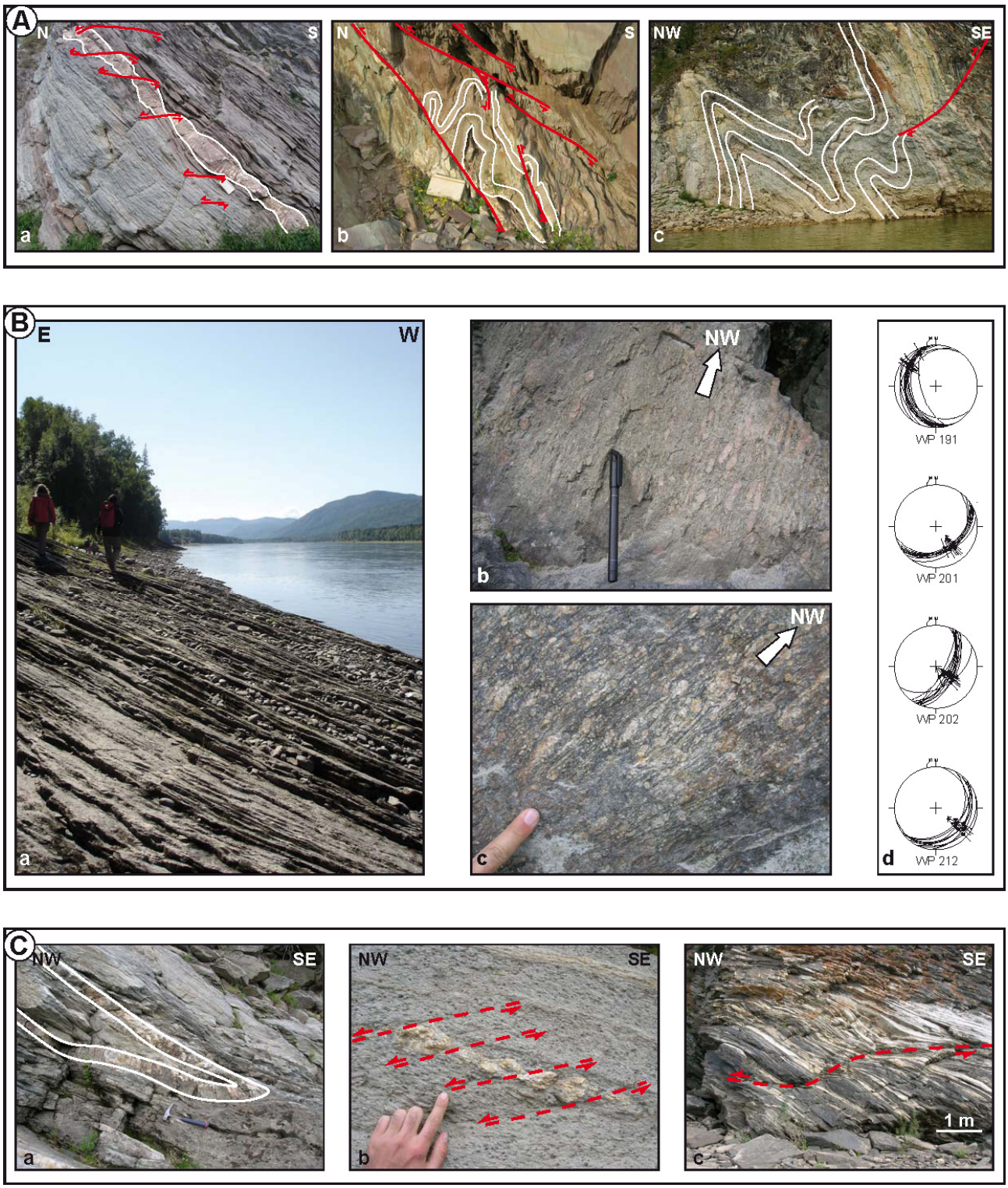


Figure 8. (a) Ductile deformation of late Riphean carbonates (Nikol formation, Bolchoi-Patom River, see location on Figure 1b) showing (left) boudinage and shearing, (middle) ductile folds, and (right) similar folds. (b) (left) Example of metamorphic foliation and (middle and right) lineations in the gneiss of the basement units (Vitim River, see location on Figure 1b). (c) Ductile deformation in the metamorphic units (Vitim River, see location on Figure 1b) showing (left) strong isoclinal folding of a quartz vein, (middle) boudinage and shearing of quartz vein, and (right) shear band.

[24] Metapelite units are observed along the Vitim River, between Mama and Vitimsky. From the literature, it is possible that these metamorphosed sediments correspond to lower Riphean clastic rocks of the Teptogora group [Sharov et al., 1991; Pisarevsky and Natapov, 2003]. These rocks display a metamorphic foliation trending N20°Eto 70°NE and gently dipping toward the southeast. Deformed markers attest of an important shortening, like

for instance the isoclinal folding of quartz veins (Figure 8c).The metamorphic lineation displays a

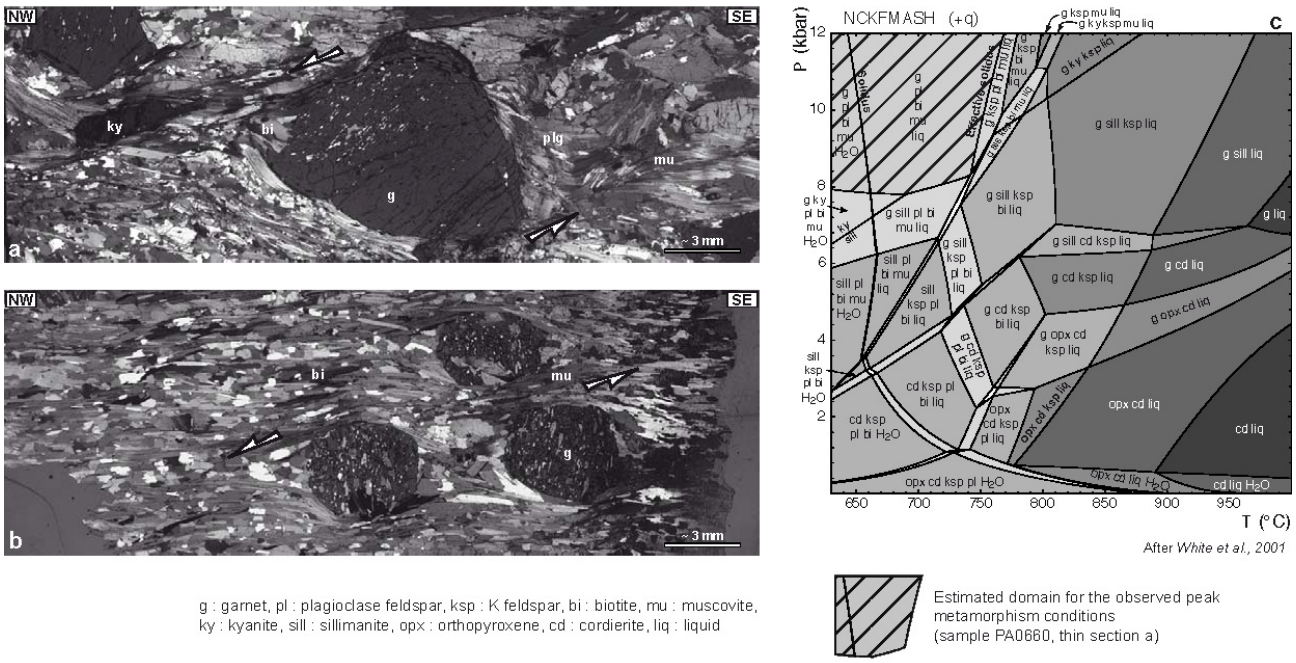


Figure 9. (a, b) Thin sections of metamorphic rocks samples and main observed mineral phases. (c) Pressure-temperature pseudosection for an average pelite composition in the NCKFMASH system [after White et al., 2001] and estimated peak metamorphism conditions for the metamorphic belt of Patom.

very homogeneous NW-SE trend. Shear bands of centimetric to decametric size, asymmetric boudinage, pressure shadows around garnets, or ductile folds, consistently indicate a top-to-the-northwest sense of shear (Figure 8c). This deformation is similar to that observed in the gneiss units. Thin sections carried out on collected samples following the lineation axis (XZ plane of finite strain) (Figure 9) show microstructures which confirm the macroscopic observations: southeastward dipping foliation and top-to-the-northwest shearing (Figures 9a and 9b). On the other hand, observed parageneses indicate conditions corresponding to the amphibolite facies. Thin section in Figure 9a (sample PA0660) shows assemblage of garnet, kyanite, biotite, muscovite and plagioclase phases which is typical of the observed peak metamorphism conditions in this metamorphic belt. Such a paragenesis and the absence of melting (e.g., migmatites) allows us to estimate the peak conditions (Figure 9c), according to the average pelite composition and equilibria in the NCKFMASH system proposed by White et al. [2001]. Refined estimation using microprobe analysis on sample PA0660 (Table S1 in the auxiliary material) and equilibrium computation using the THERMOCALC software [Holl and Powell, 1998] gave a maximum pressure-temperature estimate of 10 kbar and 700°C.[1]

[25] In every units of the Patom range, deformations follow a very consistent scheme with a W to N vergency, following the curved shape of the range. This result seems to indicate a single-phased structuration of the fold and thrust belt which is consistent with the relatively simple and slow evolution of the sedimentary context. However, in spite of the structural consistence between foreland and inner units, the relatively high metamorphic grade described above makes unclear the internal-external tectonic relationships. Indeed, the assumed peak conditions reached in the metamorphic belt strongly contrast with the weak amounts of strain accommodated in the foreland. Moreover, the gradient observed across the frontal thrust, as the morphology, is smooth in the northern part of the range, and high at the western front. The initial indented shape of the Siberian craton's margin (inherited from Riphean rifting), its rigidity and a probably very narrow and steep margin west of the Patom arc may explain this contrast.

4.3. Regional-Scale Cross Sections

[26] The available geological information (1/500.000 geological map) [Kuznetsov et al., 1982] and field observations (strata dips, faults) are synthesized in three cross sections of regional scale representing the north, center, and the south of the range (Figure 10). The first-order basement topography is deduced from isobaths maps (not publishable), interpreted after gravimetry and magnetic data. But except for a few boreholes, no other data (seismic or geophysical) are available concerning the overlying cover. Consequently, the level of detail presented here is limited. The balancing rules have been respected for these sections. On the basis of the fold wavelength and on the assumed thickness of the sedimentary sequence, we propose that the basal decollement level lies in the diamectites of the

[1]Auxiliary materials are available in the HTML. doi:10.1029/2007TC002210.

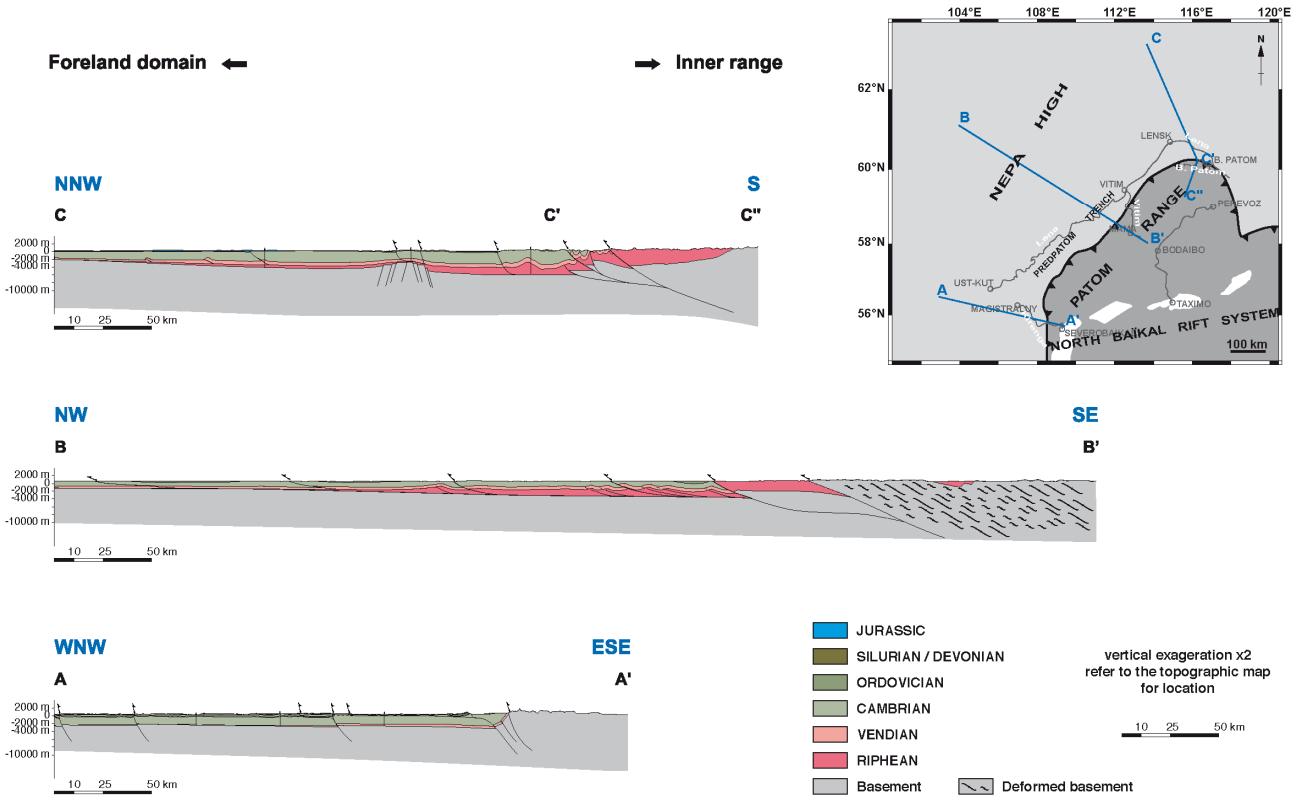


Figure 10. Proposed cross sections of the Patom foreland, after Russian geological map [Kuznetsov et al., 1982] and field observations.

Zhemkukan formation, i.e., at the base of the upper Riphean.

[27] The southern section (A-A0) presents a rather thick skin tectonic style. Most of the deformation in the foreland is boxed by basement faults crosscutting the cover and corresponding to structural steps. The sedimentary cover in the foreland domain is almost undeformed, except the Late Cambrian–Ordovician series which are sometimes folded and thrusted on thin Late Cambrian decollement (see Figure 3). The transition with the inner range is marked by an abrupt topographic step and by a large strain gradient: deformation in the inner range is very intense, and the basement is directly thrusting over the foreland on a single main thrust. Conversely, in the Vitim (section B-B0) and north (section C-C0-C00) of Patom areas, the tectonic style is dominantly thin skin. The main faults of the foreland sole into deep decollements (Riphean levels in the trench and infra-Cambrian above the Nepa High). Compared to the south, the sedimentary cover is more deformed (especially in the northern arc), and there is no single basement/ foreland main thrust. The ''fold and thrust belt'' consists in a succession of narrow anticlines alternating with large and almost flat synclines. Anticlines lie above a thin and shallow decollement level and are generally associated with east or southeast vergent thrusts (Figure 5a). Finally, the topographic transition between the basin and the high range is not as abrupt as in the south, and the mean topographic slope of the foreland basin is close to zero, sometimes even negative.

[28] The three sections evidence a progressive thickening of the sedimentary cover from the Nepa High to the Pred-Patom trench. The older are the deposits, the more the thickening is obvious. This wedge geometry corresponds to that of a passive margin during the Riphean and subsequently to the foredeep basin developed during the Vendian-Palaeozoic collision stage. As a consequence of the southeastward thickening of the sedimentary cover, folds have a larger wavelength in the Pred-Patom trench than in the Nepa High. Thickness variations are also observed laterally, along the strike of the Patom range (up to 7000 m of sediments in the north, no more than 3500 m in the south). The Proterozoic sequence, which is very thick in the north, becomes progressively thinner toward the south and disappears along the southern section.

[29] The thrust faults are mainly front verging, and some of them have a large dip angle and probably correspond to reactivated ancient normal faults inherited from Riphean rifting. The three sections advocate for a low amount of shortening, mainly accommodated at the frontal zone, i.e., along one single or several thrusts which are associated with topographic gradients or steps. Thus, there is no typical foreland wedge associated to the Patom range.

[30] In addition to these sections, we propose a simplified N-S interpretation transect of the inner parts of the Patom range. This section is unbalanced, not constrained by geophysical data but summarizes field structural observations on the scale of the whole range. Figure 11 shows from south to north (see section 2 for description of the units): the Muya basin (part of the active North Baikal Rift System); the ophiolitic units thrusting the Riphean

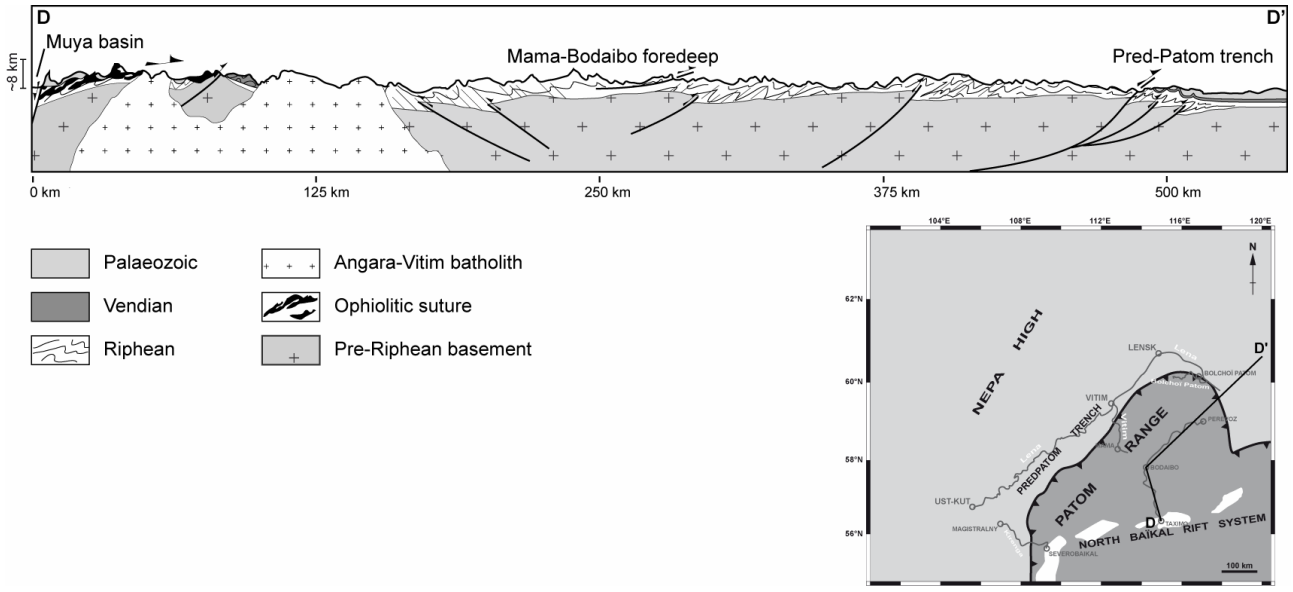


Figure 11. Proposed simplified cross section of the Patom range, after Russian geological map [Kuznetsov et al., 1982] and field observations.

deposits and the Proterozoic basement; Vendian syntectonic sequence (especially conglomerates) and Cambrian carbonates; the Angara-Vitim Batholith; the Mama-Bodaibo foredeep, filled by Riphean flysches and inverted at the Riphean-Vendian transition; the northeastern frontal zone, probably accommodating the largest part of the shortening; and the Patom foreland, with moderate folding. This interpretation support the chronology presented in section 3 for the geodynamic evolution of the Patom region.

5. Conclusion and Discussion

[31] Field data allowed us to draw the chronology of the main tectonic phases recorded in the study region (Figures 4 and 12). The Upper Cambrian is marked by a phase of tectonic extension that is observed in different parts of the foreland domain with either N-Sor E-W direction, associated with typical syntectonic sedimentary sequences (Figure 5c). Up to now, this phase was not described in the surrounding region, and it is difficult to associate it with a major tectonic event. It might correspond to a phase of stress relaxation following the Vendian collision. The main compressional episode responsible for the development of fold and thrusts in the foreland and outer range and metamorphism and ductile deformation in the inner range is clearly posterior to the youngest outcropping deposits, i.e., post-Silurian. It also reworks Cambrian tilted blocs whose horsts are crosscut on their top by numerous subsequent reverse faults. The age of this phase can be bracketed between the Late Devonian corresponding to the age of folded sills and the Carboniferous postorogenic granitoid intrusions [Bukharov et al.,1992; Yarmolyuk and Kovalenko, 2003; Tsygankov et al., 2007]. This compression could correspond to one of the four Palaeozoic deformation stages described in the Baikal region by Delvaux et al. [1995].

[32] Finally, another phase of compression is recorded locally in the corridor of N20°E folds located in the NE part of the Patom range; here again, no precise constraints can be given concerning its absolute age, but field data indicate that it is clearly posterior to the former.

[33] Except the Cambrian extension, our field data are consistent with previous studies and advocate for a rather simple stratigraphic and tectonic history. The first-order stratigraphic sequence is made of a long (considering the whole late Riphean) transgressive period followed by quite as long regression (from Vendian until at least Ordovician), with only one regional unconformity in between. Tectonic data, although sampled in formations of different ages and structural styles, describe a very uniform direction of compression between the range and the foreland basin. Metamorphic foliations and lineations, the tight folds with schistosity and boudinage, and the long-wavelength outermost folds therefore appear to have formed during the same tectonic stage. Moreover, it is consistent with the conclusions obtained by stress-strain field modeling [Sintsov, 2003], which indicate a formation of the Patom belt under uniaxial N-Scompression and southward motion of the Siberian platform (or northward motion of the Barguzin block) in present-day coordinates.

[34] Variations in the amount of strain, structural style and direction of structures can be explained by the initial indented shape of the Siberian craton's margin inherited from Riphean rifting: west and east of the Patom arc, the margin was probably very narrow and steep (possibly transform) and accumulated a thin layer of Riphean sediments. On the other hand, a wide and deep passive margin developed in the central part of the Patom arc with considerable amount of sediments. During subsequent N-S compression, deformation could spread over a long distance and on a thick pile of sediments, including

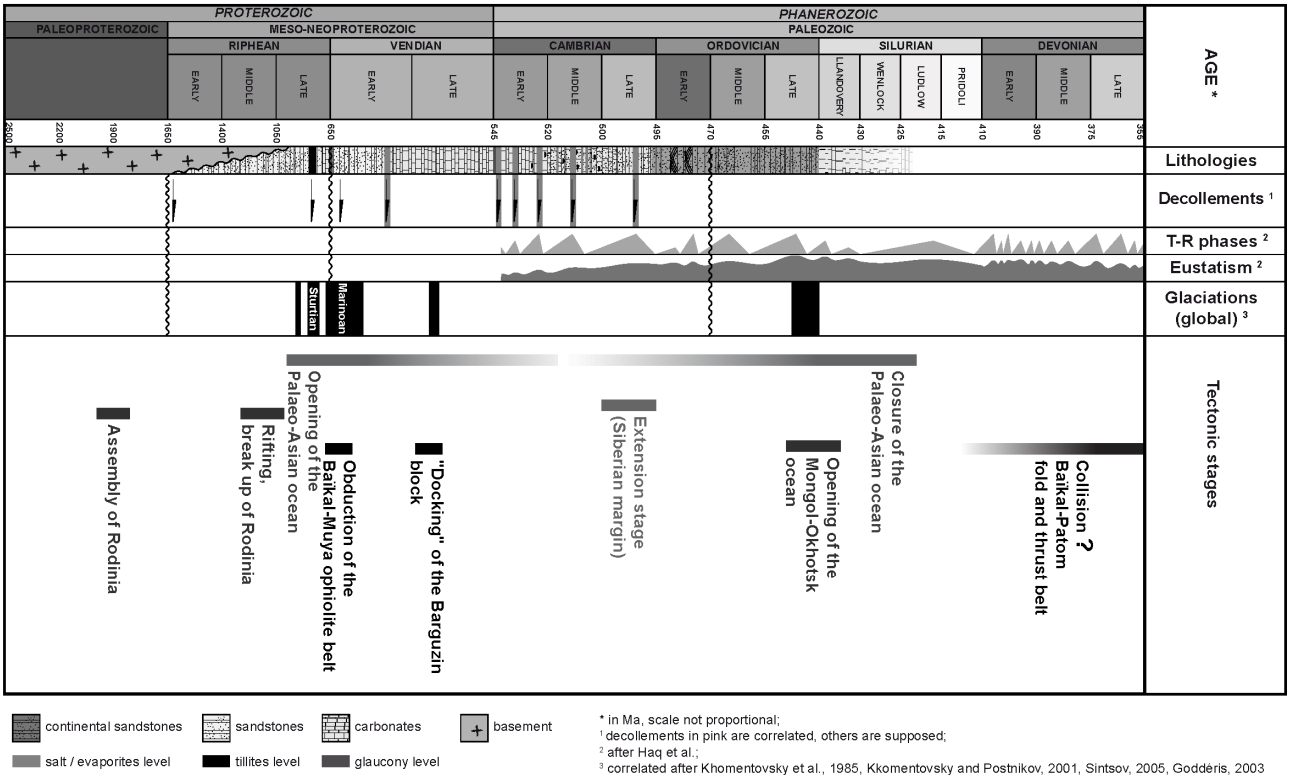


Figure 12. Chronology of the main events occurring in the Patom region.

various potential decollement levels in the central domain, whereas it was constrained to narrow stripes west and east of it because the cratonic margin acted as a steep rigid backstop. As a consequence, the total finite strain is lower in the central domain because shortening is distributed over a longer distance. The curved shape of the Patom range is likely due to progressive warping of initially E-W fold axes into this weaker central domain.

[35] The presence of a preexisting basement morphology can also explain the different tectonic styles shown in the cross sections. First, the basement/cover ratio is higher south of the Patom system, where the margin sedimentation is less developed. Second, Riphean decollement levels cannot work in the south of the foreland because the Proterozoic is missing.

[36] The shape of cratonic keels as it is acquired during the early stages of their history plays a determinant role in the development of pericratonic ranges during subsequent collage episodes. In the Palaeozoic, cratonic keels were almost as rigid as today because thermal gradients have already reached their steady state [e.g., Burov and Diament, 1995]. During continental accretions that result in very large continental areas like Eurasia, the presence of cratons must control the localization and timing of deformation: steep cratonic margins prevent strain propagation in the foreland domain and favor a strong localization in the narrow marginal domain, whereas a low-dipping margin with large sediment thickness promotes a distributed deformation. In any case, amounts of strain are low and cratonic keels prevent the development of crustal-scale thrusts and the associated ranges mainly consist of a more or less wide basin squeezed against a rigid indentor. As deformation can hardly propagate in the cratonic domain, it stops rapidly and migrates behind the accreted continental block.

[37] **Acknowledgments.** This work has been supported by TOTAL S.A. The authors would like to thank the Institute of the Earth Crust (Irkutsk, Russia) for its support for fieldwork. The authors are grateful to reviewers (Karel Schulmann and anonymous), Onno Oncken (editor) and Matthew Dailey (editor's assistant).

References

Angelier, J. (1984), Tectonic analysis of fault slip data sets, J. Geophys. Res. , 89, 5835–5848, doi:10.1029/JB089iB07p05835.

Angelier, J. (1990), Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress—III. A new rapid direct inversion method by analytical means, Geophys. J. Int., 103, 363 – 376, doi:10.1111/ j.1365-246X.1990.tb01777.x.

Belichenko, V. G., E. V. Sklyarov, N. L. Dobretsov, and O. Tomurtogoo (1994), Geodynamic map of the Paleo-Asian ocean (eastern part), Russ. Geol. Geophys., 35, 29 – 40.

Belichenko, V. G., N. K. Geletii, and I. G. Barash (2006), Barguzin microcontinent (Baikal mountain area): The problem of outlining, Russ. Geol. Geophys., 47, 1045 – 1055.

Berzin, N. A., and N. L. Dobretsov (1994), Geodynamic evolution of southern Siberia in Late Precambrian-EarlyPaleozoictime,in Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean, edited by R. G. Coleman, pp. 45 – 62, VSP Int. Sci., Utrecht, Netherlands.

Buchan, C., J. Pfander, A. Kröner, T. S. Brewer, O. Tomurtogoo, D. Tomurhuu, W. D. Cunningham, and B. F. Windley (2002), Timing of accretion and collisional deformation in the Central Asian Orogenic Belt: Implications of granite geochronology in the Bayankhongor Ophiolite Zone, Chem. Geol., 192, 23–45, doi: 10.1016/S0009-2541(02) 00138-9.

Bukharov, A. A., V. A. Khalilov, T. M. Strakhova, and V.V. Chernikov (1992), Geology of the Baikal - Patom Upland according to new data of U-Pb dating of accessory zircon, Russ. Geol. Geophys., 33,24 –33.

Burov, E. B., and M. Diament (1995), The effective elastic thickness (Te) of continental lithosphere: What does it really mean?, J. Geophys. Res., 100, 3905 – 3927, doi:10.1029/94JB02770.

Condie, K. C., and O. M. Rosen (1994), Laurentia-Siberia connection revisited, Geology, 22,168 170, doi:10.1130/0091-7613(1994)022<0168: LSCR>2.3.CO;2.

Coney, P. J., D. L. Jones, and J. W. H. Monger (1980), Cordilleran suspect terranes, Nature, 288, 329-333, doi: 10.1038/288329a0.

Delvaux, D., R. Moeys, G. Stapel, A. Melnikov, and V. Ermikov (1995), Palaeostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, part I. Palaeozoic an Mesozoic pre-rift evolution, Tectonophysics , 252 , 61 – 101, doi: 10.1016/0040-1951(95)00090-9.

Dobretsov, N. L., E. G. Konnikov, and N. N. Dobretsov (1992), Precambrian ophiolite belts of southern Siberia, Russia and their metallogeny, Precambrian Res., 58, 427 – 446, doi:10.1016/0301-9268(92) 90128-B.

Dobretsov, N. L., M. M. Buslov, and V. A. Vernikovsky (2003), Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian ocean: Implications to the break-up of Rodinia, Gondwana Res., 6, 143 – 159, doi: 10.1016/S1342-937X(05)70966-7.

English, J. M., and S. T. Johnston (2005), Collisional orogenesis in the northern Canadian Cordillera: Implications for Cordilleran crustal structure, ophiolite emplacement, continental growth, and the terrane hypothesis, Earth Planet. Sci. Lett., 232, 333-344, doi: 10.1016/j.epsl.2005.01.025.

Gladkochub, D. P., T. V. Donskaya, A. M. Mazukabzov, A. M. Stanevich, E. V. Sklyarov, and V. A. Ponomarchuk (2007), Signature of Precambrian extension events in the southern Siberian craton, Russ. Geol. Geophys., 48, 17 – 31, doi:10.1016/j.rgg. 2006.12.001.

Godderis, Y., Y. Donnadieu, A. Nedelec, B. Dupre, C. Dessert, A. Grard, G. Ramstein, and L. M. Francois (2003), The Sturtian 'snowball' glaciation: Fire and ice, Earth Planet. Sci. Lett., 211, 1 – 12, doi:10.1016/S0012-821X(03)00197-3.

Gordienko, I. V. (2006), Geodynamic evolution of late Baikalides and paleozoids in the folded periphery of the Siberian craton, Russ. Geol. Geophys., 47,53–70.

Helo, C., E. Hegner, A. Kroner, G. Badarch, O. Tomurtogoo, B. F. Windley, and P. Dulski (2006), Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: Constraints on arc environments and crustal growth, Chem. Geol., 227, 236 –257, doi: 10.1016/j.chemgeo.2005.10.003.

Hoffman, P. F. (1991), Did the breakout of Laurentia turn Gondwana inside out?, Science, 252, 1409-1412, doi: 10.1126/science.252.5011.1409.

Holl, T. J. B., and R. Powell (1998), An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest, J. Metamorph. Geol., 16, 309 – 343, doi:10.1111/j.1525-1314.1998.00140.x.

Johnston, S. T., and G. D. Borel (2007), The odyssey of the Cache Creek terrane, Canadian Cordillera: Implications for accretionary orogens, tectonic setting of Panthalassa, the Pacific superwell, and break-up of Pangea, Earth Planet. Sci. Lett., 253, 415–428, doi: 10.1016/j.epsl.2006.11.002.

Khain, E. V., E. V. Bibikova, E. B. Salnikova, A. Kroner, A. S. Gibsher, A. N. Didenko, K. E. Degtyarev, and A. A. Fedotova (2003), The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and Early Palaeozoic: New geochronologic data and palaeotectonic reconstructions, Precambrian Res., 122, 329 – 358, doi: 10.1016/S0301-9268(02)00218-8.

Khomentovsky, V. V. (2002), Baikalian of Siberia (850–650 Ma), Russ. Geol. Geophys., 43, 313 – 333.

Khomentovsky, V. V., and A. A. Postnikov (2001), Neoproterozoic evolution of the Baikal-Vilyui Branch of the Paleoasian Ocean, Geotectonics, –Engl. Transl., 35, 149 – 164. Khomentovsky, V. V., V. Y. Shenfil', M. S. Yakshin, and E. P. Butakov (1972), Reference Sections of Deposits of Upper Precambrian and Lower Cambrian of Siberian Platform (in Russian), Nauka, Moscow.

Khomentovsky, V. V., V. Y. Shenfil', and M. S. Yakshin (1985), The Riphean of the Siberian craton, Russ. Geol. Geophys., 7, 25 – 33.

Knoll, A. H., J. P. Grotzinger, A. J. Kaufman, and P. Kolosov (1995), Integrated approaches to terminal Proterozoic stratigraphy: An example from the Olenek Uplift, northeastern Siberia, Precambrian Res., 73, 251 – 270, doi:10.1016/0301-9268(94) 00081-2.

Konnikov, E. G. (1991), On the problem of ophiolites of the Baikal-Muya belt, Sov. Geol. Geophys., Engl. Transl., 32, 104 – 113.

Konnikov, E. G., A. S. Gibsher, A. E. Izokh, E. V. Sklyarov, and E. V. Khain (1993), Paleogeodynamics of late Precambrian for Baikal-Muya and Sayat-Tuva-Mongolia segments of the Central Asian fold belt, paper presented at 4th International Symposium of IGCP Project 283: Geodynamic Evolution of the Paleo-Asian Ocean, Int. Geosci. Program, Novosibirsk, Russia, 15 – 24 June.

Kröner, A., B. F. Windley, G. Badarch, O. Tomurtogoo, E. Hegner, D. Y. Liu, and M. T. D. Wingate (2005), Accretionary growth in the Central Asian Orogenic Belt of Mongolia during the Neoproterozoic and Palaeozoic and comparison with the Arabian-Nubian Shield and the present Southwest Pacific, Geophys. Res. Abstr., 7, 06,650.

Kuznetsov, V. G., et al. (1982), Geologicheskaya karta, Irkutskoi oblasti i sopredel'n'ikh territorii, scale 1:500.000, Minist. Geol. SSSR, Moscow.

Lacombe, O., F. Mouthereau, S. Kargar, and B. Meyer (2006), Late Cenozoic and modern stress fields in the western Fars (Iran): Implications for the tectonic and kinematic evolution of central Zagros, Tectonics, 25, TC1003, doi: 10.1029/2005TC001831.

Makrygina, V. A., V. G. Belichenko, and L. Z. Reznitsky (2007), Types of paleoisland arcs and back-arc basins in the northeast of the Paleoasian Ocean (from geochemical data), Russ. Geol. Geophys., 48, 107–119, doi:10.1016/j.rgg.2006.12.010.

Melnikov, A. I., A. M. Mazukabzov, E. V. Sklyarov, and E. P. Vasiliev (1994), Baikal rift basement: Structure and tectonic evolution, Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 18, 99 – 122.

Monger, J. W. H. (1997), Plate tectonics and northern Cordilleran geology: An unfinished revolution, Geosci. Can., 24, 189 – 198.

Pavlov, V. E., Y. Gallet, and A. V. Shatsillo (2000), Paleomagnetism of the upper Riphean Lakhandinskaya Group in the Uchuro-Maiskii Area and the Hypothesis of the Late Proterozoic Supercontinent, Izv. Russ. Acad. Sci. Phys. Solid Earth, 36, 638 – 648.

Pavlov, V. E., Y. Gallet, P. Y. Petrov, D. Z. Zhuravlev, and A. V. Shatsillo (2002), The Ui Group and late Riphean Sills in the Uchur – Maya Area:

Isotope and paleomagnetic data and the problem of the Rodinia supercontinent, Geotectonics, Engl. Transl., 36, 278 – 292.

Pelechaty, S. M. (1998), Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: Implications for a global stratigraphy, J. Geol. Soc., 155, 957 – 973, doi: 10.1144/gsjgs.155.6.0957.

Pisarevsky, S. A., and L. M. Natapov (2003), Siberia and Rodinia, Tectonophysics, 375, 221 – 245, doi:10.1016/j.tecto.2003.06.001.

Pokrovskii, B. G., V. A. Melezhik, and M. I. Bujakaite (2006a), Carbon, oxygen, strontium, and sulfur isotopic compositions in late Precambrian rocks of the Patom Complex, Central Siberia: Communication 1. Results, isotope stratigraphy, and dating problems, Lithol. Miner. Resour., Engl. Transl., 41, 450–474.

Pokrovskii, B. G., V. A. Melezhik, and M. I. Bujakaite (2006b), Carbon, oxygen, strontium, and sulfur isotopic compositions in late Precambrian rocks of the Patom Complex, Central Siberia: Communication 2. Nature of carbonates with ultralow and ultrahigh d13C values, Lithol. Miner. Resour., Engl. Transl., 41, 576 – 587.

Pubellier, M., F. Ego, N. Chamot-Rooke, and C. Rangin (2003), The building of pericratonic mountain ranges: Structural and kinematic constraints applied to GIS-based reconstructions of SE Asia, Bull. Soc. Geol. Fr., 174, 561 – 584, doi: 10.2113/174.6.561.

Rosen, O. M., K. C. Condie, L. M. Natapov, and A. D. Nozhkin (1994), Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: Apreliminary assessment, in Archean Crustal Evolution, edited by K. C. Condie, pp. 411 – 459, Elsevier, Amsterdam.

Sengör, A. M. C., B. A. Natal'in, and V. S. Burtman (1993), Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia, Nature, 364, 299 – 307, doi: 10.1038/364299a0.

Sharov, V. N., N. I. Fefelov, N. V. Zarudnova, V. A. Rusakova, and S. B. Brandt (1991), Pb-Pb dating of the Mama synclinorium schists: Patom highland (in Russian), Dokl. Akad. Nauk, 319, 209 – 212.

Sintsov, A. V. (2003), The structure and stress-strain field of the Baikal-patom foldbelt: Implications for origins, Russ. Geol. Geophys., 44, 919 – 928.

Sintsov, A. V. (2005), Structura-Vieschiestviennie complexe Baikalo-patomskoye skladchatoy dugui y correlatsia geologitcheski sobuiti vie vniechniei y vnutrenniei zona (in Russian), Stratigr. Geol. Correlatsia, 13, 48 – 60.

Tsygankov, A. A., D. I. Matukov, N. G. Berezhnaya, A. N. Larionov, V. F. Posokhov, B. T. Tsyrenov, A. A. Khromov, and S. A. Sergeev (2007), Late Paleozoic granitoids of western Transbaikalia: Magma sources and stages of formation, Russ. Geol. Geophys., 48, 120 – 140.

Ulmishek, G. F. (2001), Petroleum geology and resources of the Nepa-Botuoba High, Angara-Lena Terrace, and Cis-Patom Foredeep, Southeastern Siberian craton, Russia, U. S. Geol. Surv. Bull., 2201-C, 1 –16.

White, R. W., R. Powell, and T. J. B. Holland (2001), Calculation of partial melting equilibria in the system Na2O-CaO-K2O-FeO-MgO-Al2O3-SiO2-H2O (NCKFMASH), J. Metamorph. Geol., 19, 139–153, doi: 10.1046/j.0263-4929.2000.00303.x.

Windley, B. F., D. Alexeiev, W. J. Xiao, A. Kröner, and G. Badarch (2007), Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt, J. Geol. Soc., 164, 31 –47, doi:10.1144/001676492006-022.

Yarmolyuk, V. V., and V. I. Kovalenko (2003), Batholiths and geodynamics of batholith formation in the Central Asian fold belt, Russ. Geol. Geophys., 44, 1305 – 1320.

Zhao, G., P. A. Cawood, S. A. Wilde, and M. Sun (2002), Review of global 2.1 – 1.8 Ga orogens: Implications for a pre-Rodinia supercontinent, Earth Sci. Rev., 59, 125 – 162, doi:10.1016/S00128252(02)00073-9.

TECTONICS, VOL. 28, TC3008, doi:10.1029/2008TC002404, 2009

How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology

M. Jolivet[1], T. De Boisgrollier[2], C. Petit[2], M. Fournier[2], V. A. Sankov[3], J.-C. Ringenbach[4], L. Byzov[3], A. I. Miroshnichenko[3], S. N. Kovalenko[3], and S. V. Anisimova[3]

Received 8 October 2008; revised 2 March 2009; accepted 10 April 2009; published 20 June 2009.

[1] Apatite fission track analysis (AFTA) data are used to bring new light on the long-term and recent history of the Baikal rift region (Siberia). We describe the evolution of the topography along a NW–SE profile from the Siberian platform to the Barguzin range across the Baikal–southern Patom range and the northern termination of Lake Baikal. Our results show that the Baikal-Patom range started to form in the Early Carboniferous and was reactivated in Middle Jurassic–Lower Cretaceous times during the orogenic collapse of the Mongol-Okhotsk belt. Samples located in the Siberian platform recorded a continuous sedimentation up to the early Carboniferous but remain unaffected by later tectonic episodes. The Barguzin basin probably started to form as early as Late Cretaceous, suggesting a continuum of deformation between the postorogenic collapse and the opening of the Baikal Rift System (BRS). The initial driving mechanism for the opening of the BRS is thus independent from the India-Asia collision. AFTA show a late Miocene–early Pliocene increase in tectonic extension in the BRS that confirms previous thoughts and might reflect the first significant effect of the stress field generated by the India-Asia collision.

Citation: Jolivet, M., T. De Boisgrollier, C. Petit, M. Fournier, V. A. Sankov, J.-C. Ringenbach, L. Byzov, A. I. Miroshnichenko, S. N. Kovalenko, and S. V. Anisimova (2009), How old is the Baikal Rift Zone? Insight from apatite fission track thermochronology, Tectonics, 28, TC3008, doi:10.1029/2008TC002404.

[1]Laboratoire Géosciences Montpellier, UMII, UMR 5243, Université Montpellier II, CNRS, Montpellier, France.
[2]Laboratoire de Tectonique, UMR 7072, Université Pierre et Marie Curie– Paris 6, CNRS, Paris, France.
[3]Institute of the Earth Crust, Irkutsk, Russia.
[4]Total, Courbevoie, France.

Copyright 2009 by the American Geophysical Union.
0278-7407/09/2008TC002404$12.00

1. Introduction

[2] The Baikal Rift System (BRS) (Figures 1 and 2) is a key feature of the tectonic evolution of Asia but, despite a large number of geological and geophysical studies, its age and origin are still largely debated. Two main hypotheses are proposed [Sengo¨r and Burke, 1978]: (1) the ‘‘active rift hypothesis’’ considers that rifting is induced by the effects of a wide asthenospheric diapir acting on the base of the crust beneath the rift axis [e.g., Logatchev and Zorin, 1987; Windley and Allen, 1993; Gao et al., 2003; Kulakov, 2008] and (2) for the ‘‘passive rift hypothesis’’ the BRS is a kind of pull-apart basin opening in response to the India-Asia collision to the south [e.g., Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier and Molnar, 1979; Zonenshain and Savostin, 1981; Cobbold and Davy, 1988; Petit et al., 1996; Lesne et al., 1998; Petit and Déverchère, 2006].

[3] Recent geophysical investigations tend to demonstrate that there is no hot mantle plume beneath the Baikal rift [e.g., Ivanov, 2004; Tiberi et al., 2003; Lebedev et al., 2006; Petit et al., 2008]. Furthermore, mantle plume activity is most certainly not sufficient to produce rifting without a prerift favorable structural inheritance [Zorin et al., 2003]. Problems also arise in the ‘‘passive rift hypothesis’’ because the indentation of Asia by India mostly generated compressive structures such as the Tibet plateau, the central Asian ranges or large transpressive lithospheric faults like in Mongolia. Only the occurrence of favorably oriented inherited structures along the eastern margin of the Siberian craton can explain the development of extensional structures in this general compressive context.

[4] From the Eocene to the middle Miocene, distributed extension prevailed in Asia within a wide region extending from the Baikal rift to the Okhotsk Sea and to SE Asia and Indonesia. On the eastern and southeastern margins of Asia, major marginal basins opened above the western Pacific subduction zones, and in interior Asia a number of continental rifts developed in northern China and the Baikal rift region. Several studies explored the far-field effects of the India-Asia collision in northeast Asia interacting with subduction-related extension [Kimura and Tamaki, 1986; Davy and Cobbold, 1988; Jolivet et al., 1990, 1992; Delvaux, 1997; Worrall et al., 1996; Fournier et al., 1994, 2004].

[5] Within all these different models, the chronology of reactivation of the inherited structures is a first-order parameter needed to constrain the geodynamic evolution of central Asia. The chronology of the Baikal rift evolution is based on sedimentology data acquired in the various basins forming the rift system, but the onset of formation and the evolution of the topography surrounding the BRS (in the Khamar Daban and Patom ranges for example) have poorly been explored up to now. In the north Baikal rift, this topography does not have a gravity signature compatible with rift shoulders [Petit et al., 2002] and may thus not be directly related to rifting.

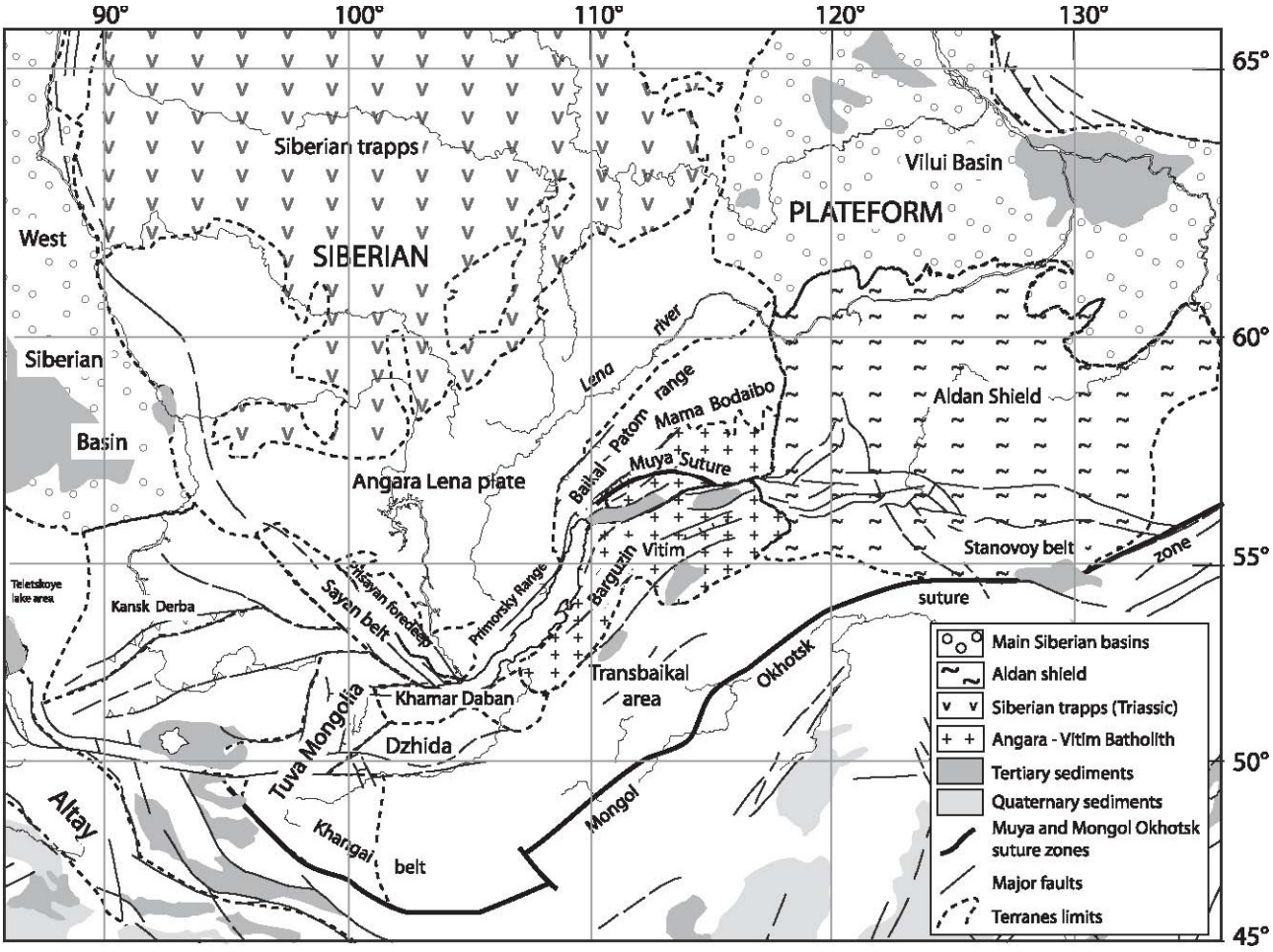


Figure 1. Simplified map of the various terranes and structures of eastern Siberia and northern Mongolia. The major tertiary and quaternary basins are also indicated. Position of the structures and terranes were determined using maps from Delvaux et al. [1995a, 1997], Gusev and Khain [1996], and Malitch [1999].

[6] The modality of development of the rift itself is also debated. The most frequently admitted idea describes an initial ''slow rifting'' stage lasting from late Oligocene to late Pliocene followed by a ''fast rifting'' stage from late Pliocene to Present [e.g., Logatchev and Zorin, 1987; Logatchev, 1993, 2003; Mats, 1985, 1993; Mats et al., 2001; Petit and Déverchère, 2006]. However, this two-stage development has been questioned by ten Brink and Taylor [2002] on the basis of a deep seismic refraction profile across Lake Baikal.

[7] A first apatite fission track study by van der Beek et al. [1996] highlights the importance of an Early Cretaceous denudation event south of Lake Baikal, in the Primorsky range, the Olkhon area and the Khamar Daban Mountains. However, these authors do not provide information on the older and younger events that possibly affected the region.

[8] In this work, we present new apatite fission track thermochronologic results that help us constrain the time of formation and the evolution of the relief around the northern part of Lake Baikal in the Baikal–southern Patom range and in the Barguzin range. We reconstruct the thermal history of samples collected along a broadly W–E transect running from the Siberian platform to the Barguzin basin across the Baikal–southern Patom ranges and the Baikal rift.

[9] The new data presented in this work describe the successive episodes of relief building, sedimentation and erosion that occurred from the Early Ordovician to Present in the different tectonic units of the transect. They bring new information on the timing, amount and possibly the mechanisms of relief building around the present-day Baikal and Barguzin basins.

2. Geology and Tectonic Setting of the Baikal Rift System

2.1. Archean and Proterozoic History

[10] The basement of the Siberian platform (Figure 1) is made of Archean continental crust [e.g., Khain and Bozhko, 1988; Dobretsov et al., 1992; Delvaux et al.,

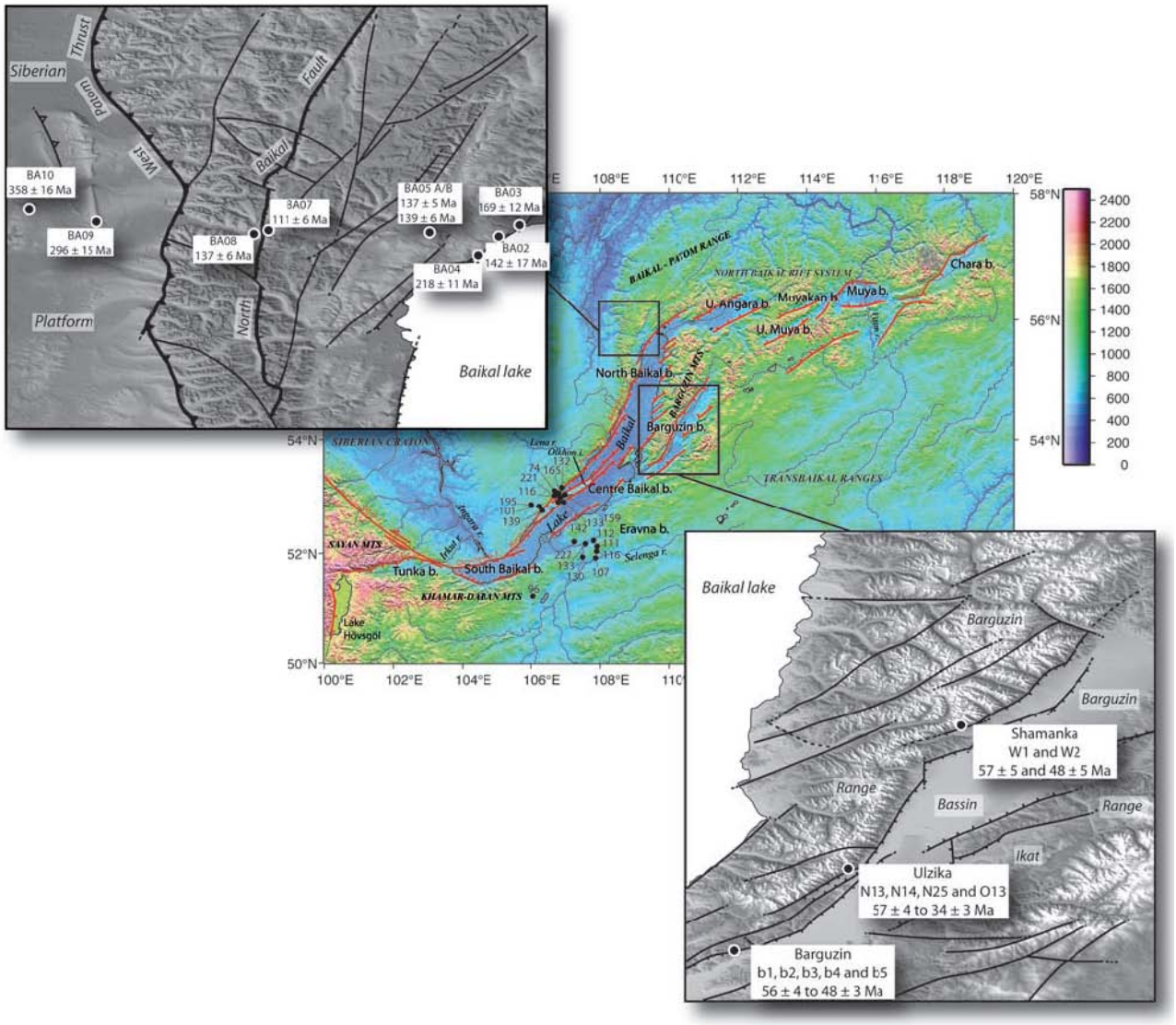


Figure 2. General topography, geography, and fault pattern of the Baikal area with details of the areas sampled in this work. Samples numbers and ages from our study are indicated. Ages from van der Beek et al. [1996] are also noted.

1995a; Gusev and Khain, 1996]. Around 1900–1700 Ma the Siberian craton grows by the accretion of Archean blocks, which induces compressional deformation, plutonism, and metamorphism [e.g., Gusev and Khain, 1996]. During the Riphean, rifting occurs in several places leading to the formation of intracontinental basins and of a passive margin along the southern border of the craton, north of the Paleo-Asian ocean [Zonenshain et al., 1990a, 1990b; Dobretsov et al., 1992; Belichenko et al., 1994; Delvaux et al., 1995a; Gusev and Khain, 1996]. Several microcontinents are scattered in this ocean: the Khamar Daban, Barguzin, Tuva-Mongolia, and Kansk-Derba blocks (Figure 1) [Belichenko et al., 1994; Berzin et al., 1994; Melnikov et al., 1994; Delvaux et al., 1995a]. In the late Riphean, a thick series of flysch deposited in the Bodaibo region marks the onset of passive margin inversion. However, this deformation does not appear to affect the area extending southward from the Patom zone to the Siberian platform [Gusev and Khain, 1996]. Docking against the craton of the various terranes wandering in the Paleo-Asian ocean starts in the Vendian [Delvaux et al., 1995a] and causes the formation of large foredeeps along the southern margin of the Siberian platform, which accumulate sediments until the Early Silurian [Melnikov et al., 1994].

2.2. Vendian and Paleozoic History

[11] Thick Vendian molasses deposits in the Mama-Bodaibo area (Figure 1), as well as a 600–550 Ma metamorphic and plutonic event recorded in the Baikal-Muya ophiolite belt indicate that the Barguzin block collides with the Siberian platform in Vendian–Early Cambrian times [e.g., Berzin and Dobretsov, 1994; Delvaux et al., 1995a; Gusev and Khain, 1996]. In the

Late Cambrian–Early Ordovician, the Tuva-Mongolia microcontinent collides with the Angara-Lena plate (Figure 1) on the southern margin of the Siberian platform, separating the Paleo-Asian ocean in two branches: the paleo-Mongol-Okhotsk to the east and the western Paleo-Asian ocean to the west [Zorin et al., 1993; Delvaux et al., 1995a]. This episode coincides with a stage of regional metamorphism dated around 530–485 Ma along the eastern margin of the platform [Bibikova et al., 1990; Sryvtsev et al., 1992; Bukharov et al., 1992; Fedorovskii et al., 1993]. A Late Silurian–Early Devonian deformation phase possibly related to the collision between the Dzhida island arc and the Tuva-Mongolia and Khamar Daban–Barguzin blocks affects the area between the southeast margin of the Siberian platform and the Khamar Daban–Barguzin block [Gibsher et al., 1993; Delvaux et al., 1995a]. After this episode, a new subduction zone develops behind the accreted terranes, followed by a massive granite emplacement (the Angara-Vitim batholith) (Figure 1) in the Dzhida, Khamar Daban–Barguzin and Stanovoy regions. Granites yielded U-Pb and Rb-Sr ages ranging from 285 to 339 Ma [Yarmolyuk et al., 1997]. This magmatic episode marks the final closure of the Paleo-Asian ocean [Delvaux et al., 1995a]. By Late Carboniferous a subduction-accretion wedge develops south of the Dzhida, Khamar Daban–Barguzin and Stanovoy terranes, which is afterward dismembered along strike by later tectonic movements [Zorin, 1999].

[12] The main tectonic structures of the Baikal-Patom and Zhuya fold-and-thrust belts seem to develop at the end of this episode of subduction and collision. However, except some small outcrops of Devonian sediments along the remote northern edge of the Patom belt, no sediments derived from the erosion of these reliefs have remained preserved. Consequently the tectonics of the Baikal-Patom belt is not precisely dated.

[13] The lack of post-Silurian sediments makes it very difficult to describe the evolution of the Siberian platform during middle-late Paleozoic. However, except on its margins, the Siberian craton remained stable during most of the Paleozoic and the outcropping Ordovician and Silurian series are only weakly deformed [e.g., Gusev and Khain, 1996; Cocks and Torsvik, 2007].

[14] West of the Khamar Daban area, western Mongolia collides with Siberia in the Early Permian [Zonenshain et al., 1990a; Nie et al., 1990] which marks the beginning of closure of the Mongol-Okhotsk ocean (Figure 1). By early Late Permian–Early Triassic, north China collides with Mongolia forming the Mongolia–north China continent [Zonenshain et al., 1990a; Zhao et al., 1990; Enkin et al., 1992; Zorin et al., 1993, 1994; Zorin, 1999; Lin et al., 2008].

2.3. Mesozoic History

[15] In the Khangay zone, granitoid magmatic activity continues from Late Permian to Early Jurassic times [Filippova, 1969] indicating continuous subduction of the Mongolia–north China margin under Siberia and thickening of the crust [Zorin et al., 1990].

[16] In the early Middle Jurassic, marine sedimentation in the Trans-Baikal region is replaced by syntectonic conglomerates, gravels and sandstones of continental origin [Mushnikov et al., 1966; Ermikov, 1994]. This seems to indicate the final closure of the Mongol-Okhotsk ocean and the development of the Mongol-Okhotsk orogen. However, using paleomagnetic data, Enkin et al. [1992] and Metelkin et al. [2007] calculated that by late Middle–early Late Jurassic, the Mongol-Okhotsk ocean was not completely closed and might still be up to 1000 km wide. The oceanic basin was closing from west to east due to a clockwise rotation of the Siberian block relative to Mongolia [e.g., Kazansky et al., 2005; Metelkin et al., 2004, 2007]. Rotation of Siberia induced large strike-slip motion that induced extension in the Trans-Baikal area [e.g., Delvaux, 1997; Metelkin et al., 2007]. Only by the Early Cretaceous, the concordance between the paleomagnetic poles of Siberia, Europe and Southeastern Asia indicates the complete closure of the Mongol-Okhotsk ocean [Kravchinsky et al., 2002; Metelkin et al., 2004, 2007] and the continental collision.

[17] The compressive deformation associated to the closure of the Mongol-Okhotsk ocean is recorded in the whole Sayan-Baikal belt (Figure 1) [Ermikov, 1994; Delvaux et al., 1995a, Delvaux, 1997]. On the southern and eastern margins of the Siberian platform, the Sayan-Angara and Stanovoy foredeep basins develop and Early–Middle Jurassic continental molasses accumulate (Figure 1).

[18] Apatite fission track data obtained from the southern end of Lake Baikal suggest that synorogenic exhumation takes place during the Early Cretaceous in that area [van der Beek et al., 1996]. Farther to the west, in the lake Teletskoye region (northern Altay) (Figure 1), apatite fission track data [De Grave and Van den haute, 2002] record a Early Cretaceous cooling event that induced up to 1500–2000 m of denudation. As for the Late Carboniferous topography of the Patom range, there is no indication of Jurassic or Cretaceous sediments preserved along the western margin of the Baikal range. This is largely inconsistent with the existence of a tectonic relief in that area, but also with the evidences of denudation reported by van der Beek et al. [1996]. One possibility would be that the sediments produced by erosion of the Patom and Baikal ranges have been transported by a river system similar to the present-day Lena river system (i.e., the Lena river drainage system including numerous tributaries draining the Patom and Baikal ranges), to the Vilui basin and the Arctic ocean (Figure 1) where Jurassic and Cretaceous detrital deposits are found [e.g., Prokopiev et al., 2008; Spicer et al., 2008].

[19] In late Late Jurassic and Early Cretaceous, prior to or
possibly contemporaneously to the final collision along the eastern termination of the Mongol-Okhotsk suture zone, intensive extensional deformation leading to the formation of basins and metamorphic core complexes affects a huge area encompassing the southern margin of the Baikal-Vitim terrane, the Transbaikal area of the Mongol-Okhotsk belt, southern Mongolia and northern China [e.g., Zheng et al., 1991; van der Beek et al., 1996; Davis et al., 1996, 2001, 2002; Webb et al., 1999; Zorin,

1999; Darby et al., 2001b; Meng, 2003; Fan et al., 2003; Wang et al., 2006]. This extension is associated with intensive magmatism and plutonism [e.g., Tauson et al., 1984; Rutshtein, 1992; Gusev and Khain, 1996; Chen and Chen, 1997; Graham et al., 2001]. The chemical and isotopic composition of these magmas indicates a mixture between a crustal and a mantle source [Tauson et al., 1984; Shao et al., 2001; Yarmolyuk and Kovalenko, 2001; Fan et al., 2003]. Collision between Siberia and the Mongolia–north China block leads to a strong compressive deformation recorded in Mongolia and north China [e.g., Zheng et al., 1996, 1998; Song and Dou, 1997; Chen, 1998; Jin et al., 2000; Darby et al., 2001a; Yang et al., 2001; Lin et al., 2008]. The Mongolian crust is then strongly thickened, reaching up to 60 km in the Khangai belt of central Mongolia [e.g., Zorin, 1999; Zorin et al., 1993, 2002; Suvorov et al., 2002]. This overthickening of the crust probably causes large body forces responsible for postorogenic collapse [Graham et al., 2001; Fan et al., 2003].

[20] However, the mechanism responsible for the late Late Jurassic–Cretaceous extension is still debated and several alternative models have been proposed: back-arc extension caused by rollback of the subducting paleo-Pacific plate [Watson et al., 1987; Traynor and Sladen, 1995], magmatic underplating [Shao et al., 2000; Ren et al., 2002], gravitational collapse of the overthickened crust [Graham et al., 2001; Fan et al., 2003], transtensional faulting related to extrusion tectonics [Kimura et al., 1990; Ren et al., 2002], break-off of the northward subducted Mongol-Okhotsk oceanic slab [Meng, 2003], shear delamination of the lithosphere and mantle upwelling [Wang et al., 2006].

2.4. Cenozoic History

[21] During Late Cretaceous–Paleogene, a planation surface develops in the southeastern Baikal and western Transbaikal regions, covered by a lateritic-kaolinic weathering crust [Mats, 1993; Kashik and Masilov, 1994; Logatchev et al., 2002]. Meanwhile, the extension that was active during the Mesozoic is still going on. The formation of the South Baikal Depression in Late Cretaceous–early Paleogene [Logatchev et al., 1996; Logatchev, 2003] is considered by Tsekhovsky and Leonov [2007] as the onset of extensional tectonics in the future Baikal rift. Other smaller depressions sometimes associated with weak volcanism start to develop in the western Transbaikal region [e.g., Bazarov, 1986; Logatchev et al., 1996; Yarmolyuk and Ivanov, 2000; Mats et al., 2001]. Late Cretaceous–Eocene sediments are found in the north Baikal and Tunka basin [Mats, 1993; Scholz and Hutchinson, 2000], but are probably derived from in situ erosion rather than real rift sedimentation [Kashik and Masilov, 1994].

[22] In the late Oligocene–Miocene, rifting of the BRS starts in the Tunka, north Baikal and central Baikal basins [e.g., Mats, 1993, 1985; Mats et al., 2001; Logatchev, 1993, 2003]. From late Oligocene to early Pliocene, the ‘‘slow rifting’’ phase is characterized by the dismembering of the planation surface by tectonic extension, leading to the formation of numerous grabens in Baikal and Transbaikal region. Within the Baikal area, this initial phase is characterized by fine grained sandstones, coal- bearing molasses, lacustrine clays and siltstones typical of a slowly subsiding wide lakes environment [e.g., Nikohyev et al., 1985; Moore et al., 1997; Levi et al., 1997; Mats et al., 2000]. These sediments are sometimes folded and faulted, especially within Lake Baikal [e.g., Levi et al., 1997]. Simultaneously, thick alkaline and subalkaline basalt sequences (mostly Miocene in age) are emplaced in the Udokan, Vitim and Khamar Daban region [Kiselev et al., 1978; Bazarov, 1986; S. V. Rasskasov et al., Late Cenozoic volcanism in the Baikal Rift System: Evidence for formation of the Baikal and Khubsugul basins due to thermal impacts on the lithosphere and collision-derived tectonic stress, paper presented at SIAL III: The Third International Symposium on Speciation in Ancient Lakes, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia, 2–7 September 2002]. Chemical and isotopic data obtained from Mongolian basalts indicate that these lavas formed at a depth of at least 70 km from recently metasomatised lithosphere [Barry et al., 2003].

[23] The ‘‘fast rifting’’ phase, which is still going on, starts in the late Pliocene with the rapid development of the whole Baikal rift (deepening and extension), and the onset of relief building in the Baikal and Transbaikal region [e.g., Hutchinson et al., 1992; Delvaux et al., 1995b, 1997]. The transition between the first and second phase is marked by middle to upper Pliocene coarse-grained sandstones and conglomerates (the Anosov formation onshore) unconformably overlying the Miocene formations [Nikohyev et al., 1985]. These sediments are recognized in nearly all basins of the rift system suggesting that the present-day geometry was acquired at that time [Petit and Déverchère, 2006]. However, Mats et al. [2000] suggested that the transition between ‘‘slow rifting’’ and ‘‘fast rifting’’ is diachronous, starting in upper Miocene (10–7 Ma) in the deepest areas and progressively onlapping on the relief up to 4 Ma. The ‘‘fast rifting’’ phase corresponds, in the deep north Baikal basin to a thick series of turbidites [Kuzmin et al., 2000] appearing as parallel, continuous reflectors onlapping on the older, coarser units with an angular and/or erosional unconformity [e.g., Moore et al., 1997]. Using paleomagnetic data, Kuzmin et al. [2000] dated the unconformity around 2.5 Ma.

[24] On the basis of fault slickenslides measurements in recent sediments, Delvaux et al. [1997] proposed that from Oligocene to middle Miocene, a transpressive strike slip regime prevailed with a maximum horizontal stress oriented NW–SE in the Tunka basin and NE–SW in the Barguzin and central Baikal basins. The regional stress regime switches to transtension or pure extension during upper Miocene probably due to a general kinematic reorganization of the Baikal rift system. Vassallo et al. [2007] and Jolivet et al. [2007] showed using fission track data that the Cenozoic uplift of the Gobi Altay initiated around 5 ± 3 Ma due the propagation of the compressive deformation from the south. Similar evidences of increase in cooling rates are reported by De Grave and Van den Haute [2002] from the lake Teletskoye area of northern Altay and by Delvaux et al. [1995b] in the Kurai-Chuya depression again in Altay. Finally, Larroque et al. [2001]

reported evidences of Pleistocene-Holocene inversion of the north Tunka normal fault, implying a continuing increase of the north–northeastward compressive stress.

[25] It is again important to note that if Cenozoic topography indubitably developed along the western margin of the Baikal rift, there are still only few evidences on the Siberian craton of Tertiary sediments that could derive from its erosion. Only Quaternary detrital deposits are mapped along that relief (if we do not take into account the small, thin outcrops of Neogene lacustrine sediments). Even if the initial sedimentation rates were very slow and sedimentation was very diffuse, some of these deposits should have been preserved. Nowadays, the large Lena and Vitim river systems efficiently carry the sediments northward up to the Vilui basin and the Arctic Ocean, whereas only a small amount of the relief area is drained toward the various basins of the BRS.

3. Apatite Fission Track Analysis

3.1. Sampling and Methodology

[26] We collected samples west of Lake Baikal along an E–W section running from the Siberian platform to the lake's shore across the Baikal range (Figure 2). East of the lake, samples were collected along three topographic profiles in the Barguzin range: the Shamanka profile to the north, the Ulzika profile in the central part of the Barguzin range and the Barguzin profile to the south (Figure 2). The altitude and position of the samples were monitored using a portable GPS and Russian topographic maps. Samples are essentially granites and gneisses except for samples BA09 and BA10 which are Early Ordovician red sandstones (Table 1). Apatite samples were prepared for AFT analysis following the standard method [Hurford, 1990]. Mean fission track ages were obtained using the zeta calibration method [Hurford and Green, 1983] with a zeta value of 358.96 ± 4.35 (T. Boisgrollier) or 342.04 ± 19.7 (M. Jolivet), obtained on both Durango and Mont Dromedary apatite standards. Spontaneous fission tracks were etched using 6.5% HNO3 for 45 s at 20_C. Induced fission tracks were etched using 40% HF for 40 min at 20_C. Samples were irradiated at the OSU facility, Oregon. Fission tracks were counted and measured on a Zeiss Axioplan 2 microscope, using a magnification of 1250 under dry objectives. All ages that will be discussed below are central ages. The results are given in Table 1 together with a complete description of the analytical procedure.

3.2. Results

[27] The fission track ages can be divided in three groups corresponding to three morphological zones (Figure 2):

[28] 1. On the Siberian platform, the samples have Devonian and Carboniferous ages.

[29] 2. In the Baikal range, all samples except BA04 have middle Jurassic to lower cretaceous ages. Sample BA04 is slightly older (upper Triassic) but the ages of the individual grains appear to be split in two populations which explains the P(c2) value close to 0. This may be due to variable chemical compositions of the apatite crystals [e.g., O'Sullivan and Parrish, 1995; Barbarand et al., 2003]. However, the younger age population in this sample gives a mean value around 180 Ma, which is consistent with the ages of the surrounding samples (Figure 3). The older age population gives a mean value of circa 350 Ma, similar to the age of the Siberian platform. Besides different AFT ages, the Siberian platform and the Baikal range are two different tectonic units marked by a sharp step in the topography (Figure 2). Sample BA07 in the center of the Baikal range is younger suggesting either internal differential movements, or stronger or later erosion in the center of the range.

[30] 3. In the Barguzin range, ages are divided in two groups depending on the altitude. The highest samples, between _2150 m (samples W1) and _1300 m (sample b5) provided Paleocene to early Eocene ages. The samples N25 and O13 which were collected at 900 m and 800 m respectively provided early Oligocene (Rupelian) ages. There is no indication of Mesozoic ages in this area. Sample N14 has a slightly older age compared to the others and especially to sample N13 located at a higher altitude and thus potentially older. This, like for sample BA04 may be due to differences in chemical composition.

[31] The three cooling periods are also well illustrated on the age versus altitude and mean fission track lengths plots of all the samples along the section (Figures 4a and 4b) with a first cooling episode during the late Jurassic–early Cretaceous; a second, stronger cooling event in early Paleocene and finally a third, less documented cooling in early Oligocene. When plotted on a similar graph, the data obtained by van der Beek et al. [1996] confirm the late Jurassic–early Cretaceous episode (Figures 4c and 4d) which thus appears generalized around the Baikal lake. On the age versus altitude plot (Figure 4d), data from the Primorski area provide a link between the Mesozoic and Cenozoic denudation events.

[32] The apatite fission track age integrates the whole thermal history of the rocks between 110°C and 60°C. In order to better constrain the cooling history of the three main zones described above, reverse modeling of track lengths distribution has been performed using the AFTSolve software [Ketcham et al., 2000] and the Laslett et al. [1987] annealing model. These models are only valid within the fission track partial annealing zone (PAZ), between 60 and 110°C.

3.3. Low-Temperature Evolution of the Siberian Platform

[33] Samples BA10 and BA09 (Figure 5a) experienced a period of heating from early Ordovician (the estimated sedimentation age) up to late Devonian. This heating, due to burying by continuous sedimentation is higher for sample BA09, which is most probably completely reset. Sample BA09 crosses the 110°C isotherm between 350 and 320 Ma (early Carboniferous). Between 320 and 300 Ma the cooling

Table 1. Apatite Fission Track Analysis Data[a]

Sample	Rock Type	Lat/Long	Alt	Nb	$\rho_d \times 10^4$	$\rho_s \times 10^4$	$\rho_i \times 10^4$	[U]	$P(\chi^2)$	Var	MTL ($\pm 1\sigma$)	FT Age ($\pm 2\sigma$)
					Siberian Platform							
BA09	Ordovician red sandstone	N55°46′26.7″/E108°15′35.8″	934	15	114.2 (10714)	344.3 (1033)	233.3 (700)	25	80	5.9	13.0 ± 0.2 (100)	295.6 ± 15.2
BA10	Ordovician red sandstone	N55°49′51.8″/E108°04′54.0″	513	20	133.6 (12499)	309.5 (2074)	200.9 (1346)	19	11	1.2	12.3 ± 0.2 (108)	358.5 ± 15.6
					Baikal/Patom Ranges							
BA02	Gneiss	N55°43′13.7″/E109°28′38.4″	462	19	110.1 (10714)	22.9 (120)	31.5 (165)	4	95	0.2	13.6 ± 0.4 (11)	142.1 ± 17.2
BA03	Granite	N55°46′27.4″/E109°33′24.9″	481	19	111.9 (10714)	100.2 (410)	117.8 (482)	15	100	1.4	13.3 ± 0.2 (57)	168.6 ± 11.6
BA04	Gneiss	N55°40′14.5″/E109°24′40.0″	469	20	107.1 (10714)	234.6 (875)	203.5 (759)	23	1	10.5	13.8 ± 0.3 (26)	217.9 ± 11.3
BA05A	Gneiss	N55°45′08.3″/E109°17′11.7″	582	20	104.8 (10714)	227.9 (1926)	309.1 (2612)	37	41	2.3	12.5 ± 0.1 (133)	137.2 ± 4.7
BA05B	Gneiss	N55°45′08.3″/E109°17′11.7″	582	16	97.7 (10714)	158.2 (1038)	197.7 (1297)	27	93	0.0	13.7 ± 0.1 (112)	138.8 ± 6.2
BA07	Granite	N55°45′32.4″/E108°48′31.0″	951	19	130.2 (12499)	75.5 (629)	156.5 (1304)	17	50	1.2	13.2 ± 0.2 (80)	111.4 ± 5.9
BA08	Granite	N55°44′17.5″/E108°44′05.2″	751	19	102.4 (10714)	123.0 (898)	172.1 (1189)	21	93	3.4	13.0 ± 0.2 (103)	137.3 ± 6.4
					Barguzin Range							
b1	Granite	N53°36′01.7″/E109°27′01.7″	1676	20	106.1 (9963)	86.4 (654)	315.3 (2387)	36	32	1.4	13.4 ± 0.1 (102)	48.5 ± 3.6
b2	Granite	N53°35′49.3″/E109°27′05.3″	1571	19	110.7 (9963)	114.0 (759)	374.2 (1492)	41	68	2.8	13.3 ± 0.1 (100)	56.4 ± 3.9
b3	Granite	N53°35′38.2″/E10927′22.7″	1457	20	102.6 (9963)	50.8 (622)	181.1 (2218)	20	53	0.6	13.5 ± 0.1 (102)	48.2 ± 3.5
b4	Granite	N53°35′30.8″/E109°27′34.6″	1371	20	107.2 (9963)	47.7 (629)	159.3 (2099)	18	17	1.6	13.2 ± 0.1 (101)	54.0 ± 4.0
b5	Granite	N53°35′18.8″/E109°27′42.0″	1282	19	101.4 (9963)	118.0 (879)	358.4 (2670)	43	6	3.1	12.9 ± 0.2 (105)	55.9 ± 3.8
N13	Granite	N53°56′18.7″/E109°54′02.5″	1844	25	108.4 (10796)	31.27 (404)	117.3 (1516)	13	57	0.5	12.4 ± 0.2 (104)	48.4 ± 3.8
N14	Granite	N53°56′07.2″/E109°54′14.3″	1740	20	108.0 (10796)	63.65 (464)	200.7 (1463)	21	95	0.3	12.2 ± 0.1 (101)	57.3 ± 4.4
N25	Granite	N53°56′02.4″/E109°56′24.0″	900	19	116.5 (9963)	112.9 (1065)	632.4 (5964)	68	9	2.1	11.8 ± 0.2 (100)	34.9 ± 2.3
O13	Granite	N53°55′58.8″/E109°56′35.2″	800	16	113.0 (9963)	100.2 (416)	570.4 (2367)	75	23	2.4	11.6 ± 0.2 (101)	33.9 ± 2.8
W1	Granite	N54°33′26.8″/E110°24′32.9″	2153	20	118.8 (9963)	17.07 (198)	61.9 (718)	6	95	0.0	12.1 ± 0.4 (23)	57.2 ± 4.6
W2	Granite	N54°33′14.1″/E110°24′27.0″	1968	25	107.3 (10796)	21.1 (275)	80.8 (1051)	9	23	0.2	12.1 ± 0.2 (40)	47.8 ± 4.6

[a]Alt is the sampling altitude in m; Nb is the number of crystals analyzed; ρ_d is the CN5 glass dosimeter induced track density per cm^{-2} (number in parentheses is the total number of tracks counted); ρ_s and ρ_i represent sample spontaneous and induced track densities per cm^{-2} (number in parentheses is the total number of tracks counted); [U] is the calculated uranium density (in ppm); $P(\chi^2)$ is the probability in % of χ^2 for v degrees of freedom (where v is number of crystals minus 1); Var is the age dispersion in %; MTL is the measured mean fission track length in μm; error is 1σ (number in parentheses is the total number of tracks measured); FT age is the apatite fission track age in Ma (the pooled age is used when $P(\chi^2) < 10\%$ and the central age is used when $P(\chi^2) > 10\%$). Ages have been calculated using the Trackkey software [*Dunkl*, 2002]. Error is $\pm 2\sigma$.

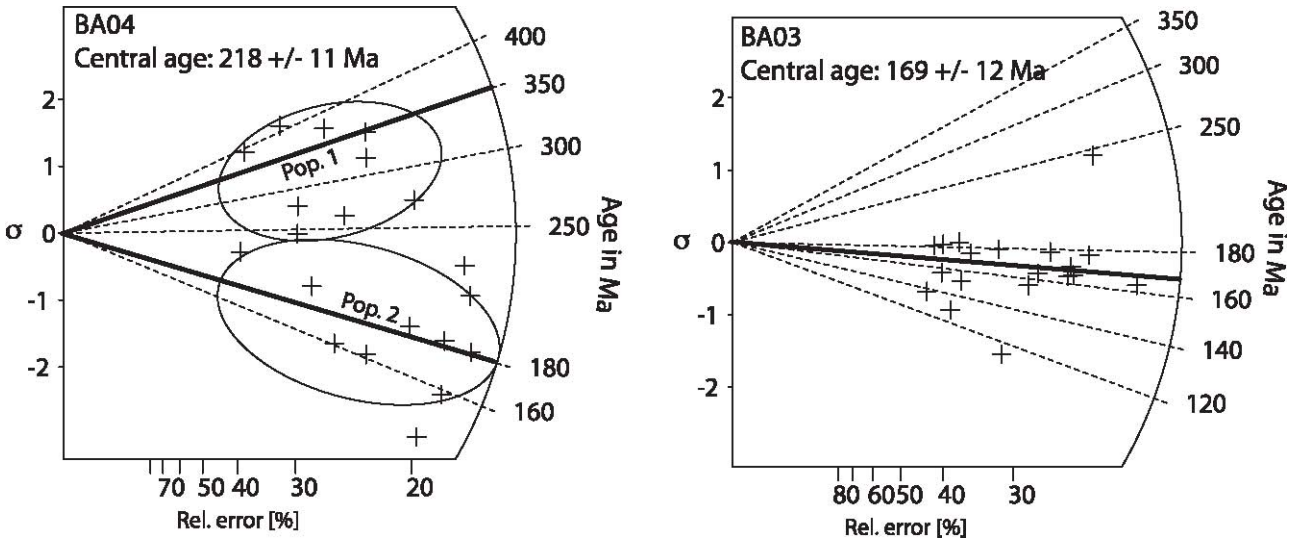


Figure 3. Radial plots for samples BA04 and BA03. The individual grain ages in sample BA04 can be roughly grouped in two distinct populations (circles) with respective mean ages of 350 Ma and 180 Ma (black lines). For comparison, the individual ages in sample BA03 are grouped within a single, consistent population (except for one point with an age of about 250 Ma which we do not explain). See text for further discussion on these ages.

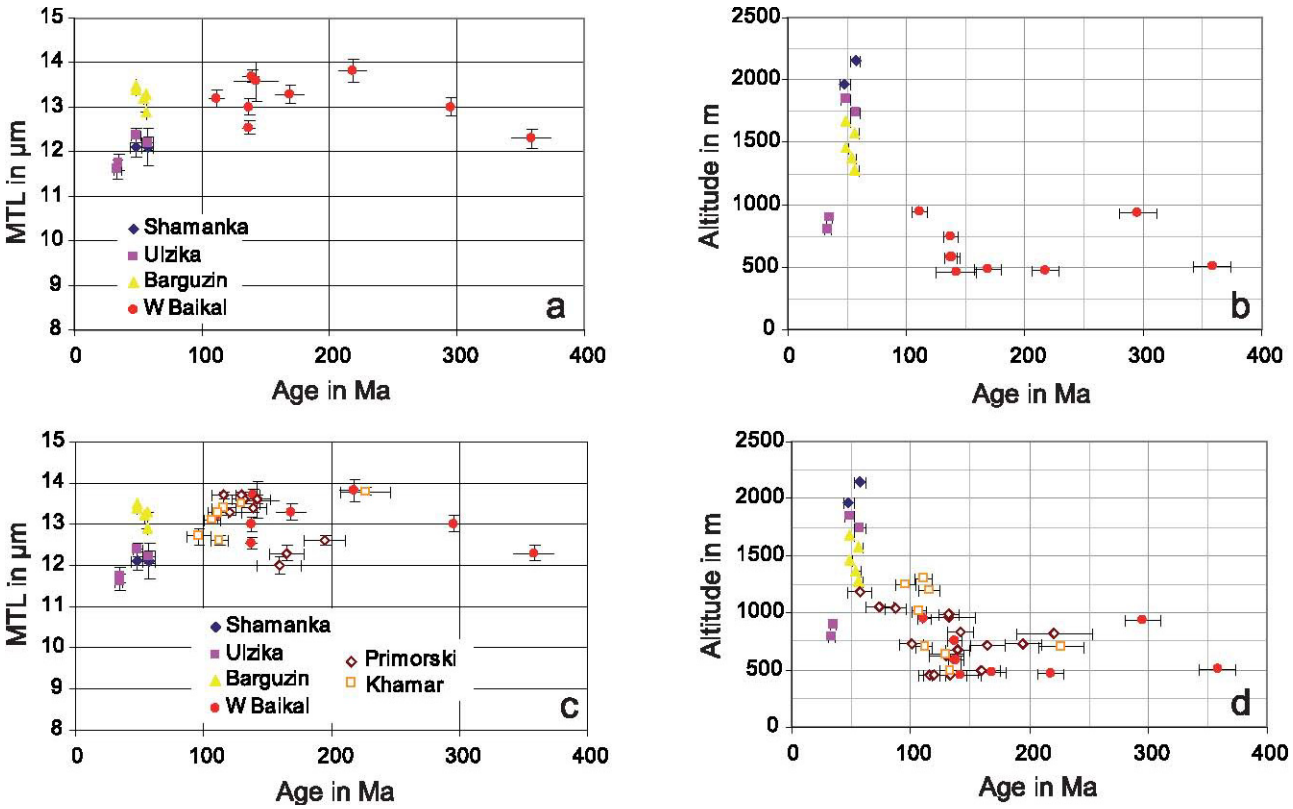


Figure 4. Different plots of the fission track data showing the relationships between (a and c) the mean fission track lengths (MTL) and the fission track ages and (b and d) the sampling altitude and the fission track age. Figures 4a and 4b are only considering data from this study. Figures 4c and 4d include data from van der Beek et al. [1996] that complete the data set for the southern part of the Baikal zone. Both sets of samples are coherent on the two types of graphs. See Table 1 in this study and Tables 1 and 2 of van der Beek et al. [1996] for a complete description of the data.

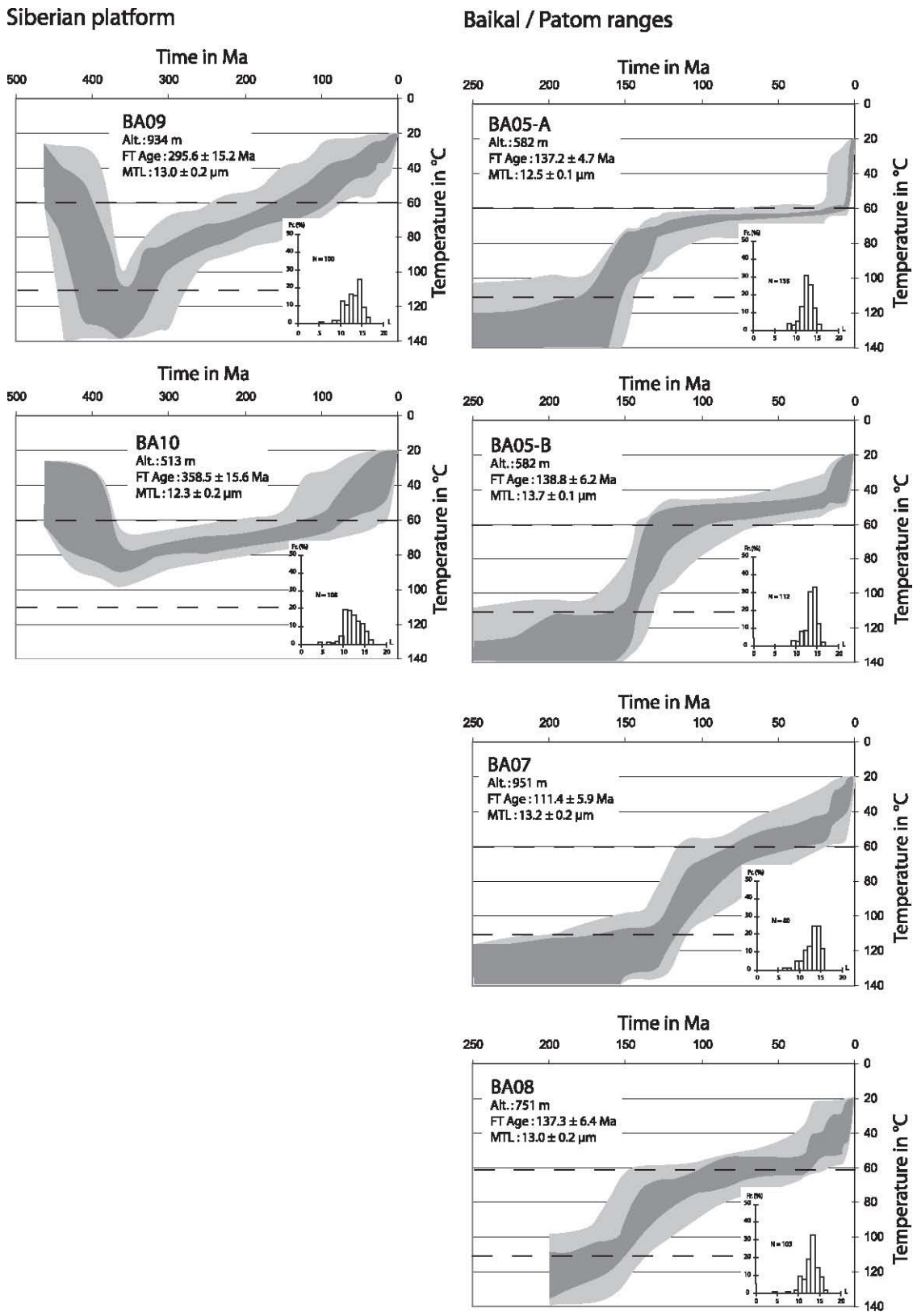

Siberian platform
Baikal / Patom ranges
Time in Ma
Temperature in °C
BA09
Alt.: 934 m
FT Age: 295.6 ± 15.2 Ma
MTL: 13.0 ± 0.2 µm
BA10
Alt.: 513 m
FT Age: 358.5 ± 15.6 Ma
MTL: 12.3 ± 0.2 µm
BA05-A
Alt.: 582 m
FT Age: 137.2 ± 4.7 Ma
MTL: 12.5 ± 0.1 µm
BA05-B
Alt.: 582 m
FT Age: 138.8 ± 6.2 Ma
MTL: 13.7 ± 0.1 µm
BA07
Alt.: 951 m
FT Age: 111.4 ± 5.9 Ma
MTL: 13.2 ± 0.2 µm
BA08
Alt.: 751 m
FT Age: 137.3 ± 6.4 Ma
MTL: 13.0 ± 0.2 µm

Figure 5a.

rate decreases and sample BA09 slowly cools down until reaching 60_C between late Jurassic and early Cretaceous times. Sample BA10 remains at temperatures not exceeding 90°C at the end of the subsidence stage. From the late Devonian, sample BA10 also displays a slow, regular cooling, which brings it to the upper part of the PAZ (60°C) in early Upper Cretaceous times. The model does not constrain the final cooling of the sample.

[34] Modeling of fission track data provides a temperature versus time evolution of samples BA09 and BA10 that reflects burying and exhumation periods. However, it does not give any direct indication on the vertical position of these samples within the sedimentary section. In order to estimate the amount of sediments deposited on samples BA09 and BA10, we used the thermal history provided by the fission track data as a reference and independently computed the depth/temperature evolution of these samples, taking into account both thermal diffusion and advection such as:

$$\frac{dT}{dt} = \kappa \frac{d^2T}{dz^2} - u\frac{dT}{dz}$$

where T is the temperature, t is the time in seconds, z is the depth, k is the thermal diffusivity, and u is the advection velocity (in $m.s^{-1}$), negative downward (Figure 6). The initial (before subsidence) thermal gradient is a steady state geotherm for the cratonic crust with a low surface heat flow of 45 $mW.m^{-2}$. This thermal gradient is then modified during calculation to take into account the advection of material. With those initial conditions, we assume that both samples are located ~1000 m beneath the surface, i.e., at a temperature of about 40°C, which corresponds to the mean starting point of the AFT model. We then use a trial-anderror method to compute the temperature-time evolution of both samples until it fits the one predicted by AFT track length models. Best fitting models show that sample BA09 has been buried beneath 4800 m of sediments between its initial location at 460 Ma and its greater depth around 365 Ma. This corresponds to a subsidence rate of 0.05 $mm.a^{-1}$. Conversely, sample BA10 is only covered by 2300 m of sediments during the same time span, which gives a much lower subsidence rate (0.024 $mm.a^{-1}$). Therefore, around 365 Ma the two samples were vertically offset by about 2500 m.

[35] From the late Devonian, sample BA10 displays a slow, regular cooling which brings it to the upper part of the PAZ (60°C) in early Upper Cretaceous times. The model does not constrain the final cooling of the sample.

[36] Sample BA09 crosses the 110°C isotherm between 350 and 320 Ma (early Carboniferous). Between 320 and 300 Ma the cooling rate decreases and sample BA09, like sample BA10 slowly cools down until reaching 60°C between late Jurassic and early Cretaceous times.

3.4. Low-Temperature Evolution of the Baikal Range

[37] Because of the small number of horizontal fission tracks that could be measured, samples BA02, BA03, and BA04 were not modeled. Samples BA08, BA05A, and BA05B (Figure 5a and Table 1) present a rapid cooling event starting between 170 and 150 Ma and ending around 120–110 Ma when the samples either cross the upper limit of the PAZ (BA05B) or continue to cool slowly toward the surface. Sample BA07 (Figure 5a and Table 1), younger in age but higher in altitude enters the PAZ later, between 130 and 120 Ma suggesting either differential vertical movements between the three samples, a stronger or a later exhumation in the axial zone of the range. The thermal history of sample BA07 indicates that the rapid cooling event ends around 100 Ma and is followed by a period of slower cooling that can be associated with erosion.

3.5. Low-Temperature Evolution of the Barguzin Range

[38] Samples b1 to b5 from the Barguzin profile (near the mouth of the Barguzin basin toward the Centre Baikal basin) cross the 110°C isotherm between 65 and 50 Ma during an episode of rapid cooling which probably brings all the samples to the near surface (Figure 5b). Sample b5, located at the lowest altitude in the profile remains in the PAZ until late Miocene–early Pliocene times and seems to cool rapidly around 5 to 10 Ma. This last cooling event is also recorded in other samples from this profile (b4, b3, and b1) following a period of reheating possibly up to 70°C after the Eocene cooling (Figure 5b). However, because it occurred at temperatures close to the upper limit of the PAZ, the Mio-Pliocene exhumation is not well constrained in those last three samples.

[39] Samples from the Ulzika profile (Figure 5c) display the same initial cooling event as samples from the southern profile. Sample N13 located on top of the profile enters the PAZ around 65 to 60 Ma. Sample N14 located below N13 crosses the 110°C isotherm slightly earlier (around 75 to 65 Ma), but this, like its older fission track age, might be an artifact of the model due to the different chemical

Figure 5a. Reverse modeling of apatite fission track lengths for samples from the Siberian platform and the Baikal-Patom range. Models were obtained using the AFTSolve1 software [Ketcham et al., 2000]. Alt is the sampling altitude, FT age is the fission track age (see Table 1), and MTL is the measured mean track length. The dark gray area represents the envelope of all the possible temperature-time curves falling within a 1s error interval from the best fit curve. The light gray area represents the envelope of all the cooling curves falling within a 2s interval. Only the area between 110°C and 60°C (designed as partial annealing zone or PAZ, between the dashed lines on the graphs) is representative. The track lengths histogram is displayed for each sample. L is the track length in mm, Fr (%) is the frequency of measurements in %, and N is the total number of tracks measured. For clarity, reasons the time scale (horizontal) of the temperature-time models varies between the various groups of samples. See text for discussion of the graphs.

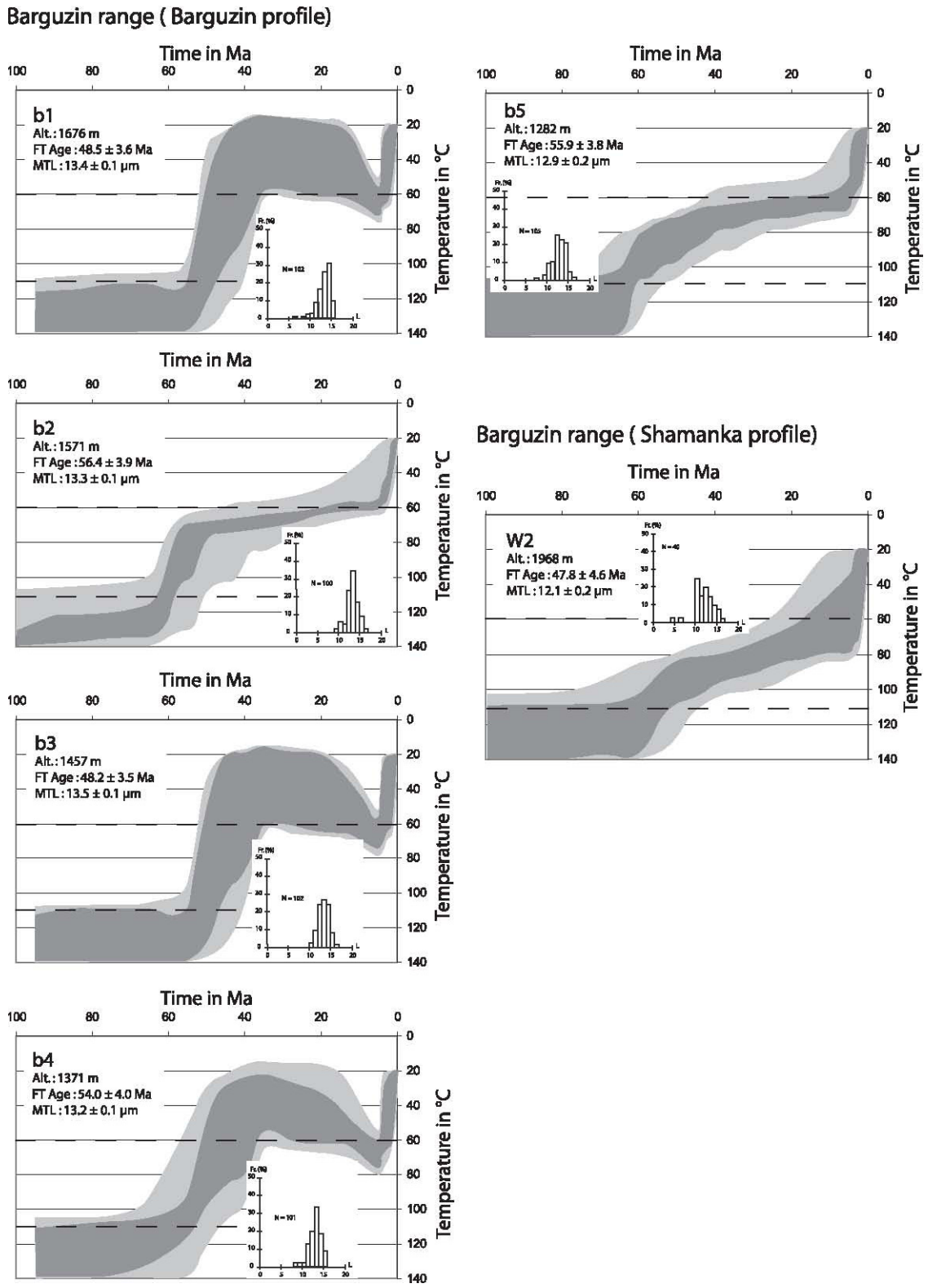
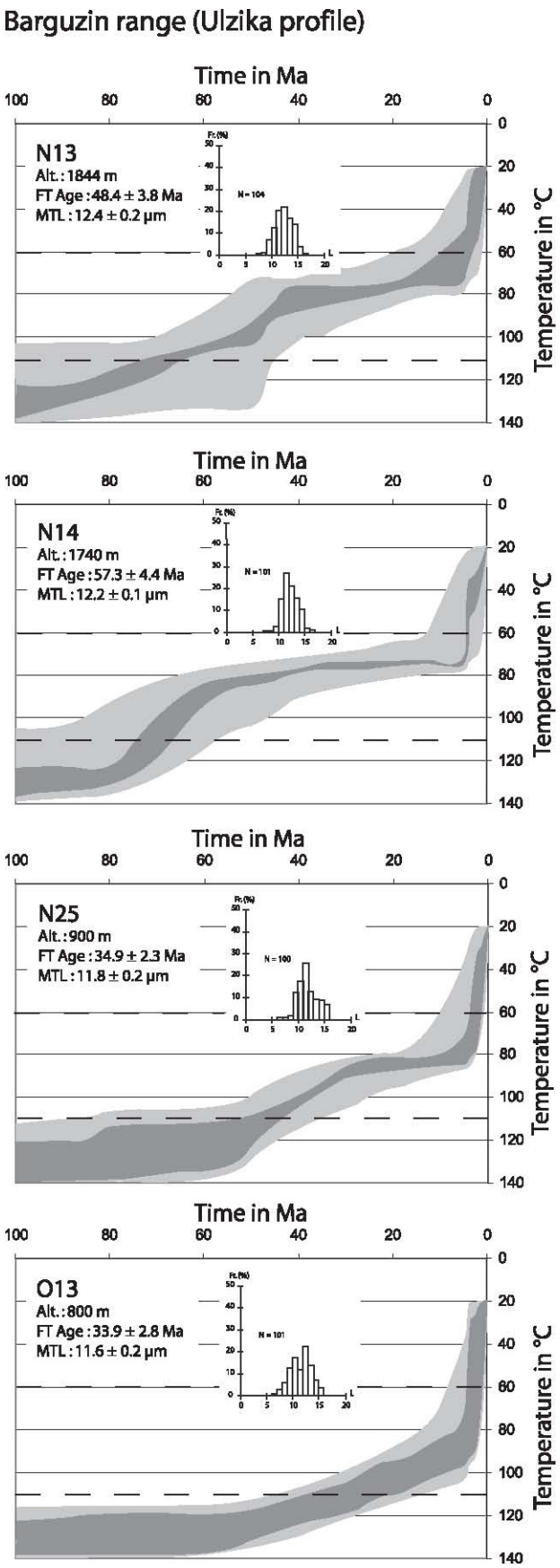


Figure 5b. Reverse modeling of apatite fission track lengths for samples from the Barguzin range (Barguzin and Shamanka profiles). See Figure 5a for key.



composition of this sample. On the lower part of the profile, sample N25 enters the PAZ between 50 and 45 Ma, and sample O13 between 40 and 30 Ma. After this initial Eocene to early Oligocene cooling, all the samples (except O13, which is exhumed later because of its position at the bottom of the section) remain in the PAZ between 90 and 80_C and then reach the surface during a rapid cooling event (60 to 70°C in 5 Ma) clearly identified around 5 Ma. This last cooling event is also recorded in sample O13 by a strong increase of the cooling rate. Considering a mean geothermal gradient of 30_C per kilometer, samples N25 and O13 are brought toward the surface at a mean rate of ~0.4 to 0.45 mm.a^{-1} within the last 5 Ma and at then 0.03 mm.a^{-1} between 30 Ma and 5 Ma.

[40] Sample W1 from the Shamanka profile was not modeled because of the small number of horizontal fission tracks that could be measured (Table 1). Sample W2 (Figure 5b and Table 1) is also poorly constrained with only 40 track lengths measurements. However, it displays the same thermal history as samples from the Ulzika profile: a first episode of rapid cooling starting around 60 to 50 Ma followed by a period of slow cooling from late Eocene to late Miocene times and finally a renewed exhumation starting around late Miocene–early Pliocene times.

4. Discussion

4.1. Paleozoic Relief Building in the Baikal and Patom Ranges

[41] On the Siberian platform, samples BA09 and BA10 experience continuous sediment burying from their Early Ordovician deposition age to the Late Devonian–Early Carboniferous (Figure 5a). By that time (circa 360–350 Ma) sample BA10 collected well inside the platform is covered by about 3 km of sediments whereas sample BA09 located closer to the Baikal and Patom ranges is covered by about 4 km of sediments (Figure 6). This ~100 Ma subsidence episode is coeval with the beginning of accretion of the remote Tuva-Mongolia (Late Cambrian–Early Ordovician) and Khamar-Daban blocks (Late Silurian–Early Devonian) [Fedorovskii et al., 1993; Zorin et al., 1993; Gibsher et al., 1993; Delvaux et al., 1995a; Gusev and Khain, 1996] and predates the onset of compressional deformation in the outer Patom region [de Boisgrollier et al., 2009].

[42] Given the relatively wide distribution of Ordovician detrital sediments, the volume of eroded material may have been important, which would suggests strong and/or widespread topography to the east and south. The lack of an unconformity or any other indication of synsedimentary deformation in the basin indicates that the tectonic effects of the collisions to the south did not affect the basin which was probably far from the mountain range.

Figure 5c. Reverse modeling of apatite fission track lengths for samples from the Barguzin range (Ulzika profile). See Figure 5a for key.

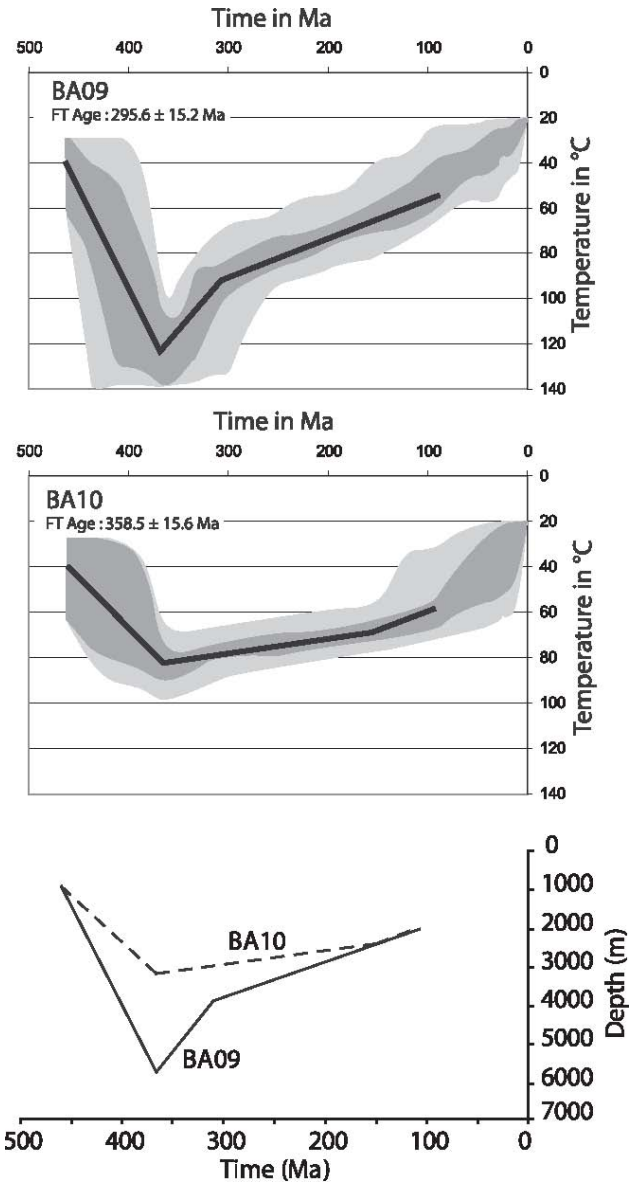


Figure 6. Model of depth evolution history for the Ordovician detrital samples BA09 and BA10 from the Siberian platform. Depth versus time paths are computed using the mean temperature time path calculated using fission track data (Figure 5a and Table 1) and taking into account both thermal diffusion and advection. See text for discussion of the models and results.

[43] The thermal history derived from track lengths modeling implies that burying stopped and exhumation started around Early Carboniferous (350–320 Ma). This change in thermal history is particularly well imaged on sample BA09, which crosses the 110_C isotherm with a relatively rapid cooling rate, which then decreases around the Upper Carboniferous (320–300 Ma) (Figures 5a and 6). This cooling episode can be associated with the closure of the Paleo-Asian ocean in the Carboniferous (Figure 7), which induced folding and thrusting in the Baikal and Patom belts. The rapid cooling rate recorded by sample BA09 in the Early Carboniferous indicates that this deformation affected the Ordovician, Silurian and Devonian sediments of the Siberian platform. Sample BA10 does not displays that initial rapid cooling phase, suggesting that the Carboniferous deformation was less important in the outer domain than at the front of the Baikal-Patom range.

[44] Finally, the thermal history of samples BA10 and BA09 indicates that if subduction along the southern margin of the Dzhida, Khamar Daban-Barguzin, and Stanovoy blocks initiated in Late Silurian–Early Devonian, deformation and relief building of the sedimentary cover of the Angara-Lena plate during Early Carboniferous is most probably related to the subsequent collision coeval to or preceding the emplacement of the Angara-Vitim batholith.

4.2. Middle Jurassic–Early Cretaceous Denudation Around Lake Baikal

[45] On the Siberian platform, samples BA10 and BA09 cool slowly and regularly through the late Paleozoic, Mesozoic and early Cenozoic, reaching the upper limit of the PAZ between Jurassic and Late Cretaceous times. This very slow cooling can be related to slow, continuous erosion of the sedimentary cover.

[46] Within the Baikal range, all samples have Mesozoic ages and the four that have been modeled do not provide any indication on the pre-Mesozoic thermal history of the range (Figure 5a). These results are consistent with the data obtained by van der Beek et al. [1996] in the Primorsky range, the Olkhon block and the Khamar Daban mountains (Figures 2, 4c, and 4d); van der Beek et al. [1996] described a rapid cooling of three modeled samples (2 from the Olkhon block and 1 from the Khamar Daban Mountains)
around 140–120 Ma that brought the samples from temperatures higher than 120°C to less than 60°C. They interpreted those results as the consequence of a rapid cooling episode during the Early Cretaceous, associated with the closure of the Mongol-Okhotsk ocean and the collision between the southern margin of Siberia and the Mongolia–north China block (Figure 7). Finally, they suggested that the random variation of their AFT data may be due to local variations in the geothermal gradient mostly driven by magmatic activity [e.g., Ermikov, 1994; Yarmolyuk and Kovalenko, 2001].

[47] In the Baikal range, our data indicate that the rapid cooling event starts even earlier, during the Middle Jurassic (170–150 Ma) and ends, like reported by van der Beek et al. [1996] during the late Early Cretaceous, around 120–110 Ma (Figure 5a). The onset of rapid cooling is contemporaneous with the change from marine to continentalderived sedimentation in the Trans-Baikal region [Mushnikov et al., 1966; Ermikov, 1994] and with basin inversion and erosion in China and Mongolia [e.g., Meng, 2003], which mark the onset of the Mongol-Okhotsk orogenesis. Unlike the data presented by van der Beek et al. [1996] the mean fission track ages of our samples are very consistent across the Baikal range (Figure 2 and Table 1) and display (1) an abrupt change in ages between the Siberian platform and the

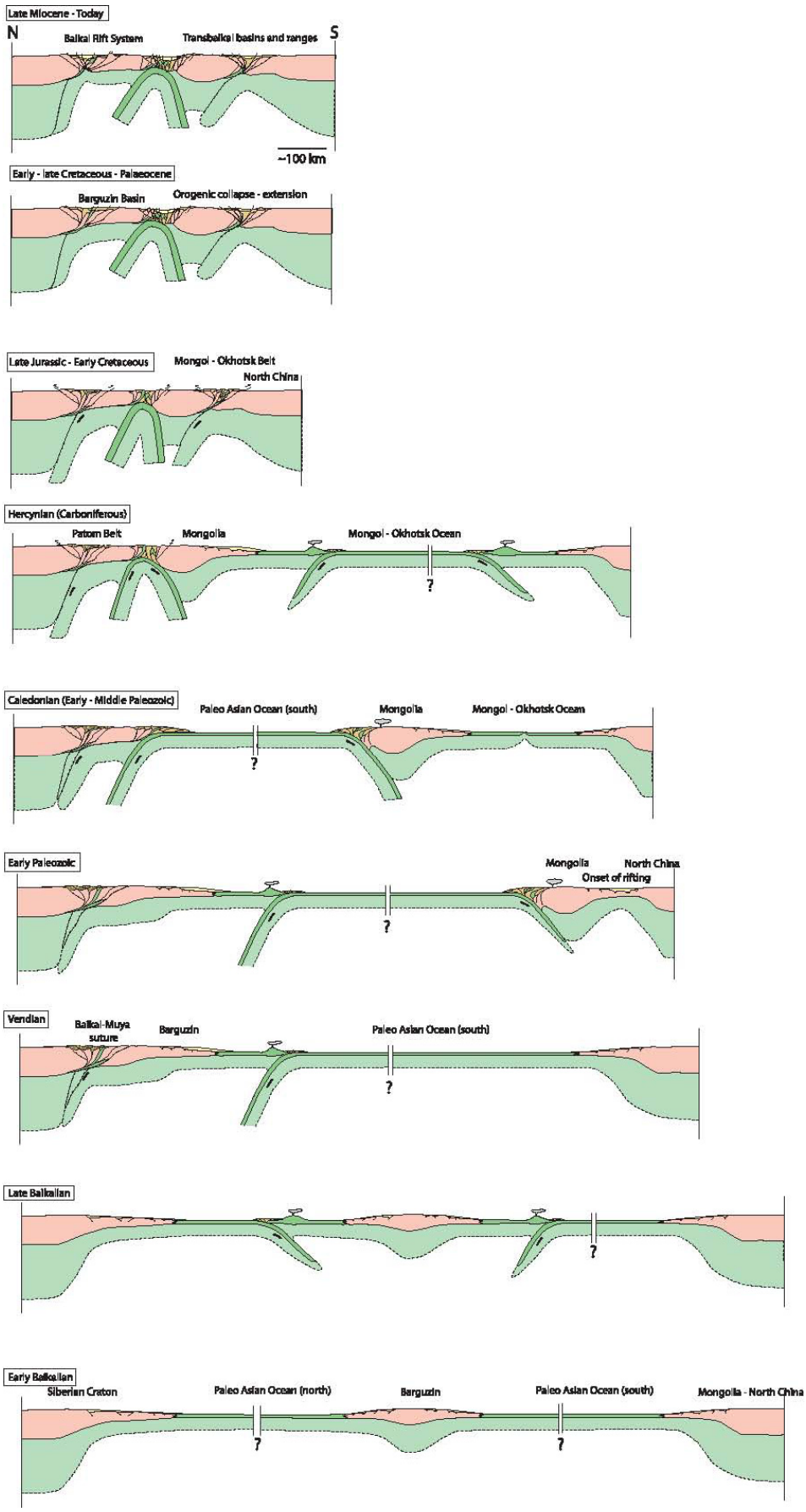


Figure 7. Synthetic cross sections showing the tectonic evolution of SE Siberia and NE Mongolia from the Siberian craton to Mongolia across the actual BRS, Barguzin block and Mongol-Okhotsk belt. Only the major blocks have been identified. See text for discussion of the main tectonic events.

range, corresponding to the sharp step in the morphology along the West Patom Thrust; (2) ages of 137 ± 5 Ma and 139 ± 6 Ma on the ‘‘external’’ parts of the range; a younger age of 111 ± 6 Ma (sample BA07) in the central part of the range; and (3) older ages of 169 ± 12 Ma and 218 ± 11 Ma immediately near Lake Baikal.

[48] Modeling of sample BA07 (Figure 5a) shows that it crosses the 110_C isotherm around 130–120 Ma later than the other samples from the Baikal range, and would thus have a thermal history similar to the samples analyzed by van der Beek et al. [1996]. The younger age obtained for sample BA07 (Table 1) implies either weaker erosion in that part of the range if sample BA07 comes from a depth similar to the others samples, or differential movements along internal structures during the formation of the relief. The internal part of the range is presently a region of high topography. If the situation was similar during the Mesozoic then we should consider that erosion may have effectively been higher in the central part of the range, therefore, that sample BA07 was exhumed from deeper levels than the other samples. Indeed, sample BA07 was collected very close to the Paleozoic North Baikal Fault (Figure 2), which may have been reactivated as a thrust fault during the Mesozoic deformation episode, leading to differential exhumation within the range. This second hypothesis explains the later onset of cooling for sample BA07 but also the fact that cooling of this sample ended slightly later than for the others.

[49] Unlike west of the Baikal range, there is no sharp morphological step between the samples located near the shore of Lake Baikal and those of the ‘‘external’’ part of the range to the east (not considering the steep Cenozoic normal faults) (Figure 2). Still, there is a change in fission track ages implying that the samples located close to the lake have been less affected by the Middle Jurassic–Early Cretaceous cooling. This favors the hypothesis of a reactivation of the North Baikal Fault, which induced renewed exhumation close to the fault and low-relief building associated with low erosion near the present-day lake.

[50] Relief building around Lake Baikal thus starts in the Middle Jurassic in relation with the Mongol-Okhotsk orogeny to the SE. In the Baikal range, relief building is limited to the west by the West Patom Thrust (Figure 2) on which is located the present morphological step between the range and the Siberian platform. Inside the range, the North Baikal Fault is most probably reactivated leading to eastward tilting of the eastern part of the range and differential relief building and exhumation. Cooling due to the activity of this fault (relief building and associated erosion) lasts until circa 100 Ma.

[51] Building of a wide relief in the Baikal–southern Patom ranges is contemporaneous with the large-scale extension that follows the closure of the Mongol-Okhotsk ocean SE of the Baikal-Vitim terrane and down to Mongolia and China [e.g., Zheng et al., 1991; van der Beek et al., 1996; Davis et al., 1996, 2001, 2002; Webb et al., 1999; Zorin, 1999; Darby et al., 2001b; Meng, 2003; Fan et al., 2003; Wang et al., 2006]. However, the sharp change in fission track ages across the topographic step corresponding to the West Patom Thrust clearly indicates that this fault has been reactivated during the relief building episode. As there is no evidence of normal motion on that fault [Delvaux et al., 1995a, 1997], the Mesozoic West Patom fault was most probably a thrust fault. Similarly, movement along the North Baikal Fault and eastward tilting of the eastern block suggest a reverse motion on this fault.

[52] The fate of the sediments that are generated during the Middle Jurassic – Early Cretaceous erosion stage remains unsolved. Our fission track data indicate that if any, only a thin (less than a few hundreds meters) sedimentary cover can have been deposited on the Siberian platform to the west. Fission track data from van der Beek et al. [1996] show that during Early Cretaceous, the SW and SE borders of the Baikal rift were submitted to erosion, which precludes any possibility for sedimentation in that area. Farther to the west on the platform and to the south in the Sayan–Angara there is no indication of Late Jurassic or Cretaceous sediments. The only potential sedimentation areas are the Vilui basin north of the Patom belt and the Arctic Ocean. Sediments eroded from the Baikal and Patom ranges would have been transported by a river system similar to the actual Lena and Vitim systems. This hypothesis suggests that the river network remains very constant across Late Mesozoic and Cenozoic times [Prokopiev et al., 2008].

4.3. Late Cretaceous to Quaternary Evolution of the Barguzin Range and Basin

[53] Similar to the samples analyzed by van der Beek et al. [1996], our data obtained in the Baikal ridge do not provide any indication on the Cenozoic thermal history of the area (Table 1 and Figure 5a). All of them either cross the 60°C isotherm shortly after the Middle Jurassic–Early Cretaceous event or slowly cool down toward the surface with no marked thermal event. This is consistent with the paleogeographic reconstruction of Mats et al. [2001]: from Paleocene to early Oligocene times, the present-day Baikal range, north Baikal depression and Patom region are occupied by a ‘‘slightly elevated’’ denudation plateau with Mesozoic inherited reliefs and covered by a lateritekaolinite weathering crust.

[54] The results are very different in the Barguzin area (Figure 2), in which only Cenozoic ages are found (Table 1). Fission track lengths modeling provide a complete thermal history of the eastern side of the Barguzin range from late Late Cretaceous to Quaternary (Figures 5b and 5c).

[55] The Barguzin basin (Figure 2) belongs to the BRS and is limited to the northwest by a series of SW–NE directed en echelon active normal faults that separate the basin (~500 m high) from the up to 2600 m high Barguzin range (Figure 2) [e.g., Florensov, 1960; Solonenko, 1968, 1981; Delvaux et al., 1997; Epov et al., 2007; Lunina and Gladkov, 2007]. To the east, the basin is separated from the Ikat mountains by another set of small-offset SW–NE normal faults. The basin infill is asymmetric with a greater sediment thickness (up to 2.5 km) on its western side near the Barguzin range [e.g., Solonenko, 1981; Nevedrova and Epov, 2003; Epov et al., 2007]. A borehole within the central Barguzin basin crossed the entire Quaternary and Cenozoic series and reached the basement at 1400 m [Florensov, 1982]. The

oldest recognized sediments are middle Pliocene clay siltstones and sandstones. Sarkisyan [1958] and Florensov [1960] inferred the existence of a Miocene lake within the basin, but no Miocene sediments have been identified. The recognized upper Pliocene section is made of conglomerates and sandstones. Finally, the Quaternary series are made of unconsolidated conglomerates, gravels, sandstones and siltstones. Several blocks of uplifted basement have been identified within the basin [Florensov, 1960; Nevedrova and Epov, 2003; Epov et al., 2007]. From sedimentary data, the evolution of the Barguzin basin started during middle Pliocene times when the ‘‘fast rifting’’ stage initiated in the Baikal rift. The apatite fission track data presented in this work are consistent with the occurrence of a Pliocene phase in the evolution of the basin, and also account for a much longer history.

4.3.1. Late Cretaceous–Eocene

[56] Along the three profiles of the Barguzin basin, all samples located now at the highest altitude cross the 110°C isotherm between about 65 Ma and about 50 Ma during a phase of rapid cooling (Figures 5b and 5c). This event appears more strongly marked in the Barguzin profile, south of the Barguzin range, where most samples reach the near surface by Eocene times. The other samples do not reach the near surface but remain in the apatite PAZ (b5, N13, N14, or W2) and record a period of slow cooling after the Eocene.

[57] The stronger exhumation in the south of the basin (Barguzin profile) (Figure 5b) cannot be driven by external processes such as different climate conditions leading to stronger erosion, because the distance between the profiles is too small. It is thus interpreted as the result of differential tectonic uplift between individual basement blocks separated by the SW–NE faults mapped within the Barguzin range.

[58] On the basis of sediment analysis, the onset of rapid rifting in the Tunka, north Baikal and central Baikal basins is dated around late Oligocene–Miocene [e.g., Mats, 1985, 1993; Mats et al., 2001; Logatchev, 1993, 2003; Petit and Déverchère, 2006]. However, Late Cretaceous–Eocene sediments are found in and around the Tunka and north Baikal basins [Mats, 1993; Scholz and Hutchinson, 2000]. A precursor of the South Baikal Depression started to form in Late Cretaceous–early Paleocene [Tsekhovsky and Leonov, 2007]. To the SE, in the southern Vitim area, small grabens such as the Eravna basin contain Late Cretaceous clastic sediments known as the Mokhei Formation [Rezanov, 2000; Skoblo et al., 2001; Tsekhovsky and Leonov, 2007]. These sediments rest with an erosional contact on the Cretaceous kaolinic weathering crust. Rezanov [2000] indicates that during the Paleogene, the northern edge of the Eravna depression was bordered by reliefs while its southern edge was connected with a planation surface.

[59] The strong cooling event recorded by apatite fission track analysis implies that exhumation in the Barguzin range started in the Late Cretaceous. We suggest that this uplift was accommodated, like in the present-day, by vertical motions on the Barguzin fault, though the absence of fission track data east of the Barguzin basin does not allow confirming this hypothesis. In this case, the Barguzin fault could have been in the continuity of the large offset Morskoy fault that bounds the central Baikal basin [e.g., Hutchinson et al., 1992; Petit and Déverchère, 2006].

[60] The extension that was thought to be restricted to the southern and central Baikal zone and the Vitim area until Oligocene times thus probably reached the northern Barguzin basin in the Late Cretaceous – Paleocene (Figure 7). South of the Barguzin basin, extension was probably localized in the South Baikal Depression [Tsekhovsky and Leonov, 2007].

[61] The results of van der Beek et al. [1996] do not show any evidence of late Late Cretaceous–Paleocene denudation NE of the Selenga delta, in the Khamar Daban range. The present-day topography of this area is much lower than that of the Barguzin range, and no large extensional basins are present (Figure 2). The Late Cretaceous–Paleocene extensional deformation thus appears to have been localized on areas relatively similar to the late Tertiary–Quaternary deformation.

[62] The initiation and development of the Baikal rift zone is generally thought to be either the surface effect of a wide asthenospheric diapir beneath the rift axis [e.g., Zorin, 1981; Windley and Allen, 1993; Logatchev and Zorin, 1987; Gao et al., 2003; Zorin et al., 2003; Johnson et al., 2005; Kulakov, 2008] or more frequently a direct consequence of the far-field effects of the collision between India and Asia farther south [e.g., Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier and Molnar, 1979; Delvaux et al., 1997; Petit et al., 1996; Petit and Déverchère, 2006]. Alternative models explain the initiation and development of the Baikal rift by complex interactions between the India-Asia collision and the Pacific–east Asia subduction associated to prerift crustal heterogeneities inherited from the long-lasting tectonic history of the region [e.g., Delvaux, 1997].

[63] If extension does initiate in the Barguzin area during the late Late Cretaceous, prior to the India-Asia collision [e.g., Patriat and Achache, 1984; Besse et al., 1984; Patzelt et al., 1996; Ali and Aitchison, 2006] the driving mechanism of this initial stage cannot be related to the far-field effects of this collision. As most rift-related volcanism is younger than the Paleocene (S. V. Rasskasov et al., presented paper, 2002), asthenosphere-driven extension is unlikely too. An alternative explanation is that a mechanism similar to the one responsible for the Late Jurassic–Early Cretaceous general extension in the Transbaikal region was still active in the Late Cretaceous and induced the structuring of the Barguzin range and basin, like in the Eravna depression ~10 Ma before. This transitional stage was followed by a ‘‘true rifting’’ stage during which some of the old depressions were rejuvenated (north and Centre Baikal, Barguzin), others were abandoned (Eravna) and new ones were created (north Baikal basins). Rassakov [1993] proposed that during late Oligocene–early Pliocene, the variations of the stress field in the eastern Baikal Rift Zone might be linked to the Pacific–east Asia active margin. Delvaux [1997] also suggested that compressive intraplate stress field generated by the Pacific–east Asia subduction zone during Oligocene-Miocene times may be at the origin of the ‘‘slow rifting’’ stage.

4.3.2. Oligocene

[64] The Paleocene-Eocene rapid cooling event recorded by the apatite fission track data is followed by a period of very slow cooling for the samples located in the upper part of the profiles (samplesN13,N14, b5,W2 (Figures 5b and 5c)). By that time those samples are only submitted to erosion and no more to tectonic exhumation. Simultaneously, the samples located in the lower part of the profiles (N25 and O13) continue to be exhumed both through erosion and tectonic denudation (Figure 5c). Sample N25 located at 900 m cools down to _85_C by early–middle Oligocene and then stops cooling. Sample O13 located lower down at 800 m crosses the 110°C isotherm around 35 to 30 Ma (early Oligocene). This cooling pattern implies a rapid, tectonic denudation of the lowest samples while the uppermost samples, rapidly exhumed previously, are only submitted to slow cooling through erosion. We interpret it by the progressive exhumation of the samples along a continuously active normal fault. The fact that cooling rates strongly decrease after the initial cooling that brings the samples within the apatite PAZ indicates that surface erosion was probably very low. This, in turn, implies that the relief created in the Barguzin range was mostly preserved and that sediment flux within the Barguzin basin may have been limited. This is consistent with the low sedimentation rates observed in the north and central Baikal basins during the same period [e.g., Nikohyev et al., 1985; Moore et al., 1997; Levi et al., 1997; Mats et al., 2000].

4.3.3. Late Miocene–Quaternary

[65] Final cooling of the samples happens in the late Miocene–early Pliocene (i.e., around 5 Ma). A dramatic increase in cooling rate is recorded around 5 Ma by samples b5, N13, N14, and W2 located in the upper part of the three profiles (Figures 5b and 5c). The last cooling event is not strongly constrained in these samples because it takes place in the uppermost part of the apatite PAZ. On the contrary, the 5 Ma event is clearly visible on samples O13 and N25 located in the lower part of the profiles. This increase in cooling rate along the eastern margin of the Barguzin range is contemporaneous with the onset of the ‘‘fast rifting’’ phase in the Baikal [e.g., Hutchinson et al., 1992; Delvaux et al., 1997; Petit and Déverchère, 2006; Mats et al., 2000] and the initiation of the north Baikal basin [e.g., Hutchinson et al., 1992; Delvaux et al., 1997; Petit and Déverchère, 2006] (Figure 7). At a regional scale, the early Pliocene marks the onset of renewed tectonic activity in Gobi Altay, Altay, and Sayan ranges generated by the northward propagation of the compressive stress generated by the India-Asia collision [Delvaux et al., 1995b; De Grave and Van den Haute, 2002; Vassallo et al., 2007]. Pleistocene-Holocene inversion of the north Tunka basin implies that the SW–NE directed compression reaches the Baikal Rift Zone at that time [Larroque et al., 2001]. The initiation of the ‘‘fast rifting ‘‘ phase may thus follow an initial ‘‘lithosphere weakening’’ stage that initiated in the late Late Cretaceous–early Paleocene and result from the arrival of the SW–NE compression generated by the India-Asia collision to the south. Compared to the wide Cretaceous collapse area, the present-day rift is much more localized. Therefore, if Cretaceous extension did initiate some early rift basins, only those which were favorably located and oriented could further develop during the true rifting stage. Their location close to the border of the Siberian craton is probably the key factor that controlled their long-lived development.

5. Conclusion

[66] The main phases of tectonic deformation and relief building recorded in the Baikal Rift Zone by apatite fission track thermochronology can be summarized as follows (Figure 7):

[67] 1. To the west, the Siberian platform experiences a continuous but slow sedimentation from at least the Early Ordovician to the Late Devonian. During that time, a maximum of about 4 km of sediments are deposited along the Baikal and southern Patom ranges. However, given the relatively wide spreading of those sediments over the platform, the volume of eroded material may have been important, which would indicate strong and/or widespread reliefs to the east and south.

[68] 2. Exhumation of the Early Ordovician series starts in the Early Carboniferous due to a continental collision that follows the subduction initiated in the Late Silurian–Early Devonian by the subduction along the southern margin of the Dzhida, Khamar Daban, Barguzin and Stanovoy blocks. The deformation front is probably located along the Baikal fault zone. No sediments associated to this tectonic phase are preserved on the platform.

[69] 3. A second phase of deformation that does not affect the Siberian platform is then recorded in the Baikal range. It starts during Middle Jurassic times, around 170–150 Ma contemporaneously with the onset of the Mongol-Okhotsk orogeny to the west. Deformation and relief building are mostly driven by reactivation of inherited faults such as the frontal Baikal fault zone and the more internal North Baikal Fault. Those movements lead to differential exhumation. This deformation and relief building episode probably ends around 100 Ma in the Baikal–southern Patom area. Like in the Carboniferous, the sediments derived from the erosion of the Jurassic–Cretaceous reliefs are not identified on the platform around the Patom range but may have been transported northward to the Vilui basin.

[70] 4. The third tectonic event is recorded in the samples from the Barguzin range. It initiates in late Late Cretaceous–early Paleocene contemporaneously with the formation farther south and SE of the South Baikal Depression or the Eravna basin. Deformation appears localized on discrete faults and probably restricted, in the Baikal Rift Zone, to the South Baikal Depression and the Barguzin basin. This Late Cretaceous–early Paleocene extension episode suggests that there has been a continuum between the orogenic collapse of the Mongol-Okhotsk belt that leads to the formation of numerous grabens toward the SE and the initiation of the Baikal Rift Zone. It also implies that the initial driving mechanism for the formation of the Baikal Rift Zone is not a far-field effect of the India-Asia collision.

[71] 5. Finally, the apatite fission track data confirm the increase in tectonic activity in the Baikal Rift Zone

around late Miocene–early Pliocene. This period is also marked by the onset of a strong compressive deformation in Goby Altay, Altay, and Sayan ranges due to the northward propagation of the compressive stress generated by the India-Asia collision. The conjunction between this new mechanism and the initial, postorogenic extension might explain the increase in tectonic deformation in the Baikal Rift Zone.

[72] **Acknowledgments**. This work has been supported by Total. Samples from the Barguzin range were collected with partial financial support from the Siberian Branch of the Russian Academy of Science (grant IP 10.7.3) and from the Russian Fund for Basic Research (grant 08- 05-00992). Constructive and detailed reviews by D. Delvaux and one anonymous reviewer have been greatly appreciated

References

Ali, J. R., and J. C. Aitchison (2006), Positioning Paleogene Eurasia problem: Solution for 60 – 50 Ma and broader tectonic implications, Earth Planet. Sci. Lett., 251, 148 – 155, doi:10.1016/j.epsl.2006.09.003.

Barbarand, J., A. Carter, I. Wood, and T. Hurford (2003), Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite, Chem. Geol., 198, 107 –137, doi:10.1016/S0009-2541(02)00424-2.

Barry, T. L., A. D. Saunders, P. D. Kempton, B. F. Windley, M. S. Pringle, D. Dorjnamjaa, and S. Saandar (2003), Petrogenesis of Cenozoic basalts from Mongolia: Evidence for the role of asthenospheric versus metasomatised mantle sources, J. Petrol., 44, 55– 91, doi:10.1093/petrology/44.1.55.

Bazarov, D. B. (1986), Cenozoic of the Baikal and Western Transbaikal Regions, Nauka, Novosibirsk, Russia.

Belichenko, V. G., E. V. Sklyarov, N. L. Dobretsov, and O. Tomurtogoo (1994), Geodynamic map of the Paleo-Asian ocean (eastern part) (in Russian), Russ. Geol. Geophys., 37(7 – 8), 29 – 40.

Berzin, N. A., and N. L. Dobretsov (1994), Geodynamic evolution of southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time, in Reconstruction of the Paleo-Asian Ocean, edited by R. G. Coleman, pp. 45 – 62, VSP Int. Sci., Leiden, Netherlands.

Berzin, N. A., R. G. Coleman, N. L. Dobretsov, L. O. Zonenshain, X. C. Xiao, and E. Chang (1994), Geodynamic map of the western part of the Paleo- Asian Ocean, Russ. Geol.Geophys., 35(7 – 8), 8 – 28.

Besse, J., V. Courtillot, J. P. Pozzi, M. Westphal, and Y. X. Zhou (1984), Paleomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrust and Zhangbo suture, Nature, 311, 621 – 626, doi:10.1038/311621a0.

Bibikova, E. V., et al. (1990), U-Pb, Sm-Nd and K-Ar ages of metamorphic and magmatic rocks of Pri-Olkhonye (western Pribailkaliye) (in Russian), in Geology and Geochronology of the Precambrian Siberian Platform and Surrounding Fold Belts, pp. 170 – 183, Nauka, St. Petersburg, Russia.

Bukharov, A. A., V. A. Khalilov, T. M. Strakhova, and V. V. Chernikov (1992), The Baikal-Patom highland geology from the U-Pb dating of accessory zircon, Geol. Geofiz., 12, 29 – 39.

Chen, A. (1998), Geometric and kinematic evolution of basement-cored structures: Intraplate orogenesis within the Yanshan orogen, northern China, Tectonophysics, 292, 17 – 42, doi:10.1016/S0040- 1951(98)00062-6.

Chen, Y., and W. Chen (1997), Mesozoic Volcanic Rocks: Chronology, Geochemistry and Tectonic Background, 279 pp., Seismol. Press, Beijing.

Cobbold, P. R., and P. Davy (1988), Indentation tectonics in nature and experiments, 2, central Asia, Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 14, 143 – 162.

Cocks, L. R. M., and T. H. Torsvik (2007), Siberia, the wandering northern terrane, and its changing geography through the Palaeozoic, Earth Sci. Rev., 82, 29 – 74, doi:10.1016/j.earscirev.2007.02.001.

Darby, B. J., G. A. Davis, and Y. Zheng (2001a), Structural evolution of the southwestern Daqing Shan, Yinshan belt, Inner Mongolia, China, in Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation, edited by M. S. Hendrix and G. A. Davis, Mem. Geol. Soc. Am., 194, 199 – 214.

Darby, B. J., G. A. Davis, Y. Zheng, J. Zhang, and X.Wang (2001b), Evolving geometry of the Huhhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China, Geol. Soc. Am. Abstr. Programs, 32, 33.

Davis, G. A., X. Qian, Y. Zheng, H. M. Tong, C. Wang, G. E. Gehrels, M. Shafiquallah, and J. E. Fryxell (1996), Mesozoic deformation and plutonism in the Yunmeng Shan: A metamorphic core complex north of Beijing, China, in The Tectonic Evolution of Asia, edited by A. Yin and T. M. Harrison, pp. 253 – 280, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

Davis, G. A., Y. Zheng, C. Wang, B. J. Darby, C. Zhang, and G. Gehrels (2001), Mesozoic tectonic evolution of the Yanshan fold and thrust belt, with emphasis on Hebei and Liaoning provinces, northern China, in Paleozoic and Mesozoic Tectonic Evolution of Central Asia: From Continental Assembly to Intracontinental Deformation, edited by M. S. Hendrix and G. A. Davis, Mem. Geol. Soc. Am., 194, 71 – 97.

Davis, G. A., B. J. Darby, Y. Zheng, and T. L. Spell (2002), Geometric and temporal evolution of an extensional detachment fault, Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China, Geology, 30, 1003 – 1006, doi:10.1130/0091-7613(2002)030<1003:GATEOA>2.0.CO;2.

Davy, P., and P. R. Cobbold (1988), Indentation tectonics in nature and experiments. Experiments scaled for gravity, Bull. Geol. Inst. Uppsala, 14, 129 – 141.

de Boisgrollier, T., C. Petit, M. Fournier, P. Leturmy, J.-C. Ringenbach, V. A. San'kov, S. A. Anisimova, and S. N. Kovalenko (2009), Palaeozoic orogeneses around the Siberian craton: Structure and evolution of the Patom belt and foredeep, Tectonics, 28, TC1005, doi:10.1029/2007TC002210.

De Grave, J., and P. Van den Haute (2002), Denudation and cooling of the Lake Teletskoye region in the Altai Mountains (south Siberia) as revealed by apatite fission-track thermochronology, Tectonophysics, 349, 145 – 159, doi:10.1016/S0040-1951(02)00051-3.

Delvaux, D. (1997), Geodynamics of the Baikal rifting: New developments and perspectives, in Lithospheric Structure, Evolution and Sedimentation in Continental Rifts, edited by A. W. B. Jacobs, D. Delvaux, andM. A. Khan, Commun. Dublin Inst. Adv. Stud., Ser. D, Geophys. Bull., 48, 86 – 97.

Delvaux, D., R. Moeys, G. Stapel, A. Melnikov, and V. Ermikov (1995a), Palaeostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part I. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution, Tectonophysics, 252, 61 – 101, doi:10.1016/0040-1951(95)00090-9.

Delvaux, D., K. Theunissen, R. Van der meer, and N. A. Berzin (1995b),

Dynamics and paleostress of the Cenozoic Kurai-Chuya de´pression of Gorni Altai (south Siberia): Tectonic and climatic control, Russ. Geol. Geophys., 36(10), 26 – 45.

Delvaux, D., R. Moeys, G. Stapel, C. Petit, K. Levi, A. Miroshnichenko, V. Ruzzhich, and V. San'kov (1997), Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, central Asia, Part 2. Cenozoic rifting, Tectonophysics, 282, 1 – 38, doi:10.1016/S0040-1951(97)00210-2.

Dobretsov, N. L., E. G. Konnikov, and N. N. Dobretsov (1992), Precambrian ophiolite belts of southern Siberia, Russia and their metallogeny, Precambrian Res., 58, 427 – 446, doi:10.1016/0301-9268(92) 90128-B.

Dunkl, I. (2002), TRACKKEY: A Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data, Comput. Geosci. , 28(1), 3 – 12, doi:10.1016/S0098-3004(01)00024-3.

Enkin, R., Z. Yang, Y. Chen, and V. Courtillot (1992), Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the Present, J. Geophys. Res., 97, 13,953 – 13,989, doi:10.1029/92JB00648.

Epov, M. I., N. N. Nevedrova, and A. M. Sanchaa (2007), A geoelectrical model of the Barguzin basin in the Baikal Rift Zone, Russ. Geol. Geophys., 48, 626 – 641, doi:10.1016/j.rgg.2007.06.001.

Ermikov, V. D. (1994), Mesozoic precursors of rift structures of central Asia, Bull Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 18(1), 123 – 134.

Fan, W. M., F. Guo, Y. J. Wang, and G. Lin (2003), Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of postorogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China, J. Volcanol. Geotherm. Res., 121, 115 – 135, doi:10.1016/ S0377-0273(02)00415-8.

Fedorovskii, V. S., L. F. Dobrzhinetskaya, T. V. Molchanova, and A. B. Likhachev (1993), New type of melange: The Baikal Lake, Ol'khon region, Geotektonika, 4, 30 – 45.

Filippova, I. B. (1969), The Khangay synclinorium: Main features of structure and evolution (in Russian), Geotektonika), 5, 76 – 78.

Florensov, N. A. (1960), Mesozoic and Cenozoic Basins in the Baikal Region (in Russian), Izd. Akad. Nauk SSSR, Moscow.

Florensov, N. A., (Ed.) (1982), The Pliocene and Pleistocene Stratigraphy of the Central Baikal Basin (in Russian), Nauka, Novosibirsk, Russia.

Fournier,M., L. Jolivet, P. Huchon, V. S. Rozhdestvensky, K. F. Sergeyev, and L. Oscorbin (1994), Neogene strike-slip faulting in Sakhalin, and the Japan Sea opening, J. Geophys. Res., 99, 2701 – 2725, doi:10.1029/93JB02026.

Fournier, M., L. Jolivet, P. Davy, and J. C. Thomas (2004), Back arc extension and collision: An experimental approach of the tectonics of Asia, Geophys. J. Int., 157, 871 – 889, doi:10.1111/j.1365-246X.2004.02223.x.

Gao, S. S., K. H. Liu, P. M. Davis, P. D. Slack, Y. A. Zorin, V. V. Mordvinova, and V. M. Kozhevnikov (2003), Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone, J. Geophys. Res., 108(B4), 2194, doi:10.1029/2002JB002039.

Gibsher, A. S., A. E. Izokh, and E. V. Khain (1993), Geodynamic evolution of northern segment of the Paleo-Asian ocean in Late Riphean – Early Paleozoic, in Proceedings of the 4th International Symposium of IGCP Project 283: Geodynamic Evolution of the Paleo-Asian Ocean, Novosibirsk, 15 – 24 June, edited by N. L. Dobretsov and N. A. Berzin, pp. 67 – 69, Nauka, Novosibirsk, Russia.

Graham, S. A., M. S. Hendrix, C. L. Johnson, D. Badamgarav, G. Badarch, J. Amory, M. Porte, R. Barsbold, L. E. Webb, and B. R. Hacker (2001), Sedimentary record and tectonic implications of Mesozoic rifting in southern Mongolia, Geol. Soc. Am. Bull., 113, 1560 – 1579, doi:10.1130/0016-7606(2001)113<1560:SRATIO>2.0.CO;2.

Gusev, G. S., and V. Y. Khain (1996), On relations between the Baikal-Vitim, Aldan Stanovoy,and Mongol-Okhotsk terranes (south of mid-Siberia), Geotectonics, Engl. Transl., 29(5), 422 – 436.

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, Chem. Geol., 80, 171 – 178, doi:10.1016/0168-9622(90)90025-8.

Hurford, A. J., and P. F. Green (1983), The zeta age calibration of fission-track dating, Chem. Geol., 1, 285 – 317.

Hutchinson, D. R., A. J. Golmshtok, L. P. Zonenshain, T. C. Moore, C. A. Scholtz, and K. D. Klitgord (1992), Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data, Geology, 20, 589 – 592, doi:10.1130/ 00917613(1992)020<0589:DATFOT>2.3.CO;2.

Ivanov, A. V. (2004), One rift, two models, Sci. First Hand, 1, 50 – 62.

Jin, J., Q. R. Meng, Y. Zhang, and D. Xu (2000), Jurassic-Cretaceous evolution of the Yingen basin and its petroleum potential, Acta Petrol. Sin., 21, 13 – 19.

Johnson, J. S., S. A. Gibson, R. N. Thompson, and G. M. Nowell (2005), Volcanism in the Vitim Volcanis Field, Siberia: Geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal rift zone, J. Petrol., 46, 1309 – 1344, doi:10.1093/petrology/egi016.

Jolivet, L., P. Davy, and P. Cobbold (1990), Rightlateral shear along the northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision, Tectonics, 9, 1409 – 1419, doi:10.1029/TC009i006p01409.

Jolivet, L.,M. Fournier, P. Huchon,V. S.Rozhdestvenskiy, S. Sergeyev, and L. S. Oscorbin (1992), Cenozoic intracontinental dextral motion in the Okhotsk-Japan Sea region, Tectonics, 11, 968 – 977, doi:10.1029/92TC00337.

Jolivet, M., et al. (2007), The Mongolian summits: An uplifted, flat, old but still preserved erosion surface, Geology, 35, 871 – 874, doi:10.1130/G23758A.1.

Kashik, S. A., and V. N. Masilov (1994), Main stages and paleogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (eastern Siberia), Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 18, 453 – 461.

Kazansky, A. Y., D. V. Metelkin, V. Y. Bragin, and L. V. Kungurtsev (2005), Paleomagnetism of the Permian-Triassic traps from the Kuznetsk Basin, southern Siberia, Russian Geol. Geophys., 46(11), 1089 – 1102.

Ketcham, R. A., R. A. Donelick, and M. B. Donelick (2000), AFTSolve: A program for multikinetic modelling of apatite fission-track data, Geol. Mater. Res., 2, 1 – 32.

Khain, V. Y., and N. A. Bozhko (1988), Historical Geotectonics: Precambrian, 382 pp., Nedra, Moscow.

Kimura, G., and K. Tamaki (1986), Collision, rotation and back arc spreading: The case of the Okhotsk and Japan seas, Tectonics, 5, 389 – 401.

Kimura, G., T. Tasaki, and M. Kono (1990), Mesozoic collision-extrusion tectonics in eastern Asia, Tectonophysics, 181, 15 – 23, doi:10.1016/0040-1951(90)90005-S.

Kiselev, A. I., H. A. Golovko, and M. E. Medvedev (1978), Petrochemistry of Cenozoic basalts and associated rocks in the Baikal rift zone, Tectonophysics, 45, 49 – 59, doi:10.1016/0040-1951(78)90223-8.

Kravchinsky, V. A., J.-P. Cogne´,W. P. Harbert, andM. I. Kuzmin (2002), Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia, Geophys. J. Int., 148, 34 – 57,

doi:10.1046/j.1365-246x.2002.01557.x. Kulakov, I. Y. (2008), Upper mantle structure beneath southern Siberia and Mongolia, from regional seismic tomography, Russ. Geol. Geophys., 49, 187 – 196.

Kuzmin, M. I., E. B. Karabanov, A. A. Prokopenko, V. F. Gelety, V. S. Antipin, D. F.Williams, and A. N. Gvozdkov (2000), Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: Results of deep-water drilling, Int. J. Earth Sci., 89, 183 – 192.

Larroque, C., J.-F. Ritz, J.-F. Stephan, V. Sankov, A. Arjannikova, E. Calais, J. Deverchere, and L. Loncke (2001), Interaction compression-extension à la limite Mongolie-Sibérie: Analyse préliminaire des déformations récentes et actuelles dans le basin de Tunka, C.R. Acad. Sci., 332, 177 – 184.

Laslett, G. M., P. F. Green, I. R. Duddy, and A. J. W. Gleadow (1987), Thermal annealing of fission tracks in apatite, 2. A quantitative analysis, Chem. Geo l . , 6 5 , 1 – 1 3 , d o i : 1 0 . 1 0 1 6 / 0 0 0 9 - 2541(87)90189-6.

Lebedev, S., T. Meier, and R. D. Van der Hilst (2006), Asthenospheric flow and origin of volcanism in the Baikal rift area, Earth Planet. Sci. Lett., 249, 415 – 424, doi:10.1016/j.epsl.2006.07.007.

Lesne, O., E. Calais, and J. Déverchère (1998), Finite element modeling of present-day kinematics and strain in the Baikal rift zone, Siberia, Tectonophysics, 289, 327 – 340, doi:10.1016/S0040- 1951(98)00004-3.

Levi, K., A. I. Miroshnichenko, V. A. San'kov, S. M. Babushkin, G. V. Larkin, A. A. Badardinov, H. K. Wong, S. Colman, and D. Delvaux (1997), Active faults of the Baikal Depression, Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 21, 399 – 434.

Lin, W., M. Faure, S. Nomade, Q. Shang, and P. R. Renne (2008), Permian-Triassic amalgamation of Asia: Insights from northeast China sutures and their place in the final collision of north China and Siberia, C. R. Geosci., 340, 190 – 201, doi:10.1016/j.crte.2007.10.008.

Logatchev, N. (1993), History and geodynamics of the Baikal rift in the context of Eastern Siberia rift system: A review, Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 17(2), 353 – 370.

Logatchev, N. A. (2003), History and Geodynamics of the Baikal rift, Geol. Geofiz., 44(5), 391 – 406.

Logatchev, N. A., and Y. A. Zorin (1987), Evidence and causes for the two-stage development of the Baikal rift, Tectonophysics, 143, 225 – 234, doi:10.1016/ 0040-1951(87)90092-8.

Logatchev, N. A., et al. (1996), Cenozoic Rifting in the Continental Lithosphere, in The Lithosphere of Central Asia, pp. 57 – 80, Nauka, Novosibirsk, Russia.

Logatchev, N. A., et al. (2002), K-Ar dating of the Paleocene weathering crust in the Baikal region, Dokl. Akad. Nauk, 385(6), 797 – 799.

Lunina, O. V., and A. S. Gladkov (2007), Late Cenozoic fault pattern and stress fields in the Barguzin rift (Baikal region), Russ. Geol. Geophys., 48, 598 – 609, doi:10.1016/j.rgg.2006.06.001.

Malitch, N. S. (Ed.) (1999), Geological map of the Siberian Platform and Adjoining Areas, scale 1:1,500,000, Minist. of Nat. Resour. of Russ. Fed., Moscow.

Mats, V. D. (1985), New data on the stratigraphy of Miocene and Pliocene rocks in the southern Baikal region, in Problems of Geology and Paleogeography of Siberia and the Russian Far East, pp. 36 – 53, Irkutsk Geol. Univ., Irkutsk, Russia.

Mats, V. D. (1993), The structure and development of the Baikal rift depression, Earth Sci. Rev., 34, 81–118, doi:10.1016/0012-8252(93)90028-6.

Mats, V. D., O. M. Khlystov,M. De Batist, S. Ceramicola, T. K. Lomonosova, and A. Klimansky (2000), Evolution of the Academician Ridge Accommodation Zone in the central part of the Baikal rift, from highresolution reflection seismic profiling and geological field investigations, Int. J. Earth Sci., 89, 229 – 250, doi:10.1007/s005310000094.

Mats, V. D., G. F. Ufimtsev, and M. M. Mandel'baum (2001), Cenozoic of the Baikal Rift Depression: Structure and Geological History, Sibirskoe Otdelenie Rossijskaaˆ Akad. Nauka Filial Geo, Novosibirsk, Russia.

Melnikov, A. I., A. M. Mazukabzov, E. V. Sklyarov, and E. P. Vasiliev (1994), Baikal rift basement: Structure and tectonic evolution, Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, 18(1), 99 – 122.

Meng, Q.-R. (2003), What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract?, Tectonophysics, 369, 155 – 174, doi:10.1016/ S0040-1951(03)00195-1.

Metelkin, D. V., I. V. Gordienko, and X. Zhao (2004), Paleomagnetism of Early Cretaceous volcanic rocks from Transbaikalia: Argument for Mesozoic strikeslip motions in central Asian structure, Russ. Geol. Geophys., 45(12), 1404 – 1417.

Metelkin, D. V., I. V. Gordienko, and V. S. Klimuk (2007), Paleomagnetism of Upper Jurassic basalts from Transbaikalia: New data on the time of closure of the Mongol-Okhotsk ocean and Mesozoic intraplate tectonics of central Asia, Russ. Geol. Geo p h y s . , 48, 825 – 8 3 4 , do i : 1 0 . 1 0 1 6 / j.rgg.2007.09.004.

Molnar, P., and P. Tapponnier (1975), Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision, S c i e n c e , 189, 419 – 4 2 6 , d o i : 1 0 . 11 2 6 / science.189.4201.419.

Moore, T. C., K. D. Klitgord, A. J. Golmshtok, and E. Weber (1997), Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy, Geol. Soc. Am. Bul l . , 109, 746–766, doi:10.1130/0016-7606(1997)109<0746:SASPIT>2.3.CO;2

Mushnikov, A. F., K. K. Anashkina, and B. I. Oleksiv (1966), Stratigraphy of Jurassic sediments in the eastern Trans-Baikal region (in Russian), Bull. Geol. Miner. Resour. Chita Reg. 2, pp. 57 – 99, Nedra, Moscow.

Nevedrova, N. N., and M. I. Epov (2003), Deep geoelectrical soundings in active seismic areas, in Geodynamics and Geoecological Problems of Mountain Regions, Proceedings of the International Symposium, Bishkek, 27 Oct. to 3 Nov, pp. 153 – 163, Bishkek, Kyrgyzstan.

Nie, S., D. B. Rowley, and A. M. Ziegler (1990), Constraints on the location of Asian microcontinents in Paleo-Tethys during Late Palaeozoic, in Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography, edited by W. S. McKerrow and C. R. Scotese, Mem. Geol. Soc., 12, 397 – 409.

Nikohyev, V. G., L. A. Vanyakin, V. V. Kalinin, and V. Y. Milanovskiy (1985), The sedimentary section beneath Lake Baikal, Int. Geol. Rev., 27, 449 – 459, doi:10.1080/00206818509466432.

O'Sullivan, P. B., and R. R. Parrish (1995), The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: A case study from the Coast Ranges, British Columbia, Earth Planet. Sci. Lett., 132, 213 – 224, doi:10.1016/0012-821X(95)00058-K.

Patriat, P., and J. Achache (1984), India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates, Nature, 311(5987), 615 – 621, doi:10.1038/311615a0.

Patzelt, A., L. Huamei, W. Junda, and E. Appel (1996), Palaeomagnetism of Cretaceous to tertiary sediments from southern Tibet: Evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia, Tectonophysics, 259, 259 – 284, doi:10.1016/0040-1951(95)00181-6.

Petit, C., and J. Déverchère (2006), Structure and evolution of the Baikal rift: A synthesis, Geochem. Geophys.

Geosyst., 7, Q11016, doi:10.1029/2006GC001265.

Petit, C., J. De´verche`re, F. Houdry, V. A. San'kov, V. I. Melnikova, and D. Delvaux (1996), Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications, Tectonics, 15, 1171 – 1191, doi:10.1029/96TC00624.

Petit, C., J. De´verche`re, E. Calais, V. A. San'kov, and D. Fairhead (2002), Deep structure and mechanical behavior of the lithosphere in the Hangai-Hövsgöl region, Mongolia: New constraints from gravity modelling, Earth Planet. Sci. Lett., 197, 133 – 149, doi:10.1016/S0012-821X(02)00470-3.

Petit, C., E. Burov, and C. Tiberi (2008), Strength of the lithosphere and strain localisation in the Baikal rift, Earth Planet . Sci . Let t . , 269, 523 – 529, doi:10.1016/j.epsl.2008.03.012.

Prokopiev, A. V., J. Toro, E. L. Miller, and G. E. Gehrels (2008), The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia, Geology, 36(9), 699 – 702, doi:10.1130/G24924A.1. Rassakov, S. V. (1993), Magmatism of the Baikal Rift System (in Russian), 141 pp., Nauka, Novosibirsk, Russia.

Ren, J., K. Tamaki, S. Li, and Z. Junxia (2002), Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in eastern China and adjacent areas, Tectonophysics, 344, 175– 205, doi:10.1016/S0040-1951(01)00271-2.

Rezanov, I. N. (2000), Formation History of Paleogene Sediments in the Eravna Depression and its Mountainous Framing, in Issues of Lithology, Geochemistry, and Metallogeny of Sedimentary Processes (in Russian), pp. 158 – 163, GEOS 2, Moscow. Rutshtein, I. G. (Ed.) (1992), Geological map of the Chita Region, Chita, scale 1:500,000, 23 sheets, MPGIT, Moscow.

Sarkisyan, S. G. (1958), Mesozoic and Tertiary Sediments of the Baikal and Trans-Baikal Regions and the Russian Far East (in Russian), Izd. Akad. Nauk SSSR, Moscow.

Scholz, C. A., and D. R. Hutchinson (2000), Stratigraphic and structural evolution of the Selenga Delta Accommodation Zone, Lake Baikal rift, Siberia, Int. J. Earth Sci . , 89, 212 – 228, doi:10.1007/s005310000095.

Sengör, A. M. C., and K. Burke (1978), Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications, Geophys. Res. Lett., 5, 419 – 421, doi:10.1029/GL005i006p00419.

Shao, J., B. Mu, and L. Zhang (2000), Deep geological process and its shallow response during Mesozoic transfer of tectonic framework in eastern north China, Geol. Rev., 46, 32 – 40.

Shao, J., X. Li, and L. Zhang (2001), The geochemical condition for genetic mechanism of the Mesozoic bimodal dyke swarms in Nankou-Jiugongguan (in Chinese with English abstract), Geochimica, 30, 517 – 524.

Skoblo, V. M., N. A. Lyamina, and I. V. Luzina (2001), The Continental Upper Mesozoic of the Baikal and Transbaikal Regions (in Russian), Sibirskoe Otdelenie Rossijskaaˆ Akad. Nauka, Novosibirsk, Russia.

Solonenko, V.P. (1968), Seismotectonics and Seismicity of the Baikal Rift System (in Russian), Nauka, Moscow.

Solonenko, V. P. (1981), Seismogeology and Detailed Seismic Zoning of the Baikal Region (in Russian), Nauka, Novosibirsk, Russia.

Song, J., and L. Dou (1997), Mesozoic-Cenozoic Tectonics of Petroliferous Basins in eastern China and Their Petroleum Systems, 182 pp., Pet. Ind. Press, Beijing.

Spicer, R. A., A. Ahlberg, A. B. Herman, C.-C. Hofmann, M. Raikevich, P. J. Valdes, and P. J. Markwick (2008), The Late Cretaceous continental interior of Siberia: A challenge for climate models, Earth Planet. Sci. Lett., 267, 228 – 235, doi:10.1016/j.epsl.2007.11.049.

Sryvtsev, N. A., V. A. Khalilov, V. V. Buldygerov, and V. I. Perelyaev (1992), Geochronology of the Baikal-Muya belt granitoid, Geol. Geofiz., 9, 72–77.

Suvorov, V. D., Z. M. Mishenkina, G. V. Petrick, I. F. Sheludko, V. S. Seleznev, and V. M. Solovyov (2002), Structure of the crust in the Baikal Rift Zone and adjacent areas from deep seismic sounding data, Tectonophysics, 351, 61 – 74, doi:10.1016/S0040-1951(02)00125-7.

Tapponnier, P., and P. Molnar (1979), Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal regions, J. Geophys. Res., 84, 3425 – 3455, doi:10.1029/JB084iB07p03425.

Tauson, L. V., V. S. Antipin, M. N. Zakharov, and V. S. Zubkov (1984), Geochemistry of Mesozoic Latites of the Trans-Baikal Region (in Russian), 213 pp., Nauka, Novosibirsk, Russia.

ten Brink, U. S., and M. H. Taylor (2002), Crustal structure of central Lake Baikal: Insights into intracontinental rifting, J. Geophys. Res., 107(B7), 2132, doi:10.1029/2001JB000300.

Tiberi, C., M. Diament, J. De´verche`re, C. Petit-Mariani, V. Mikhailov, S. Tikhotsky, and U. Achauer (2003), Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology, J. Geophys. Res., 108(B3), 2133, doi:10.1029/2002JB001880.

Traynor, J. J., and C. Sladen (1995), Tectonic and stratigraphic evolution of the Mongolian People's Republic and its influence on hydrocarbon geology and potential, Mar. Pet. Geol., 12, 35 – 52, doi:10.1016/0264-8172(95)90386-X.

Tsekhovsky, Y. G., and M. G. Leonov (2007), Sedimentary formations and main development stages of the western Transbaikal and southeastern Baikal regions in the Late Cretaceous and Cenozoic, Lithol. Miner. Resour. , 42(4), 349 – 362, doi:10.1134/S0024490207040037.

van der Beek, P., D. Delvaux, P. A. M. Andriessen, and K. G. Levi (1996), Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia, J. Geol. Soc., 153, 515 – 523, doi:10.1144/gsjgs.153.4.0515.

Vassallo, R., M. Jolivet, J.-F. Ritz, R. Braucher, C. Larroque, C. Sue, M. Todbileg, and D. Javkhlanbold (2007), Uplift age and rates of the Gurvan Bogd system (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis, Earth Planet. Sci. Lett., 259, doi:10.1016/j.epsl.2007.04.047.

Wang, F., X. H. Zhou, L. C. Zhang, J. F. Ying, Y. T. Zhang, F. Y. Wu, and R. X. Zhu (2006), Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): Timing and implications for the dynamic setting of NE Asia, Earth Planet. Sci. Lett., 251, 179 – 198, doi:10.1016/j.epsl.2006. 09.007.

Watson, M. P., A. B. Hayward, D. N. Parkinson, and Z. M. Zhang (1987), Plate tectonic history, basin development and petroleum source rock deposition onshore China, Mar. Pet. Geol., 4, 205 – 225, doi:10.1016/0264-8172(87)90045-6.

Webb, L. E., S. A. Graham, C. L. Johnson, G. Badarch, and M. S. Hendrix (1999), Occurrence, age and implications of the Yagan-Onch Hayrhan metamorphic core complex, southern Mongolia, Geology, 27(2), 143 – 146, doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0143:OAAIOT>2.3.CO;2.

Windley, B. F., and M. B. Allen (1993), Mongolia plateau: Evidence for a late Cenozoic mantle plume beneath central Asia, Geology, 21, 295 – 298, doi:10.1130/00917613(1993)021<0295:MPEFAL>2.3.CO;2.

Worrall, D. M., V. Kruglyak, F. Kunst, and V. Kusnetsov (1996), Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: Far-field effects of the India-Asia collision, Tectonics, 15, 813 – 826, doi:10.1029/95TC03684.

Yang, G., Y. Chai, and Z. Wu (2001), Thin-skinned thrust structures in western Liaoning in eastern sector of

the Yanshan orogenic belt, Dizhi Xuebao, 75, 321 – 332.

Yarmolyuk, V. V., and V. G. Ivanov (2000), Late Mesozoic and Cenozoic magmatism and geodynamics of western Transbaikalia, Geotektonika, 34(2), 43 – 64.

Yarmolyuk, V. V., and V. I. Kovalenko (2001), The Mesozoic-Cainozoic of Mongolia, in Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia, edited by A. B. Dergunov, pp. 203 – 244, Taylor and Francis, London.

Yarmolyuk, V. V., V. I. Kovalenko, A. B. Kotov, and E. B. Salnikova (1997), The Angara-Vitim batholith: Geodynamics of batolith formation in the Central Asian fold belt (in Russian), Geotektonika, 5, 18 – 32.

Zhao, X., R. S. Coe, Y. Zhou, H. Wu, and J. Wang (1990), New paleomagnetic results from northern China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan, Tectonophysics, 181, 43–81, doi:10.1016/0040-1951(90)90008-V.

Zheng, Y., S. Wang, and Y. Wang (1991), An enormous thrust nappe and extensional metamorphic core complex in Sino-Mongolian boundary area, Sci. China, 34, 1145 – 1152.

Zheng, Y., Q. Zhang, Y. Wang, R. Liu, S. G. Wang, G. Zuo, S. Z. Wang, B. Lkaasuren, G. Badarch, and Z. Badamgarav (1996), Great Jurassic thrust sheets in Beishan (North Mountains): Gobi area of China and Southern Mongolia, J. Struct. Geol., 18, 1111 – 1126, doi:10.1016/0191-8141(96)00038-7.

Zheng,Y., G. A. Davis, C.Wang, B. J. Darby, and Y. Hua (1998), Major thrust system in the Daqing Shan, Inner Mongolia, China, Sci. China, 41(5), 553 – 560.

Zonenshain, L. P., and L. A. Savostin (1981), Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia, Tectonophysics, 76, 1 – 45, doi:10.1016/0040- 1951(81)90251-1.

Zonenshain, L. P., M. I. Kuzmin, and L. M. Natapov (1990a), The URSS Territory Plate Tectonics, vol. 1, 328 pp., Nedra, Moscow.

Zonenshain, L. P., M. I. Kuzmin, and L. M. Natapov (1990b), The URSS Territory Plate Tectonics, vol. 2, 334 pp., Nedra, Moscow.

Zorin, Y. A. (1981), The Baikal rift: An example of intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of lithospheric plates, Tectonophysics, 73, 91 – 104, doi:10.1016/ 0040-1951(81)90176-1.

Zorin, Y. A. (1999), Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia, Tectonophysics, 306, 33 – 56, doi:10.1016/S0040-1951(99)00042-6.

Zorin, Y. A., M. R. Novoselova, E. K. Turutanov, and V. M. Kozhevnikov (1990), Structure of the lithosphere in the Mongolia-Siberian mountainous province, J. Geodyn., 11, 327 – 342, doi:10.1016/ 0264-3707(90)90015-M.

Zorin, Y. A., et al. (1993), The south Siberia – central Mongolia transect, Tectonophysics, 225, 361 – 378, doi:10.1016/0040-1951(93)90305-4.

Zorin, Y. A., V. G. Belichenko, E. K. Turutanov, V. V. Mordvinova, P. Khosbayar, O. Tomurtogoo, N. Arvisbaatar, S. Gao, and P. Davis (1994), The Baikal-Mongolia transect (in Russian), Russ. Geol. Geophys., 7–8, 94 – 110.

Zorin, Y. A., V. V. Mordvinova, E. K. Turutanov, B. G. Belichenko, A. A. Artemyev, G. L. Kosarev, and S. S. Gao (2002), Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath eastern Siberia (Russia) and central Mongolia: Receiver function data and their possible geological implication, Tectonophysics, 359, 307 –327, doi:10.1016/S0040-1951(02)00531-0.

Zorin, Y. A., E. K. Turutanov, V. V. Mordvinova, V. M. Kozhevnikov, T. B. Yanovskaya, and A. V. Treussov (2003), The Baikal rift zone: The effect of mantle plumes on older structure, Tectonophysics, 371, 153 – 173, doi:10.1016/S0040-1951(03)00214-2.

Liste des Waypoints et coordonnées GPS correspondantes pour la mission effectuée en 2005 :

WP (2005)	Latitude	Longitude	Elevation	Date
001	N 55° 38' 53.771"	E 109° 21' 59.843"	464 m	07-sept-05
002	N 55° 43' 24.420"	E 109° 28' 57.364"	462 m	07-sept-05
003	N 55° 46' 34.633"	E 109° 33' 32.918"	467 m	07-sept-05
004	N 55° 45' 49.795"	E 109° 32' 38.800"	454 m	07-sept-05
006	N 55° 45' 36.457"	E 109° 31' 51.233"	476 m	07-sept-05
007	N 55° 42' 26.377"	E 109° 27' 40.288"	471 m	07-sept-05
008	N 55° 40' 40.814"	E 109° 25' 28.704"	469 m	07-sept-05
009	N 55° 42' 37.210"	E 109° 18' 24.203"	511 m	07-sept-05
010	N 55° 45' 09.029"	E 109° 16' 50.689"	582 m	07-sept-05
011	N 55° 46' 10.711"	E 108° 30' 33.199"	542 m	08-sept-05
012	N 55° 45' 56.869"	E 108° 30' 34.186"	596 m	08-sept-05
013	N 55° 45' 56.916"	E 108° 30' 34.268"	600 m	08-sept-05
014	N 55° 45' 47.664"	E 108° 30' 30.755"	690 m	08-sept-05
015	N 55° 45' 45.101"	E 108° 30' 28.594"	720 m	08-sept-05
016	N 55° 45' 44.874"	E 108° 30' 27.832"	759 m	08-sept-05
017	N 55° 46' 05.167"	E 108° 29' 51.331"	550 m	08-sept-05
019	N 55° 44' 11.119"	E 108° 52' 14.837"	831 m	09-sept-05
020	N 55° 44' 53.207"	E 108° 48' 22.450"	951 m	09-sept-05
021	N 55° 44' 03.887"	E 108° 44' 29.749"	751 m	09-sept-05
022	N 55° 45' 58.683"	E 108° 28' 56.892"	545 m	09-sept-05
023	N 55° 45' 53.060"	E 108° 16' 06.146"	885 m	10-sept-05
024	N 55° 45' 56.466"	E 108° 16' 04.930"	934 m	10-sept-05
025	N 55° 49' 48.277"	E 108° 05' 11.713"	513 m	10-sept-05
026	N 55° 52' 14.686"	E 107° 59' 16.580"	460 m	10-sept-05
027	N 55° 52' 10.664"	E 107° 59' 04.247"	452 m	10-sept-05
028	N 55° 52' 15.211"	E 107° 56' 54.805"	431 m	10-sept-05
029	N 55° 44' 13.679"	E 108° 27' 34.355"	646 m	11-sept-05
030	N 55° 44' 16.264"	E 108° 27' 58.950"	649 m	11-sept-05
031	N 55° 44' 20.144"	E 108° 28' 18.473"	675 m	11-sept-05
032	N 55° 44' 27.233"	E 108° 28' 47.708"	702 m	11-sept-05
033	N 56° 02' 16.472"	E 107° 43' 36.206"	379 m	12-sept-05
034	N 56° 06' 47.592"	E 107° 37' 06.669"	370 m	12-sept-05
035	N 56° 10' 33.326"	E 107° 29' 13.610"	364 m	12-sept-05
036	N 56° 10' 34.939"	E 107° 28' 53.360"	368 m	12-sept-05
037	N 56° 10' 35.051"	E 107° 29' 06.522"	375 m	12-sept-05
038	N 56° 17' 44.182"	E 107° 17' 40.603"	480 m	12-sept-05
039	N 56° 11' 14.734"	E 107° 24' 29.509"	380 m	12-sept-05

Liste des Waypoints et coordonnées GPS correspondantes pour la mission effectuée en 2006 :

WP (2006)	Latitude	Longitude	Elevation	Date
001	N 57° 45' 45.058"	E 108° 14' 13.967"	245 m	02-AOUT-06
002	N 57° 50' 38.475"	E 108° 19' 42.788"	241 m	02-AOUT-06
003	N 58° 38' 11.487"	E 110° 21' 21.995"	214 m	02-AOUT-06
004	N 58° 38' 11.995"	E 110° 20' 50.189"	214 m	02-AOUT-06
005	N 58° 38' 02.108"	E 110° 19' 59.542"	212 m	02-AOUT-06
006	N 58° 42' 16.414"	E 110° 53' 45.778"	206 m	02-AOUT-06
007	N 58° 49' 05.641"	E 111° 12' 33.580"	194 m	02-AOUT-06
008	N 60° 01' 25.515"	E 117° 12' 48.686"	145 m	04-AOUT-06
009	N 60° 00' 43.794"	E 117° 08' 47.097"	152 m	04-AOUT-06
010	N 60° 00' 08.116"	E 117° 07' 26.320"	152 m	04-AOUT-06
011	N 60° 00' 18.430"	E 117° 02' 03.157"	163 m	04-AOUT-06
012	N 60° 00' 21.877"	E 117° 01' 53.928"	160 m	04-AOUT-06
013	N 60° 00' 42.036"	E 116° 58' 21.617"	156 m	04-AOUT-06
014	N 60° 00' 39.633"	E 116° 58' 16.014"	159 m	04-AOUT-06
015	N 60° 01' 13.759"	E 116° 56' 09.040"	164 m	04-AOUT-06
016	N 60° 07' 11.584"	E 116° 43' 20.079"	176 m	05-AOUT-06
017	N 60° 07' 35.685"	E 116° 41' 54.688"	176 m	05-AOUT-06
018	N 60° 07' 43.760"	E 116° 41' 36.616"	174 m	05-AOUT-06
019	N 60° 07' 53.923"	E 116° 41' 19.449"	168 m	05-AOUT-06
020	N 60° 08' 12.366"	E 116° 40' 38.141"	166 m	05-AOUT-06
021	N 60° 09' 07.490"	E 116° 40' 24.902"	168 m	05-AOUT-06
022	N 60° 10' 40.256"	E 116° 34' 52.950"	170 m	05-AOUT-06
023	N 60° 14' 44.097"	E 116° 33' 05.614"	176 m	05-AOUT-06
024	N 60° 15' 52.968"	E 116° 29' 37.451"	173 m	05-AOUT-06
025	N 60° 16' 10.670"	E 116° 27' 42.149"	176 m	05-AOUT-06
026	N 60° 16' 08.005"	E 116° 23' 53.359"	184 m	05-AOUT-06
027	N 60° 15' 46.143"	E 116° 22' 45.793"	177 m	05-AOUT-06
028	N 60° 12' 56.060"	E 116° 20' 58.649"	177 m	05-AOUT-06
029	N 60° 12' 54.097"	E 116° 20' 58.401"	185 m	05-AOUT-06
030	N 60° 12' 42.479"	E 116° 20' 33.517"	184 m	05-AOUT-06
031	N 60° 12' 49.716"	E 116° 18' 00.972"	192 m	05-AOUT-06
032	N 60° 08' 04.442"	E 116° 09' 03.713"	181 m	06-AOUT-06
033	N 60° 07' 10.499"	E 115° 37' 59.114"	224 m	06-AOUT-06
034	N 60° 07' 29.506"	E 115° 36' 51.493"	218 m	06-AOUT-06
035	N 60° 07' 35.301"	E 115° 36' 48.252"	210 m	06-AOUT-06
036	N 60° 07' 40.931"	E 115° 36' 38.859"	205 m	06-AOUT-06
037	N 60° 07' 47.894"	E 115° 36' 22.681"	227 m	06-AOUT-06
038	N 60° 08' 53.537"	E 115° 35' 49.860"	218 m	06-AOUT-06
039	N 60° 09' 30.122"	E 115° 36' 15.403"	206 m	06-AOUT-06
040	N 60° 09' 31.605"	E 115° 39' 16.128"	205 m	06-AOUT-06
041	N 60° 09' 26.620"	E 115° 39' 24.450"	201 m	06-AOUT-06
042	N 60° 09' 23.942"	E 115° 40' 44.678"	197 m	06-AOUT-06
043	N 60° 09' 01.173"	E 115° 42' 02.186"	205 m	06-AOUT-06
044	N 60° 08' 55.213"	E 115° 46' 10.340"	203 m	06-AOUT-06
045	N 60° 08' 31.153"	E 115° 47' 29.414"	202 m	06-AOUT-06
046	N 60° 08' 05.390"	E 115° 48' 31.487"	202 m	06-AOUT-06
047	N 60° 08' 05.239"	E 115° 51' 20.237"	199 m	06-AOUT-06
048	N 60° 07' 29.602"	E 115° 53' 42.455"	200 m	06-AOUT-06
049	N 60° 05' 56.053"	E 116° 03' 40.193"	203 m	06-AOUT-06
050	N 60° 07' 43.074"	E 116° 05' 38.873"	190 m	07-AOUT-06
051	N 60° 09' 06.405"	E 116° 09' 19.891"	190 m	07-AOUT-06
052	N 60° 09' 29.133"	E 116° 09' 04.098"	190 m	07-AOUT-06

053	N 60° 09' 48.702"	E 116° 08' 43.114"	192 m	07-AOUT-06
054	N 60° 10' 04.166"	E 116° 08' 48.168"	196 m	07-AOUT-06
055	N 60° 10' 08.629"	E 116° 08' 51.601"	200 m	07-AOUT-06
056	N 60° 10' 42.494"	E 116° 09' 10.662"	197 m	07-AOUT-06
057	N 60° 11' 10.001"	E 116° 09' 56.695"	181 m	07-AOUT-06
058	N 60° 11' 38.854"	E 116° 10' 51.462"	181 m	07-AOUT-06
059	N 60° 11' 47.492"	E 116° 12' 30.064"	180 m	07-AOUT-06
060	N 60° 13' 05.014"	E 116° 15' 29.636"	181 m	07-AOUT-06
061	N 60° 15' 34.648"	E 116° 22' 19.233"	186 m	07-AOUT-06
062	N 60° 15' 34.648"	E 116° 22' 19.261"	185 m	07-AOUT-06
063	N 60° 15' 37.985"	E 116° 22' 26.182"	184 m	07-AOUT-06
064	N 60° 15' 40.498"	E 116° 22' 30.055"	179 m	07-AOUT-06
065	N 60° 06' 38.296"	E 116° 46' 33.741"	165 m	07-AOUT-06
066	N 60° 07' 34.463"	E 116° 47' 44.081"	165 m	08-AOUT-06
067	N 60° 08' 26.731"	E 116° 49' 59.460"	162 m	08-AOUT-06
068	N 60° 06' 40.177"	E 116° 54' 43.374"	163 m	08-AOUT-06
069	N 59° 51' 01.821"	E 117° 44' 48.712"	143 m	10-AOUT-06
070	N 59° 51' 00.997"	E 117° 44' 56.924"	146 m	10-AOUT-06
071	N 59° 50' 58.649"	E 117° 45' 19.803"	143 m	10-AOUT-06
072	N 59° 50' 57.097"	E 117° 45' 25.433"	135 m	10-AOUT-06
073	N 59° 50' 30.592"	E 117° 51' 47.318"	136 m	10-AOUT-06
074	N 59° 50' 22.517"	E 117° 52' 10.746"	142 m	10-AOUT-06
075	N 59° 50' 19.070"	E 117° 52' 22.502"	144 m	10-AOUT-06
076	N 59° 50' 14.937"	E 117° 52' 38.487"	152 m	10-AOUT-06
077	N 59° 53' 12.050"	E 117° 39' 59.057"	137 m	10-AOUT-06
078	N 59° 53' 31.702"	E 117° 39' 40.490"	144 m	10-AOUT-06
079	N 59° 53' 33.226"	E 117° 39' 35.601"	144 m	10-AOUT-06
080	N 59° 53' 37.017"	E 117° 39' 26.895"	146 m	10-AOUT-06
081	N 59° 53' 41.013"	E 117° 39' 21.209"	147 m	10-AOUT-06
082	N 59° 53' 42.139"	E 117° 39' 17.227"	145 m	10-AOUT-06
083	N 59° 53' 44.432"	E 117° 39' 12.914"	144 m	10-AOUT-06
084	N 59° 53' 52.123"	E 117° 38' 57.039"	144 m	10-AOUT-06
085	N 59° 53' 57.369"	E 117° 38' 48.085"	143 m	10-AOUT-06
086	N 59° 56' 01.102"	E 117° 34' 12.631"	147 m	10-AOUT-06
087	N 59° 55' 52.066"	E 117° 34' 35.537"	140 m	10-AOUT-06
088	N 59° 55' 26.564"	E 117° 35' 32.858"	139 m	10-AOUT-06
089	N 59° 57' 24.722"	E 117° 30' 13.705"	146 m	11-AOUT-06
090	N 59° 57' 22.992"	E 117° 30' 20.078"	145 m	11-AOUT-06
091	N 59° 57' 22.703"	E 117° 30' 23.016"	139 m	11-AOUT-06
092	N 59° 57' 21.042"	E 117° 30' 28.564"	139 m	11-AOUT-06
093	N 59° 57' 18.487"	E 117° 30' 40.128"	140 m	11-AOUT-06
094	N 59° 57' 18.240"	E 117° 30' 42.215"	138 m	11-AOUT-06
095	N 59° 57' 17.773"	E 117° 30' 43.835"	140 m	11-AOUT-06
096	N 59° 57' 16.276"	E 117° 30' 50.180"	144 m	11-AOUT-06
097	N 59° 57' 15.905"	E 117° 30' 51.306"	148 m	11-AOUT-06
098	N 59° 57' 14.711"	E 117° 30' 57.156"	144 m	11-AOUT-06
099	N 59° 57' 11.058"	E 117° 31' 12.235"	138 m	11-AOUT-06
100	N 59° 57' 08.627"	E 117° 31' 18.085"	151 m	11-AOUT-06
101	N 59° 57' 07.377"	E 117° 31' 21.573"	148 m	11-AOUT-06
102	N 59° 57' 05.716"	E 117° 31' 26.902"	151 m	11-AOUT-06
103	N 59° 57' 04.260"	E 117° 31' 30.500"	146 m	11-AOUT-06
104	N 59° 57' 02.296"	E 117° 31' 35.801"	150 m	11-AOUT-06
105	N 59° 57' 01.527"	E 117° 31' 38.410"	146 m	11-AOUT-06
106	N 59° 57' 00.250"	E 117° 31' 41.788"	143 m	11-AOUT-06

107	N 59° 56' 56.611"	E 117° 31' 51.649"	147 m	11-AOUT-06
108	N 59° 56' 48.192"	E 117° 32' 10.655"	128 m	11-AOUT-06
109	N 59° 57' 27.702"	E 117° 29' 50.634"	140 m	11-AOUT-06
110	N 59° 57' 28.471"	E 117° 29' 46.926"	139 m	11-AOUT-06
111	N 59° 57' 30.806"	E 117° 29' 37.368"	139 m	11-AOUT-06
112	N 59° 57' 31.822"	E 117° 29' 32.974"	132 m	11-AOUT-06
113	N 59° 57' 34.994"	E 117° 29' 24.981"	139 m	11-AOUT-06
114	N 59° 57' 36.203"	E 117° 29' 21.658"	143 m	11-AOUT-06
115	N 59° 57' 37.961"	E 117° 29' 16.879"	139 m	11-AOUT-06
116	N 59° 57' 38.743"	E 117° 29' 14.022"	140 m	11-AOUT-06
117	N 59° 57' 43.467"	E 117° 29' 00.866"	144 m	11-AOUT-06
118	N 60° 01' 35.375"	E 117° 20' 49.722"	146 m	11-AOUT-06
119	N 60° 05' 07.384"	E 117° 09' 57.794"	142 m	12-AOUT-06
120	N 60° 05' 04.170"	E 117° 10' 46.655"	142 m	12-AOUT-06
121	N 60° 05' 00.833"	E 117° 11' 10.386"	148 m	12-AOUT-06
122	N 60° 05' 02.454"	E 117° 11' 02.750"	143 m	12-AOUT-06
123	N 60° 15' 25.131"	E 117° 03' 21.517"	144 m	12-AOUT-06
124	N 60° 19' 29.728"	E 116° 58' 16.124"	142 m	13-AOUT-06
125	N 60° 19' 47.759"	E 116° 57' 36.711"	160 m	13-AOUT-06
126	N 60° 19' 46.029"	E 116° 57' 41.298"	146 m	13-AOUT-06
127	N 60° 19' 26.624"	E 116° 58' 03.078"	153 m	13-AOUT-06
128	N 60° 19' 22.354"	E 116° 58' 09.642"	152 m	13-AOUT-06
129	N 60° 19' 31.362"	E 116° 57' 58.931"	146 m	13-AOUT-06
130	N 60° 19' 34.796"	E 116° 57' 55.580"	148 m	13-AOUT-06
131	N 60° 19' 58.718"	E 116° 57' 28.361"	152 m	13-AOUT-06
132	N 60° 21' 53.786"	E 116° 56' 57.352"	143 m	13-AOUT-06
133	N 60° 23' 29.464"	E 116° 53' 37.236"	146 m	13-AOUT-06
134	N 60° 24' 53.138"	E 116° 49' 02.468"	143 m	13-AOUT-06
135	N 60° 25' 45.804"	E 116° 43' 36.092"	142 m	13-AOUT-06
136	N 60° 26' 38.744"	E 116° 39' 49.224"	141 m	13-AOUT-06
137	N 60° 41' 20.795"	E 115° 49' 21.914"	151 m	13-AOUT-06
138	N 60° 43' 19.695"	E 115° 37' 39.174"	152 m	13-AOUT-06
139	N 60° 43' 14.531"	E 115° 38' 01.366"	148 m	13-AOUT-06
140	N 60° 43' 13.625"	E 115° 38' 08.589"	153 m	13-AOUT-06
141	N 60° 43' 11.922"	E 115° 38' 21.279"	156 m	13-AOUT-06
142	N 60° 43' 12.567"	E 115° 38' 26.277"	154 m	13-AOUT-06
143	N 60° 37' 25.537"	E 114° 44' 23.580"	153 m	15-AOUT-06
144	N 60° 20' 40.123"	E 114° 18' 36.595"	161 m	15-AOUT-06
145	N 60° 11' 26.343"	E 113° 56' 45.762"	162 m	15-AOUT-06
146	N 60° 11' 14.355"	E 113° 56' 16.044"	168 m	15-AOUT-06
147	N 60° 02' 19.732"	E 113° 47' 27.217"	168 m	15-AOUT-06
148	N 59° 40' 32.895"	E 113° 00' 54.355"	174 m	15-AOUT-06
149	N 59° 40' 34.323"	E 113° 00' 58.310"	170 m	15-AOUT-06
150	N 59° 41' 05.909"	E 113° 01' 39.509"	172 m	15-AOUT-06
151	N 59° 17' 41.815"	E 112° 27' 42.643"	183 m	16-AOUT-06
152	N 59° 16' 14.666"	E 112° 24' 56.887"	174 m	16-AOUT-06
153	N 59° 10' 31.824"	E 112° 04' 13.976"	185 m	16-AOUT-06
154	N 59° 10' 44.252"	E 111° 59' 47.970"	188 m	16-AOUT-06
155	N 59° 12' 16.263"	E 111° 57' 43.742"	188 m	16-AOUT-06
156	N 59° 12' 18.020"	E 111° 57' 43.522"	188 m	16-AOUT-06
157	N 59° 12' 27.359"	E 111° 57' 40.336"	182 m	16-AOUT-06
158	N 59° 12' 32.303"	E 111° 57' 39.622"	182 m	16-AOUT-06
159	N 59° 12' 44.635"	E 111° 57' 36.573"	184 m	16-AOUT-06
160	N 59° 13' 34.980"	E 111° 57' 36.271"	187 m	17-AOUT-06

161	N 59° 14' 09.916"	E 111° 57' 21.440"	190 m	17-AOUT-06
162	N 59° 14' 28.744"	E 111° 57' 10.151"	190 m	17-AOUT-06
163	N 59° 14' 28.730"	E 111° 57' 10.124"	190 m	17-AOUT-06
164	N 59° 14' 29.183"	E 111° 57' 10.014"	189 m	17-AOUT-06
165	N 59° 14' 29.211"	E 111° 57' 09.987"	193 m	17-AOUT-06
166	N 59° 14' 29.925"	E 111° 57' 09.987"	192 m	17-AOUT-06
167	N 59° 14' 42.820"	E 111° 57' 00.593"	194 m	17-AOUT-06
168	N 59° 14' 43.548"	E 111° 56' 58.945"	192 m	17-AOUT-06
169	N 59° 14' 54.424"	E 111° 56' 45.569"	193 m	17-AOUT-06
170	N 59° 15' 10.561"	E 111° 55' 49.622"	193 m	17-AOUT-06
171	N 59° 13' 51.226"	E 111° 53' 30.672"	187 m	17-AOUT-06
172	N 58° 49' 03.512"	E 111° 13' 05.138"	195 m	17-AOUT-06
173	N 58° 49' 17.794"	E 111° 12' 25.258"	193 m	17-AOUT-06
174	N 59° 27' 26.109"	E 112° 40' 27.896"	179 m	19-AOUT-06
175	N 59° 35' 12.616"	E 112° 42' 14.189"	180 m	19-AOUT-06
176	N 59° 23' 27.994"	E 112° 48' 12.810"	178 m	19-AOUT-06
177	N 59° 20' 45.767"	E 112° 50' 07.068"	177 m	19-AOUT-06
178	N 59° 19' 33.697"	E 112° 50' 02.728"	181 m	19-AOUT-06
179	N 59° 03' 44.423"	E 112° 30' 40.759"	179 m	20-AOUT-06
180	N 58° 58' 11.689"	E 112° 38' 48.415"	193 m	20-AOUT-06
181	N 58° 58' 40.418"	E 112° 43' 49.248"	187 m	20-AOUT-06
182	N 58° 57' 50.993"	E 112° 48' 07.482"	188 m	21-AOUT-06
183	N 58° 56' 03.052"	E 112° 54' 45.489"	189 m	21-AOUT-06
184	N 58° 56' 00.374"	E 112° 54' 52.026"	192 m	21-AOUT-06
185	N 58° 54' 26.895"	E 112° 55' 33.417"	211 m	21-AOUT-06
186	N 58° 50' 44.325"	E 112° 52' 43.898"	194 m	21-AOUT-06
187	N 58° 47' 54.985"	E 112° 55' 14.795"	189 m	21-AOUT-06
188	N 58° 41' 38.950"	E 112° 57' 52.668"	197 m	22-AOUT-06
189	N 58° 35' 47.704"	E 112° 55' 58.878"	199 m	22-AOUT-06
190	N 58° 33' 40.193"	E 112° 56' 01.267"	201 m	23-AOUT-06
191	N 58° 31' 36.776"	E 112° 54' 54.003"	203 m	23-AOUT-06
192	N 58° 27' 50.595"	E 112° 51' 16.611"	205 m	23-AOUT-06
193	N 58° 28' 24.378"	E 112° 51' 45.917"	203 m	23-AOUT-06
194	N 58° 28' 16.591"	E 112° 51' 33.640"	207 m	23-AOUT-06
195	N 58° 28' 10.823"	E 112° 51' 29.301"	203 m	23-AOUT-06
196	N 58° 27' 33.882"	E 112° 51' 00.159"	205 m	24-AOUT-06
197	N 58° 26' 10.001"	E 112° 48' 34.233"	214 m	24-AOUT-06
198	N 58° 25' 07.365"	E 112° 47' 48.668"	204 m	24-AOUT-06
199	N 58° 24' 37.922"	E 112° 48' 27.779"	209 m	24-AOUT-06
200	N 58° 23' 32.306"	E 112° 49' 33.724"	220 m	25-AOUT-06
201	N 58° 22' 25.743"	E 112° 50' 32.199"	214 m	25-AOUT-06
202	N 58° 19' 41.305"	E 112° 51' 26.142"	211 m	26-AOUT-06
203	N 58° 20' 07.851"	E 112° 50' 51.233"	215 m	26-AOUT-06
204	N 58° 19' 04.322"	E 112° 54' 17.336"	213 m	26-AOUT-06
205	N 58° 12' 15.342"	E 113° 20' 53.210"	219 m	27-AOUT-06
206	N 58° 13' 16.399"	E 113° 17' 23.454"	215 m	27-AOUT-06
207	N 58° 14' 40.170"	E 113° 06' 50.834"	210 m	27-AOUT-06
208	N 58° 14' 47.270"	E 113° 04' 05.105"	215 m	27-AOUT-06
212	N 58° 18' 10.915"	E 112° 56' 25.739"	214 m	28-AOUT-06

Liste des Waypoints et coordonnées GPS correspondantes pour la mission effectuée en 2007 :

WP (2007)	Latitude	Longitude	Elevation	Date
001	N 56° 21' 07.337"	E 114° 54' 52.114"	503 m	16-AOUT-07
002	N 56° 27' 07.186"	E 114° 53' 13.999"	660 m	16-AOUT-07
003	N 56° 27' 10.548"	E 114° 54' 05.206"	683 m	16-AOUT-07
004	N 56° 24' 36.086"	E 114° 47' 57.620"	525 m	17-AOUT-07
005	N 56° 25' 32.981"	E 114° 45' 24.088"	839 m	17-AOUT-07
006	N 56° 26' 53.509"	E 114° 45' 30.427"	948 m	17-AOUT-07
007	N 56° 26' 51.886"	E 114° 45' 32.404"	934 m	17-AOUT-07
008	N 56° 31' 02.464"	E 114° 43' 29.165"	690 m	18-AOUT-07
009	N 56° 35' 27.748"	E 114° 39' 06.656"	743 m	18-AOUT-07
010	N 56° 35' 31.812"	E 114° 39' 03.150"	756 m	18-AOUT-07
011	N 56° 37' 13.390"	E 114° 37' 18.030"	825 m	18-AOUT-07
012	N 56° 37' 13.717"	E 114° 37' 10.729"	827 m	18-AOUT-07
013	N 56° 36' 57.802"	E 114° 37' 26.195"	828 m	18-AOUT-07
014	N 56° 37' 25.885"	E 114° 35' 24.169"	1071 m	19-AOUT-07
015	N 56° 37' 54.718"	E 114° 37' 51.546"	874 m	19-AOUT-07
016	N 56° 38' 03.412"	E 114° 37' 49.364"	871 m	19-AOUT-07
017	N 56° 37' 52.208"	E 114° 37' 44.710"	864 m	19-AOUT-07
018	N 56° 37' 49.638"	E 114° 37' 41.891"	859 m	19-AOUT-07
019	N 56° 37' 43.136"	E 114° 37' 32.290"	853 m	19-AOUT-07
020	N 56° 52' 27.667"	E 114° 34' 40.915"	829 m	20-AOUT-07
021	N 56° 54' 53.536"	E 114° 38' 01.874"	930 m	20-AOUT-07
022	N 57° 01' 04.015"	E 114° 35' 33.702"	1143 m	20-AOUT-07
023	N 57° 02' 45.604"	E 114° 34' 22.912"	1232 m	20-AOUT-07
024	N 57° 02' 49.758"	E 114° 34' 02.251"	1273 m	20-AOUT-07
025	N 57° 02' 50.600"	E 114° 33' 33.725"	1383 m	20-AOUT-07
026	N 56° 56' 49.186"	E 114° 38' 10.475"	961 m	21-AOUT-07
027	N 56° 56' 36.211"	E 114° 37' 28.636"	1177 m	21-AOUT-07
028	N 56° 56' 21.980"	E 114° 36' 11.347"	1362 m	21-AOUT-07
029	N 56° 56' 17.459"	E 114° 35' 18.150"	1346 m	21-AOUT-07
030	N 56° 56' 31.272"	E 114° 34' 00.962"	1387 m	21-AOUT-07
031	N 56° 56' 34.256"	E 114° 33' 42.390"	1431 m	21-AOUT-07
032	N 56° 56' 43.325"	E 114° 33' 24.469"	1442 m	21-AOUT-07
033	N 56° 57' 03.071"	E 114° 32' 04.553"	1557 m	21-AOUT-07
034	N 57° 08' 40.535"	E 114° 36' 06.167"	819 m	22-AOUT-07
035	N 57° 09' 45.540"	E 114° 36' 58.651"	720 m	22-AOUT-07
036	N 57° 12' 33.012"	E 114° 32' 35.812"	658 m	22-AOUT-07
037	N 57° 15' 55.051"	E 114° 21' 56.171"	560 m	22-AOUT-07
038	N 57° 18' 36.504"	E 114° 11' 42.320"	777 m	22-AOUT-07
039	N 57° 23' 39.250"	E 114° 00' 54.382"	869 m	22-AOUT-07
040	N 57° 26' 45.737"	E 114° 03' 40.086"	564 m	22-AOUT-07
041	N 57° 27' 49.090"	E 114° 09' 40.532"	737 m	22-AOUT-07
042	N 57° 33' 59.512"	E 114° 13' 23.603"	429 m	22-AOUT-07
043	N 57° 43' 37.081"	E 114° 07' 20.298"	851 m	22-AOUT-07
044	N 57° 50' 01.432"	E 114° 10' 34.342"	246 m	22-AOUT-07
045	N 58° 00' 29.700"	E 114° 17' 03.563"	409 m	23-AOUT-07
046	N 58° 25' 45.001"	E 115° 05' 12.368"	722 m	24-AOUT-07
047	N 58° 26' 05.395"	E 115° 08' 47.609"	702 m	24-AOUT-07
048	N 58° 36' 35.726"	E 115° 20' 07.300"	809 m	24-AOUT-07
049	N 58° 42' 52.546"	E 115° 51' 54.475"	748 m	24-AOUT-07
050	N 58° 56' 40.214"	E 116° 10' 31.494"	478 m	24-AOUT-07
051	N 58° 56' 42.144"	E 116° 10' 43.252"	480 m	24-AOUT-07
052	N 59° 00' 10.868"	E 116° 25' 48.644"	830 m	24-AOUT-07

053	N 59° 00' 37.339"	E 116° 26' 31.596"	1006 m	24-AOUT-07
054	N 58° 58' 45.754"	E 116° 57' 17.903"	351 m	25-AOUT-07
055	N 58° 58' 18.998"	E 116° 58' 02.266"	328 m	25-AOUT-07
056	N 58° 59' 18.103"	E 116° 53' 29.368"	334 m	25-AOUT-07
057	N 58° 42' 49.025"	E 115° 50' 25.696"	847 m	26-AOUT-07
058	N 58° 45' 20.552"	E 115° 44' 53.588"	659 m	26-AOUT-07
059	N 58° 43' 45.858"	E 115° 31' 33.301"	822 m	26-AOUT-07
060	N 58° 26' 07.624"	E 115° 03' 21.362"	708 m	27-AOUT-07

Résultats des analyses réalisées grâce à la microsonde sur l'échantillon Pa 06 60 (% massique, cf. Evolution géodynamique) :

Micro-Probe Analysis (Wt%)														
Sample **PA0660**														
Analysis #	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Mineral	Bt	Gt	Bt	WM	Gt	Gt	Ky	Plg	Bt	WM	Gt	Bt	Bt	Ky
SiO_2	36.17	37.57	36.67	46.53	37.35	37.06	37.17	59.20	36.72	46.14	37.36	35.76	36.79	36.72
K_2O	7.94	0.00	7.85	8.41	0.01	0.00	0.00	0.01	7.93	8.28	0.02	7.65	7.78	0.00
Na_2O	0.28	0.03	0.38	1.20	0.03	0.05	0.03	7.89	0.31	1.36	0.00	0.37	0.28	0.03
Al_2O_3	18.80	21.46	18.86	34.74	21.02	20.84	62.75	25.97	19.05	36.25	21.05	18.49	19.13	62.88
CaO	0.00	4.18	0.04	0.01	5.33	6.18	0.02	7.27	0.01	0.01	4.30	0.09	0.11	0.03
TiO_2	1.90	0.00	2.49	0.81	0.08	0.03	0.00	0.03	1.94	0.36	0.00	2.02	1.28	0.00
MnO	0.00	0.00	0.05	0.00	0.67	2.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03
FeO	16.11	33.38	16.22	1.09	33.29	32.17	0.09	0.00	15.68	0.95	33.35	15.67	16.01	0.04
F	0.60	0.00	0.43	0.11	0.00	0.00	0.11	0.21	0.49	0.12	0.14	0.35	0.69	0.00
MgO	12.40	4.29	12.06	1.21	2.99	1.73	0.00	0.00	12.44	0.70	4.04	12.22	12.78	0.00
Cr_2O_3	0.01	0.04	0.04	0.08	0.01	0.00	0.08	0.00	0.10	0.02	0.07	0.02	0.00	0.08
Total	94.22	100.95	95.09	94.19	100.78	100.47	100.26	100.57	94.68	94.19	100.39	92.64	94.85	99.80

Sample **PA0660**														
Analysis #	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
Mineral	Bt	WM	Ky	Gt	Gt	Plg	WM	WM	Bt	Ky	Ky	Bt	Bt	WM
SiO_2	36.44	45.82	37.00	37.29	36.90	58.20	45.46	45.76	36.97	36.52	36.67	36.49	36.84	46.08
K_2O	7.63	8.39	0.00	0.00	0.01	0.09	8.39	8.34	7.87	0.01	0.00	7.92	7.82	8.35
Na_2O	0.43	1.30	0.00	0.01	0.01	7.65	1.19	1.24	0.35	0.01	0.00	0.41	0.41	1.27
Al_2O_3	18.28	34.44	63.24	21.39	20.62	26.04	34.78	34.23	18.57	62.11	62.41	19.21	18.98	34.24
CaO	0.13	0.00	0.00	4.65	4.83	7.68	0.02	0.09	0.13	0.01	0.01	0.08	0.04	0.00
TiO_2	1.70	0.73	0.00	0.00	0.00	0.00	0.52	0.61	1.36	0.08	0.00	1.83	1.93	0.71
MnO	0.00	0.04	0.00	0.04	0.32	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.05
FeO	16.33	0.93	0.12	33.92	34.41	0.01	1.31	1.07	16.16	0.04	0.12	15.66	15.94	1.13
F	0.52	0.15	0.00	0.00	0.00	0.12	0.01	0.12	0.58	0.00	0.02	0.34	0.49	0.05
MgO	12.27	0.95	0.01	3.68	2.89	0.00	0.91	1.04	12.47	0.00	0.00	12.02	12.50	1.10
Cr_2O_3	0.02	0.10	0.00	0.05	0.03	0.00	0.03	0.01	0.07	0.02	0.01	0.05	0.07	0.04
Total	93.73	92.84	100.38	101.01	99.99	99.79	92.62	92.51	94.54	98.85	99.24	94.01	95.06	93.02

Sample **PA0660**												
Analysis #	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
Mineral	WM	St	Bt	WM	Ky	Bt	Gt	Bt	WM	Bt	WM	Bt
SiO_2	46.15	27.55	36.73	46.20	36.99	37.13	37.85	36.16	46.28	37.03	44.49	36.24
K_2O	8.32	0.00	7.94	8.32	0.00	7.96	0.04	7.82	8.45	7.90	8.08	8.00
Na_2O	1.24	0.07	0.37	1.25	0.00	0.38	0.03	0.24	1.23	0.39	1.15	0.28
Al_2O_3	34.88	51.48	19.02	35.03	62.80	18.86	21.35	19.16	34.77	19.07	33.93	18.80
CaO	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.08	4.81	0.05	0.00	0.04	0.03	0.01
TiO_2	0.59	0.54	1.88	0.36	0.06	1.65	0.06	1.39	0.76	2.14	0.60	2.05
MnO	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.68	0.02	0.07	0.02	0.01	0.06
FeO	0.98	11.53	15.72	1.07	0.06	14.03	31.68	16.05	1.05	15.40	3.05	15.82
F	0.14	0.00	0.51	0.20	0.00	0.49	0.00	0.70	0.12	0.53	0.10	0.33
MgO	0.96	1.77	12.28	1.00	0.00	13.69	4.17	13.01	1.04	12.59	1.59	12.38
Cr_2O_3	0.11	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.04	0.06	0.01	0.06	0.00
Total	93.38	93.01	94.49	93.43	99.91	94.27	100.72	94.64	93.83	95.12	93.10	93.98

Concentrations en éléments traces des échantillons de granitoïdes analysés (cf. Evolution géodynamique) :

Ech.	As	Ba	Be	Bi	Cd	Ce	Co	Cr	Cs	Cu	Dy	Er	Eu	Ga	Gd
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Pa 07 07	<L.D.	603,8	3,305	<L.D.	<L.D.	60,44	1,459	7,245	2,014	<L.D.	0,781	0,417	0,45	19,97	1,284
Pa 07 08	<L.D.	2028	2,491	<L.D.	<L.D.	47,83	0,732	7,427	1,597	<L.D.	0,722	0,524	0,328	18,4	0,82
Pa 07 09	<L.D.	2160	1,975	<L.D.	0,136	85,03	1,581	8,464	1,282	<L.D.	1,122	0,488	1,091	22,83	2,309
Pa 07 10	<L.D.	2175	1,863	<L.D.	<L.D.	73,67	1,218	6,063	0,598	<L.D.	1,239	0,581	0,947	20,9	2,196
Pa 07 11	<L.D.	1792	<L.D.	<L.D.	<L.D.	26,3	1,306	8,423	0,952	<L.D.	0,435	0,317	0,542	16,88	0,538
Pa 07 12	<L.D.	2678	<L.D.	<L.D.	<L.D.	25,1	1,01	8,999	1,809	<L.D.	1	0,554	0,642	17,51	1,181
Pa 07 13	<L.D.	979,7	2,691	<L.D.	0,149	23,33	0,432	6,197	1,256	<L.D.	1,616	0,947	0,511	21,29	1,676
Ech.	**Ge**	**Hf**	**Ho**	**In**	**La**	**Lu**	**Mo**	**Nb**	**Nd**	**Ni**	**Pb**	**Pr**	**Rb**	**Sb**	
	ppm	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	
Pa 07 07	1,05	3,178	0,132	<L.D.	36,36	0,091	<L.D.	7,241	15,72	4,84	64,73	5,43	171	0,285	
Pa 07 08	0,97	4,393	0,157	<L.D.	5,269	0,126	<L.D.	8,083	4,097	4,43	31,4	1,136	129,2	0,453	
Pa 07 09	0,89	4,041	0,173	<L.D.	47,59	0,072	<L.D.	4,393	28,97	5,17	34,45	8,73	94,55	0,301	
Pa 07 10	0,83	4,223	0,203	<L.D.	47,79	0,099	<L.D.	5,453	26,59	4,25	100,4	8,092	82,53	<L.D.	
Pa 07 11	0,73	3,107	0,099	<L.D.	7,644	0,079	<L.D.	2,815	4,325	4,66	87,69	1,352	54,59	0,271	
Pa 07 12	0,79	3,02	0,185	<L.D.	13,64	0,098	<L.D.	4,318	9,003	5,08	52,78	2,613	98,25	<L.D.	
Pa 07 13	1,21	3,777	0,311	<L.D.	14,25	0,157	<L.D.	8,947	10,39	3,7	33,34	2,908	148	0,595	
Ech.	**Sm**	**Sn**	**Sr**	**Ta**	**Tb**	**Th**	**Tm**	**U**	**V**	**W**	**Y**	**Yb**	**Zn**	**Zr**	
	ppm	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	**ppm**	
Pa 07 07	1,94	1,4	208,9	0,65	0,147	43,57	0,067	4,549	12,03	0,4	4,22	0,528	40,43	109,9	
Pa 07 08	0,83	0,944	1057	0,44	0,106	7,263	0,097	1,945	12,02	0,34	4,25	0,763	59,19	180,4	
Pa 07 09	4,07	0,933	1336	0,31	0,255	9,907	0,069	2,101	13,15	<L.D.	5,233	0,48	59,13	166,2	
Pa 07 10	3,76	0,904	1169	0,39	0,251	8,786	0,082	1,773	10,69	<L.D.	6,519	0,604	61,28	174,2	
Pa 07 11	0,68	0,808	709,8	0,14	0,065	3,309	0,057	0,595	9,717	<L.D.	2,405	0,432	46,08	124,8	
Pa 07 12	1,59	0,672	1062	0,32	0,167	3,026	0,09	0,603	12,62	<L.D.	5,954	0,63	35,04	120,2	
Pa 07 13	2,03	1,732	567,3	0,66	0,259	7,138	0,148	1,781	10,25	<L.D.	10,13	1,037	52,18	125,5	