Rhéologie et déformation de la lithosphère continentale : apports de mesures GPS en Asie et de modèles numériques

Mathilde Vergnolle

▶ **To cite this version:**

Mathilde Vergnolle. Rhéologie et déformation de la lithosphère continentale : apports de mesures GPS en Asie et de modèles numériques. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Nice Sophia Antipolis, 2003. Français. ⟨NNT : ⟩. ⟨tel-00653541⟩

HAL Id: tel-00653541

https://theses.hal.science/tel-00653541v1

Submitted on 19 Dec 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.

HAL Authorization

UNIVERSITÉ DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR SCIENCES
ÉCOLE DOCTORALE
SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUÉES

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en SCIENCES
de l'Université Nice-Sophia Antipolis
Spécialité : Géophysique

présentée et soutenue par

Mathilde VERGNOLLE

Rhéologie et déformation de la lithosphère continentale : apport de mesures GPS en Asie et de modèles numériques

Thèse dirigée par **Eric CALAIS**

Soutenue le 17 décembre 2003 devant le jury composé de :

Eric Calais	Associate Professor	Directeur de thèse
Jean Chéry	Chargé de recherche	Rapporteur
Jacques Déverchère	Professeur	Examinateur
Jean-Marc Lardeaux	Professeur	Examinateur
Bertrand Meyer	Professeur	Rapporteur
Fred Pollitz	Chercheur (USA)	Examinateur

Thèse préparée dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) à Sophia Antipolis.

UNIVERSITÉ DE NICE-SOPHIA ANTIPOLIS - UFR SCIENCES
ÉCOLE DOCTORALE
SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUÉES

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en SCIENCES
de l'Université Nice-Sophia Antipolis
Spécialité : Géophysique

présentée et soutenue par

Mathilde VERGNOLLE

Rhéologie et déformation de la lithosphère continentale : apport de mesures GPS en Asie et de modèles numériques

Thèse dirigée par **Eric CALAIS**

Soutenue le 17 décembre 2003 devant le jury composé de :

Eric Calais	Associate Professor	Directeur de thèse
Jean Chéry	Chargé de recherche	Rapporteur
Jacques Déverchère	Professeur	Examinateur
Jean-Marc Lardeaux	Professeur	Examinateur
Bertrand Meyer	Professeur	Rapporteur
Fred Pollitz	Chercheur (USA)	Examinateur

Thèse préparée dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) à Sophia Antipolis.

Résumé

La déformation intracontinentale cénozoïque en Asie est communément interprétée comme le résultat de la collision Inde/Eurasie, accommodée soit par l'extrusion vers l'est de blocs lithosphériques quasi rigides, soit par épaississement crustal. Discriminer entre ces deux modèles extrêmes (impliquant, en particulier, des lithosphères de rhéologies très différentes) nécessite, entre autres, des mesures de déformation de surface couvrant l'ensemble de la zone déformée.

Ce travail présente le champ de vitesse 1994-2002 mesuré par géodésie spatiale GPS dans la région Mongolie-Baïkal ($\sim$ 50 sites) par rapport à l'Eurasie stable. Les données GPS indiquent $\sim$10 mm/an de compression N-S et de cisaillement dextre dans l'Altaï, 3-6 mm/an de cisaillement sénestre E-O en Mongolie centrale et de l'extension NO-SE en Mongolie orientale et dans la zone du rift Baïkal, qui s'ouvre actuellement à 4 ± 1 mm/an. Ces résultats sont cohérents avec les résultats géologiques dans la région d'étude et géodésiques en Chine du nord mais ne sont pas entièrement compatibles avec les modèles de déformation de l'Asie utilisant la collision Inde/Eurasie comme unique moteur de la déformation. Ceci suggère que d'autres mécanismes régionaux ou en champ lointain contribuent à la déformation intracontinentale en Asie. La suite de ce travail présente des résultats nouveaux sur la rhéologie de la lithosphère continentale en Asie et sur les mécanismes qui contrôlent sa déformation actuelle.

Quatre séismes de magnitude supérieure ou égale à 8 se sont produits en Mongolie entre 1905 et 1957, sur de grandes failles décrochantes sénestres E-O et dextres $\sim$N-S. Nous modélisons la déformation postsismique due à la relaxation viscoélastique dans la croûte inférieure et le manteau supérieur afin (1) de contraindre la rhéologie de la lithosphère en Mongolie et (2) d'étudier les interactions possibles entre ces séismes par transfert de contrainte. Nous estimons la viscosité de la croûte inférieure et du manteau supérieur, par inversion des vitesses GPS en tenant compte à la fois de la composante long terme de la déformation et de la composante transitoire postsismique. Nos résultats impliquent une croûte inférieure et un manteau supérieur à faible viscosité sous la Mongolie. Cette structure, bien que différente de la structure lithosphérique traditionnelle, est en accord avec des données indépendantes de sismologie et de pétrologie et suggère l'existence d'un manteau anormalement chaud et peu visqueux. A partir du meilleur modèle de relaxation viscoélastique et d'une analyse de la chute de contrainte de Coulomb en milieu viscoélastique, nous montrons un possible transfert de contrainte entre failles continentales séparées de plusieurs centaines de kilomètres et sur plusieurs décennies. Nous montrons qu'un manteau supérieur peu résistant permet d'expliquer la concentration de forts séismes en Mongolie. Enfin, ces modélisations montrent que le signal postsismique actuel ne dépasse pas 2 mm/an et n'est pas suffisant pour expliquer la différence entre les vitesses GPS et les vitesses prédites par les modèles de déformation de l'Asie dans cette région.

Pour quantifier la part des différents mécanismes jouant un rôle dans la déformation intracontinentale en Asie (collision Inde/Eurasie, variation d'énergie potentielle de gravité, dynamique des zones de subduction), nous utilisons un modèle numérique simulant la déformation d'une lithosphère faillée de rhéologie réaliste à l'échelle de l'Asie. Nous validons nos modèles en comparant les vitesses modélisées avec les vitesses de notre solution géodésique, combinée avec la solution la plus complète à ce jour pour la Chine. Nous

montrons que les données GPS sont mieux reproduites en utilisant une lithosphère de comportement mécanique faible, privilégiant une déformation ductile visqueuse plutôt que ductile frictionnelle. Pour cette rhéologie moyenne de la lithosphère en Asie, la collision IN/EU est la contribution majeure à la déformation au niveau de l'Himalaya, du Tibet, du Pamir et du Tien Shan mais aussi dans la chaîne de l'Altaï. Nous montrons que les forces de volumes jouent un rôle très important dans la déformation. Elles suffisent, en l'absence de toute autre force, à reproduire, au premier ordre, le champ de vitesse dans l'est et le nord de l'Asie, en particulier l'ouverture du rift Baïkal et la rotation horaire des vitesses autour de la syntaxe est-himalayenne. Nous montrons que des forces de tractions faibles sur les subductions océaniques sont nécessaires pour limiter l'échappement vers l'est et le sud-est de l'Asie. La dynamique des subductions océaniques a un rôle aussi important dans la déformation que la collision IN/EU en Chine du sud, de l'est et du nord, et que les forces de volume au Tibet et dans la région Mongolie-Baïkal. Enfin, dans nos modèles, les failles actives majeures n'ont pas un rôle important dans la déformation. Nos résultats montrent que l'accommodation de la déformation se fait majoritairement de manière continue et distribuée. Cependant, nos modèles prédisent des taux de glissement sur les failles majeures généralement inférieurs à ceux obtenus par méthodes géologiques sur les derniers 10000 ans. Ce résultat pourrait indiquer que la déformation en Asie est en réalité plus localisée que ne le montrent nos modèles ou que les taux de glissement géologiques sur ces failles sont surestimés ou varient significativement à l'échelle de quelques milliers d'années.

Remerciements

Au terme de ces trois années, je suis heureuse de remercier toutes les personnes qui par leur rencontre, leur soutien, leur conseil, leur présence ou leur amitié ont rendu cette expérience enrichissante et conviviale.

Je remercie Eric Calais et Jacques Déverchère pour avoir pensé et refléchi ce sujet passionnant et pour m'avoir permis de le mener à bien. Je remercie Eric pour son enthousiasme à chaque nouveau résultat, sa rigueur et son esprit de synthèse (j'espère en avoir pris de la graine!). Merci aussi pour avoir "trouvé" les financements nécessaires aux différentes missions. Jacques, merci pour les encouragements, les discussions, les conseils et la bonne humeur.

Je remercie les membres de mon jury : Jean Chéry, Bertrand Meyer, Fred Pollitz et Jean-Marc Lardeaux d'avoir accepté de juger mon travail et d'avoir permis une discussion ouverte et riche d'enseignements lors de la soutenance.

Je remercie Fred Pollitz pour la collaboration menée depuis 2,5 ans, scientifiquement et humainement très enrichissante. Je le remercie en particulier pour s'être impliqué dans le chantier Asie qui n'était pas le sien, pour sa curiosité, pour ses explications (en double ou triple exemplaires parfois!) et pour sa gentillesse et son humour. Merci pour votre chaleureux accueil avec Anja.

Merci à Jean Chéry et Rodolphe Cattin pour les discussions sur la relaxation viscoélastique, à Jean Virieux, Alexandre Chemenda et Stéphane Bouissou pour les discussions sur SHELLS et à Jean-Mathieu Nocquet pour ses réponses patientes sur le GPS.

Pendant ces trois années de thèse, j'ai partagé mon temps entre la France, la Mongolie et les Etats-Unis. Quoi demander de plus lorsqu'on a des envies de découverte, quand on est curieux de voir et comprendre les modes de vie de chacun, ... Je me rappelle la joie de partir à des milliers de kilomètres au sortir de ma maîtrise ... une partie de mes rêves se réalisait. Je suis donc partie 3 fois vers la Mongolie et le lac Baïkal pour acquérir les données GPS qui sont le coeur de ma thèse. Ces missions m'ont permis de cotoyer des géologues, paléosismologues, sismologues et géodésiens français, russes et mongols. Chacun de mes séjours restera gravé dans ma mémoire pour diverses raisons. Mon premier voyage en juillet 1999, celui de l'émerveillement, le plus court sur le terrain en Mongolie mais aussi celui où j'ai rencontré Amraa (Amarjargal Sharav) avec qui j'ai eu la chance de partager tant de choses. La seconde mission, la plus "originale", où nous n'avons pas mis un pied en Mongolie mais bien mis les deux dans la douane de Nausky! J'ai une pensée solidaire pour mes compagnons d'infortune : merci à Jeff Ritz qui a tenu le coup pendant ces 15 jours, Sébastien Cartier, le tueur de mouche, Yves Mazabrau et son humour et de l'autre coté de la frontière, Christophe Larroque, notre contact journalier et Anita. Un grand merci à Nastia qui nous a sorti de là, à l'ambassade de France à Moscou et à Alexander, douanier russe qui nous a aidés. Enfin, merci à Anne, Carole et Jacques avec qui j'ai passé le reste de la mission, entre Irkoutsk et le lac Baïkal (omouls fumés sur le bord du lac ... je vous le conseille!). Enfin, la troisième mission, la plus longue qui

m'a permis de redécouvrir la beauté des paysages et l'accueil chaleureux des mongols, leur enthousiasme et leur convivialité. Je n'oublie pas les collègues russes et leurs multiples attentions, en particulier Volodia, Andrei L., Natascha (et sa recette de pancakes russes pour le terrain !), Nastia et les magnifiques paysages du lac Baïkal et de ses alentours.

Il y a aussi les autres, rencontrés au cours de mes autres déplacements. Les étudiants de Purdue, en Sciences de la Terre ou autres, en particulier Jake, Brent, Suresh, Claire, Gwen, Thomas et Florence qui ont rendu mes sejours dans l'Indiana vivant et sympathique. Merci aussi à Jennifer et Eric pour leur accueil à Purdue. Enfin, merci aux personnes de l'USGS qui ont rendu mon premier séjour aux Etats-Unis agréable et qui me laissent présager de bons moments à leurs cotés prochainement.

J'en profite pour remercier Reine Saighi, secrétaire de choc, qui s'est occupée de l'ensemble de ces missions en gardant toujours le sourire.

En France, bien sûr, je remercie les géoazuriens qui m'ont accueillie. Merci pour leur disponibilité et leurs oreilles attentives et critiques lors des préparations de congrès et de soutenance. Merci à Véronique pour les scans et "l'aide en ligne de Corel", Caroline et Lionel pour les soucis informatiques.

Merci aussi à l'équipe enseignante toujours fraîche et dispo. Ce volet de mes activités, qui à certaines périodes a pu me prendre beaucoup de temps, m'a toujours poussée vers l'avant, donné l'occasion de relativiser et permis de me sortir la tête du traitement et des modélisations. Cela a donc été un réel plaisir d'enseigner au cours de ces trois années. L'enseignant n'étant pas seul dans sa salle de cours, je remercie les étudiants que j'ai eu au cours de ces trois années. Merci à eux qui étaient le baromètre d'un autre challenge : transmettre du mieux possible certain savoir et peut-être un goût accru pour la géologie, tout comme ont su le faire certains de mes anciens enseignants à Paris 6.

Je remercie l'ensemble des étudiants et postdocs passés par Sophia qui rendent les pauses cafés-clopes et méta-géophysiques très sympathiques. En particulier, je remercie mes collègues de bureau (le bureau des filles, n'est-ce pas David ?) : Diana, Carine et David sans qui tout ça aurait été bien différent, Cédric et Tiziana. J'ai une pensée aussi pour ceux de mes débuts : Olivia, Bernhard et Jean-Mat.

Il y a aussi les copains d'ici : Fred et Christelle (les réunions monitorat ça a du bon en fin de compte !), David, Stevan (bonne humeur et optimisme oblige), les ex du foyer : Alan, Christian, Fred, Cyril et Silvano.

... et les copains de "mon ancien chez moi" qui malgré mes rares retours sont toujours là, soutien et bonne humeur à la clef. Merci à Claire, Manue, Christelle, Cyril et au reste du groupe de géologues qui survit à l'explosion géographique encore et toujours.

Je voudrais remercier chaleureusement les membres de ma famille pour leur nombreux témoignages de soutien et d'affection. Un grand merci à tous et une pensée affectueuse à mamie Yvonne.

Ce travail est dédié à ceux qui ont toujours été présents pour moi, qui m'ont soutenue depuis le début de mes études, qui ont cru en moi, partagé mes souhaits. Merci à mes parents.

Enfin, les derniers mots sont pour Fabien, pour ta disponibilité, ton oreille attentive (ta lecture attentive !), ta patience, ton soutien de tous les jours et ta façon de me laisser libre tout en construisant notre chemin ensemble.

Table des matières

Introduction générale **1**

1 Contexte géodynamique et motivations de l'étude **3**
1.1 Le système de déformation asiatique - Présentation générale 3
1.1.1 Localisation 3
1.1.2 La collision Inde/Eurasie : moteur initial de la déformation asiatique 3
1.1.3 Topographie 5
1.1.4 L'Asie : une mosaïque de blocs continentaux 8
1.2 Structure crustale et lithosphérique 16
1.2.1 Asie 16
1.2.2 Mongolie et Baïkal 21
1.2.3 Bilan 24
1.3 Activité sismique et régime tectonique 24
1.3.1 Les grands séismes d'Asie au XX^{ème} siècle 24
1.3.2 Sismicité et grandes failles actives 26
1.4 Cinématique actuelle de l'Asie 45
1.4.1 Importance de la connaissance de la cinématique actuelle 45
1.4.2 Les données de cinématique 45
1.4.3 Etat des lieux 46
1.4.4 Bilan 52
1.5 La déformation asiatique : théories et modélisations 54
1.5.1 Théories sur les mécanismes de la déformation en Asie 54
1.5.2 Modèles de déformation 55
1.5.3 Bilan 62
1.6 Motivation de ce travail 63
1.6.1 Problématique 63
1.6.2 Méthodes/Approches proposées et structure de la thèse 66

I Cinématique actuelle de la Mongolie et du rift Baïkal par géodésie spatiale GPS **69**

Introduction **71**

2 Champ de vitesse GPS 1994-2002 dans la région Mongolie-Baïkal **75**
2.1 Introduction 76
2.2 Data and Methods 79

2.2.1 GPS data processing . . . 79
2.2.2 Eurasia reference frame . . . 80
2.3 Combination . . . 83
2.4 Interpretation and discussion . . . 83
2.4.1 Mongolia-Baikal area . . . 83
2.4.2 Comparison with deformation models of Asia . . . 87
2.4.3 Current motion of North and South China . . . 91
2.5 Conclusions . . . 93

Conclusion **95**

II Déformation postsismique, structure rhéologique et interaction entre failles en Mongolie **97**

Introduction **99**

3 Modélisation de la structure rhéologique et de la déformation postsismique en Mongolie **103**
3.1 Processus postsismiques . . . 103
3.1.1 Poroélasticité . . . 103
3.1.2 Glissement asismique . . . 104
3.1.3 Relaxation viscoélastique . . . 104
3.1.4 Quel(s) effet(s) postsismique(s) en Mongolie aujourd'hui ? . . . 106
3.1.5 Le modèle de corps viscoélastique . . . 106
3.2 Etat des lieux sur la déformation postsismique en Mongolie . . . 107
⋆ Méthodes . . . 107
⋆ Tests et résultats . . . 108
⋆ Propositions . . . 108
3.3 Structure rhéologique en terme de viscosité et modèles de déformation postsismique en Mongolie . . . 111
3.3.1 Introduction . . . 111
3.3.2 Modelling GPS velocities . . . 114
3.3.3 Inversion . . . 119
3.3.4 Models and tests . . . 121
3.3.5 Discussion . . . 126
3.3.6 Conclusion . . . 131
3.4 Contrainte de la viscosité de la croûte inférieure pour un modèle de Terre type "jelly sandwich" . . . 132
⋆ Hypothèse d'un manteau supérieur élastique . . . 132
⋆ Tests . . . 132
⋆ Résultats . . . 132
⋆ Conclusion . . . 134
3.5 Conclusion . . . 134

4 Redistribution des contraintes et déclenchement de séismes 139
4.1 Principe du déclenchement de séismes en terme de chute de contrainte de Coulomb . . . 139
4.1.1 Critère de rupture de Coulomb . . . 139
4.1.2 Cycle sismique et variation de la contrainte de Coulomb statique . 139
4.1.3 Relaxation viscoélastique et variation de l'état de contrainte . . . 142
4.2 Interaction entre failles et déclenchement des séismes en Mongolie par transfert de contrainte . . . 145
4.2.1 Introduction . . . 146
4.2.2 Viscoelastic stratification . . . 149
4.2.3 Stress evolution . . . 152
4.2.4 Discussion . . . 164
4.2.5 Conclusions . . . 167
4.3 Conclusion . . . 167

III Modélisation de la dynamique de la déformation asiatique 169

Introduction 171

5 Application du modèle numérique SHELLS à l'Asie 173
5.1 Description du code SHELLS . . . 173
5.1.1 Hypothèses . . . 173
5.1.2 Méthodes . . . 174
5.2 La rhéologie . . . 175
5.2.1 Paramètres rhéologiques imposés . . . 175
5.2.2 Différence entre les deux rhéologies choisies . . . 176
5.3 Les données d'entrée . . . 178
5.3.1 La grille d'éléments finis . . . 178
5.3.2 Les failles . . . 178
5.3.3 La topographie et le flux de chaleur . . . 178
5.4 Les données modélisées . . . 183
5.4.1 Les épaisseurs crustales . . . 183
5.4.2 Les épaisseurs lithosphériques . . . 183
5.5 Les conditions aux limites . . . 188

6 Modélisation et résultats 189
6.1 Objectifs et mise en oeuvre . . . 189
6.1.1 Objectifs . . . 189
6.1.2 Paramètres inconnus ou peu connus . . . 189
6.1.3 Démarche . . . 191
6.2 Détermination de la rhéologie et du meilleur groupe de paramètres inconnus 192
6.2.1 Recherche des paramètres optimaux . . . 192
6.2.2 Modèle de référence . . . 193
6.2.3 Détermination de la rhéologie optimale . . . 193

6.2.4 Sensibilité des résultats à une variation des paramètres testés . . . 200
6.3 Rôle des failles dans la déformation en Asie . . . 201
6.4 Influence des forces de volume–du couplage dans les zones de subduction–des vitesses aux limites . . . 207
6.4.1 Contribution des forces de volume . . . 207
6.4.2 Contribution du couplage dans les zones de subduction . . . 213
6.4.3 Contribution des vitesses aux limites . . . 216
6.4.4 Synthèse des différentes contributions . . . 218

Conclusion **223**

Conclusion générale 225

Bibliographie **228**

A Rhéologie et mécanismes de déformation **249**
A.1 Types de comportement rhéologique . . . 250
A.1.1 Elasticité linéaire . . . 250
A.1.2 Plasticité . . . 250
A.1.3 Viscosité et déformation par fluage . . . 251
A.2 Comportement et modèle de corps viscoélastiques linéaires . . . 254
A.2.1 Modèle de Maxwell . . . 254
A.2.2 Modèle de Kelvin-Voigt . . . 254
A.2.3 Modèle de Burgers . . . 255
A.3 Mécanismes de la déformation viscoplastique . . . 256

B Les effets postsismiques du séisme de Bolnaï influencent-ils encore le champ de vitesse GPS dans la région Mongolie-Baïkal ? **259**

Introduction générale

L'Asie est une des régions intracontinentales les plus actives au monde. La déformation intracontinentale cénozoïque y est communément interprétée comme le résultat de la collision Inde-Asie. Cette déformation s'étend depuis le front de chevauchement himalayen, au sud, jusqu'au lac Baïkal, au nord, et des chaînes du Pamir, du Tien Shan et de l'Altaï, à l'ouest jusqu'aux subductions péri-asiatiques, à l'est (Molnar et Tapponnier, 1975). Elle se traduit par une topographie contrastée et une sismicité importante. Une partie de cette sismicité se localise le long des grands chevauchements himalayens et décrochements asiatiques mais une partie est distribuée sur pratiquement l'ensemble de la surface déformée. La déformation de l'Asie est étudiée depuis plus de 30 ans de manière intensive à partir d'un grand nombre d'outils et de méthodes : tectonique, sismologie, paléosismologie, géodésie par exemple. L'ensemble des résultats obtenus a été utilisé pour contraindre ou valider des modèles de déformation et pour estimer la rhéologie de la lithosphère continentale. Cependant, les mécanismes à l'origine de la déformation intracontinentale en Asie sont encore largement débattus car les données actuellement disponibles ne permettent pas de discriminer entre les différents modèles. Une des raisons possibles est que ces données ne sont pas réparties de manière homogène. En effet, elles couvrent principalement les régions où la déformation est supposée forte (Himalaya, Tibet, Pamir, Tien Shan) et sont peu nombreuses voire absentes dans les régions où les modèles prédisent peu ou pas de déformation telles que les régions au nord du système de déformation (Mongolie, Sibérie, Chine du nord). En particulier, la déformation en Mongolie a été très peu étudiée par rapport aux autres régions asiatiques. Or, il existe des indices de déformation active dans cette région ainsi qu'à sa frontière nord-est avec la Sibérie, au niveau du rift Baïkal. En particulier, quatre séismes de magnitude supérieure ou égale à 8 s'y sont produits entre 1905 et 1957 et ont occasionné environ 1000 km de rupture en surface (Baljinnyam et al., 1993). Au niveau du rift Baïkal, des mesures GPS montrent que le taux d'extension du rift est de $\sim$4 mm/an (Calais et al., 1998, 2002). Le chapitre 1 présente l'état des connaissances sur la déformation en Asie en insistant plus particulièrement sur la région Mongolie-Baïkal. Puis, nous présentons un bilan des problèmes non résolus à l'heure actuelle en Asie et Mongolie qui sous-tendent cette thèse.

Les données de géodésie spatiale GPS permettent de mesurer directement les déformations actuelles en surface. Selon l'activité sismique dans la région étudiée, le champ de vitesse instantané obtenu par GPS peut être interprété comme le résultat (1) de déformations cosismiques, (2) de relaxation postsismique et (3) du chargement élastique intersismique. Selon la localisation des stations GPS par rapport aux failles actives ou la prise en compte d'un modèle de cycle sismique, il est possible de faire l'approxima-

tion que le champ de vitesse intersismique correspond au champ de vitesse long terme. Ainsi, les données GPS permettent, selon le cas, de décrire les déformations en surface cosismiques, transitoires ou long terme.

Les déformations produites en surface reflètent les déformations à l'intérieur des différentes couches de la lithosphère et le transfert de contrainte entre ces couches de rhéologies différentes. Elles dépendent donc de la rhéologie de la lithosphère. Sur de grandes échelles de temps et d'espace ($> 10^5$ années, centaines ou milliers de kilomètres), la lithosphère continentale est, traditionnellement, supposée constituée d'une croûte supérieure résistante cassante et d'une croûte inférieure ductile visqueuse superposée à un manteau résistant (Chen et Molnar, 1983; Brace et Kohlstedt, 1980; Watts et Burov, 2003). Le manteau supérieur est alors considéré comme la couche la plus résistante de la lithosphère. Cette structure lithosphérique permet d'expliquer l'existence des grandes structures géologiques, en particulier le maintien des chaînes de montagnes. Cependant, les expériences menées en laboratoire sur le comportement des roches n'excluent pas la possibilité que la structure rhéologique de la lithosphère puisse différer de celle décrite ci-dessus. Selon les conditions de température et de pression auxquelles sont soumises les roches et selon leur composition et leur degré d'hydratation, elles peuvent supporter des contraintes plus ou moins importantes (Karato et al., 1986; Hirth et Kohlstedt, 1996). Sur des échelles de temps courtes, plusieurs études récentes de la déformation transitoire à la suite d'un séisme (Pollitz et al., 2000, 2001) ou du remplissage d'un bassin (Bills et al., 1994; Kaufmann et Amelung, 2000) montrent que le manteau supérieur peut être moins visqueux que la croûte inférieure. Ces résultats impliquent que la distribution de la résistance mécanique dans la lithosphère en fonction de la profondeur pourrait être différente de celle de la vue traditionnelle.

Le premier objectif de cette thèse est de compléter l'étude de la cinématique actuelle en Asie par l'acquisition et le traitement de nouvelles données GPS en Mongolie. A partir des vitesses GPS, nous souhaitons préciser et quantifier la cinématique de la déformation en surface dans cette région et la replacer dans le contexte de la déformation en Asie (partie I).

Puis, à partir des grands séismes en Mongolie au $20^{\text{ème}}$ siècle et du champ de vitesse GPS obtenu, nous modélisons la déformation postsismique transitoire et estimons la rhéologie de la lithosphère sous la Mongolie (partie II, chapitre 3). Nous étudions ensuite le changement de l'état de contrainte de la lithosphère induit par les séismes en Mongolie et la redistribution des contraintes engendrées par chacun de ces séismes. L'objectif est de comprendre si une interaction entre les failles qui ont rompu au $20^{\text{ème}}$ siècle en Mongolie est possible et, plus généralement, le transfert de contrainte entre des failles continentales séparées de plusieurs centaines de kilomètres et sur plusieurs dizaines d'années (partie II, chapitre 4).

Enfin, nous estimons la rhéologie moyenne de la lithosphère en Asie et tentons de quantifier les mécanismes de la déformation long terme en Asie à partir d'un modèle prenant en compte la dynamique de la déformation à grande échelle. Nous utilisons le champ de vitesse GPS obtenu précédemment combiné avec le champ de vitesse GPS le plus complet à ce jour pour la Chine (Wang et al., 2001) pour valider nos modèles de déformation (partie III).

Chapitre 1

Contexte géodynamique et motivations de l'étude

1.1 Le système de déformation asiatique - Présentation générale

1.1.1 Localisation

Géographiquement, l'Asie est limitée à l'ouest par les Monts Oural et la mer Caspienne, au sud par l'océan Indien, à l'est par l'océan Pacifique et au nord par l'océan Artique. Par abus de langage "géologique", nous considérerons que l'Asie, dans la majeure partie de ce mémoire, correspond aux régions asiatiques déformées limitées :

- au sud, par la chaîne himalayenne, limite entre les plaques Inde et Eurasie,
- à l'est, par les subductions péri-asiatiques, limite entre les plaques Pacifique, Philippine, Australie et Eurasie,
- au nord, par la craton sibérien rigide appartenant à l'Eurasie stable,
- à l'ouest, par les extrémités ouest des chaînes de l'Altaï et du Tien Shan qui limitent la zone asiatique déformée du craton kazak rigide (figure 1.2).

La Mongolie et la région du lac Baïkal se situent à environ 2500-3000 km au nord du front de chevauchement himalayen et à environ 3000 km de la subduction océanique la plus proche (figure 1.2). Ces régions, loin de toutes limites de plaque, constituent le nord du système de déformation asiatique et correspondent aux régions à taux de déformation faible mais non nul.

1.1.2 La collision Inde/Eurasie : moteur initial de la déformation asiatique

Dès 1924, Argand propose que la déformation intracontinentale cénozoïque en Asie soit le résultat de la collision Inde/Eurasie. Les reconstructions continentales faites à partir des anomalies magnétiques montrent que la vitesse de convergence entre le continent indien et le continent asiatique s'est fait à une vitesse constante et rapide (entre 100 et 180 mm/an) entre le Crétacé supérieur et l'Eocène. Puis le taux de convergence a

diminué de moitié à partir de l'Eocène et n'est plus que de 50 mm/an environ (Patriat et Achache, 1984; Molnar et Tapponnier, 1975; Dewey et al., 1989). Ce ralentissement s'est produit il y a 50-55 Ma d'après les études paléomagnétiques et cinématiques (figure 1.1). Il est attribué à la fermeture de la Téthys et à la collision de l'Inde avec l'Eurasie d'après

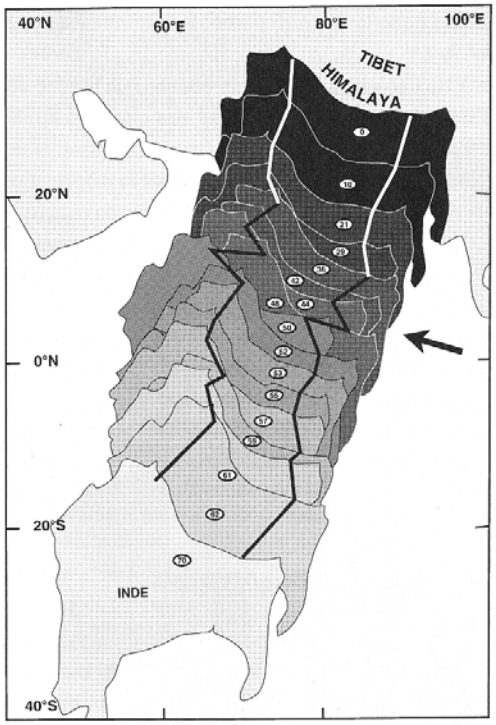

Fig. *1.1:* *Dérive du continent indien depuis 70 Ma, déduite des anomalies magnétiques océaniques. Les nombres entourés correspondent à l'âge en millions d'année d'après Patriat et Achache (1984) (Jolivet, 1995).*

des arguments paléomagnétiques, paléontologiques et géologiques (Molnar et Tapponnier, 1975, et références incluses). Les lithosphères téthysienne puis indienne subduisent sous le continent asiatique au niveau de ce que l'on appelle la suture de l'Indus-Tsangpo, située aujourd'hui à plus de 100 km au nord du front de chevauchement himalayen. Bien que l'estimation de l'âge du début de la collision, de la vitesse de convergence depuis cet événement ou encore de la surface et géométrie originelle de l'Inde et de l'Eurasie soient des questions ouvertes encore aujourd'hui, on peut calculer à partir des valeurs moyennes que le rapprochement entre les deux continents est de 2500 km environ (Le Pichon et al., 1992). Le problème qui se pose alors est de quantifier la distribution de la déformation entre raccourcissement par :

- subduction continentale de l'Inde sous l'Eurasie (1000 km d'après Matte et al. (1997), par exemple) voire de l'Eurasie sous le nord du Tibet (Matte et al., 1997; Mattauer et al., 1999) ;
- épaississement de la lithosphère asiatique selon différents modes de déformation : par sous-charriage de la lithosphère indienne (Argand, 1924; Matte et al., 1997; Powell, 1986) ou par cisaillement pur (England et McKenzie, 1982; Molnar, 1988; Dewey et al., 1989) par exemple ;

- extrusion de bloc vers l'est (Molnar et Tapponnier, 1975; Peltzer et Tapponnier, 1988) ;
- "disparition" de la croûte inférieure indienne dans le manteau (Le Pichon et al., 1992).

Une synthèse de ces questions peut se trouver dans Harrison et al. (1992), Matte et al. (1997) et Yin et Harrison (2000) par exemple.

Quelles que soient les quantifications relatives des différents modes d'absorption de la convergence suggérées pour expliquer le raccourcissement, il est reconnu que la déformation engendrée par la collision et l'actuelle convergence Inde/Eurasie ne se limite pas à la formation de la chaîne himalayenne (plus de 8000 m d'altitude) mais se propage au nord jusqu'au sud de la Sibérie et à l'est jusqu'aux subductions péri-asiatiques (Molnar et Tapponnier, 1975; Tapponnier et Molnar, 1977, 1979, par exemple).

Un premier indice de la déformation asiatique est la topographie qui reflète la coexistence de zones à faible altitude, relativement plates et faiblement déformées, avec des zones à relief plus élevé et plus perturbé signalant des déformations plus intenses. C'est ce que nous examinons dans la partie suivante.

1.1.3 Topographie

La variation de topographie d'une région donnée est un premier témoin de la déformation intracontinentale qui peut affecter la région. Ainsi, la seule lecture de la carte topographique de l'Asie qui montre de forts contrastes d'altitude, indique que ce domaine est très déformé. L'Asie est une succession de bassins à faible et moyenne altitude et de chaînes de montagnes et plateaux à plus haute altitude (figures 1.2 et 1.3).

De l'Himalaya au Tien Shan

Au sud, la chaîne de l'Himalaya avec des sommets culminant à plus de 8800 m d'altitude et le plateau du Tibet avec une altitude moyenne de 4500 m et une superficie de $2,5 \times 10^6$ km^2 sont la chaîne et le plateau les plus hauts du monde, appelés par les Perses "Toit du monde". La partie centrale du Tibet est relativement plate. A l'ouest, le plateau se prolonge par la chaîne du Pamir. Des bassins sédimentaires situés à des altitudes élevées se sont formés dans le plateau, tel que le bassin du Qaidam, à 3000 m d'altitude, au NE du plateau. Au nord de ce bassin, se situe la chaîne du Qilian Shan, qui correspond à l'extrémité nord du plateau. Au-delà, le désert du Gobi est à une altitude moyenne de 1000-1500 m. Au niveau de la bordure nord-est et est du plateau, le gradient topographique est faible alors que sa bordure nord avec le bassin du Tarim est abrupte, les altitudes passant de 4500 m à moins de 1000 m (Clark et Royden, 2000). Le bassin du Tarim, le plus grand bassin intérieur du monde, est plat et a une forme en oeil. A l'exception d'une ouverture sur son flanc est (entre le Qilian Shan et le Tien Shan), il est bordé de toute part par des chaînes de montagnes : le Tibet au sud, le Pamir au sud-ouest et le Tien Shan au nord. La chaîne du Tien Shan dont les plus hauts sommets peuvent atteindre 7000 m, est orientée ESE-ONO et s'amincit vers l'est. Comme en son sud, la chaîne du Tien Shan est limitée au nord par un bassin à faible altitude, le bassin de Dzoungarie.

FIG. *1.2: Topographie de l'Asie. B : bassin, Ch : Chine, D : désert, M. : mer, O : océan, R : rift.*

Au nord du Tien Shan : Mongolie et sud de la Sibérie

Reliefs élevés Au nord du bassin de Dzoungarie et du plateau du Gobi, s'élèvent les chaînes de l'Altaï (NO-SE) et du Gobi-Altaï (E-O) en Mongolie (figure 1.3). Ce sont les chaînes de montagnes les plus importantes au nord du Tien Shan. Les altitudes du plateau Mongol sont supérieures à 1000 m et dépassent 3000 m au dôme de Hangaï. Ce dernier montre une topographie très différente des deux chaînes mongoles. Les chaînes sont constituées d'une alternance de bassins et de montagnes très élevées, culminant à plus de 4000 m dans la chaîne de l'Altaï et entre 3400 m et 3900 m dans la chaîne du Gobi-Altaï mais plate à leur sommet, alors que le dôme de Hangaï est une région montagneuse très étendue (300 x 600 km^2) sans différence d'altitude importante. Les altitudes sont plus élevées à l'ouest et décroissent en suivant la direction, N110, d'allongement du massif. Les chaînes de l'Altaï et du Gobi-Altaï sont séparées du dôme de Hangaï par la Vallée de Grands Lacs et la Vallée des Lacs (figure 1.3).

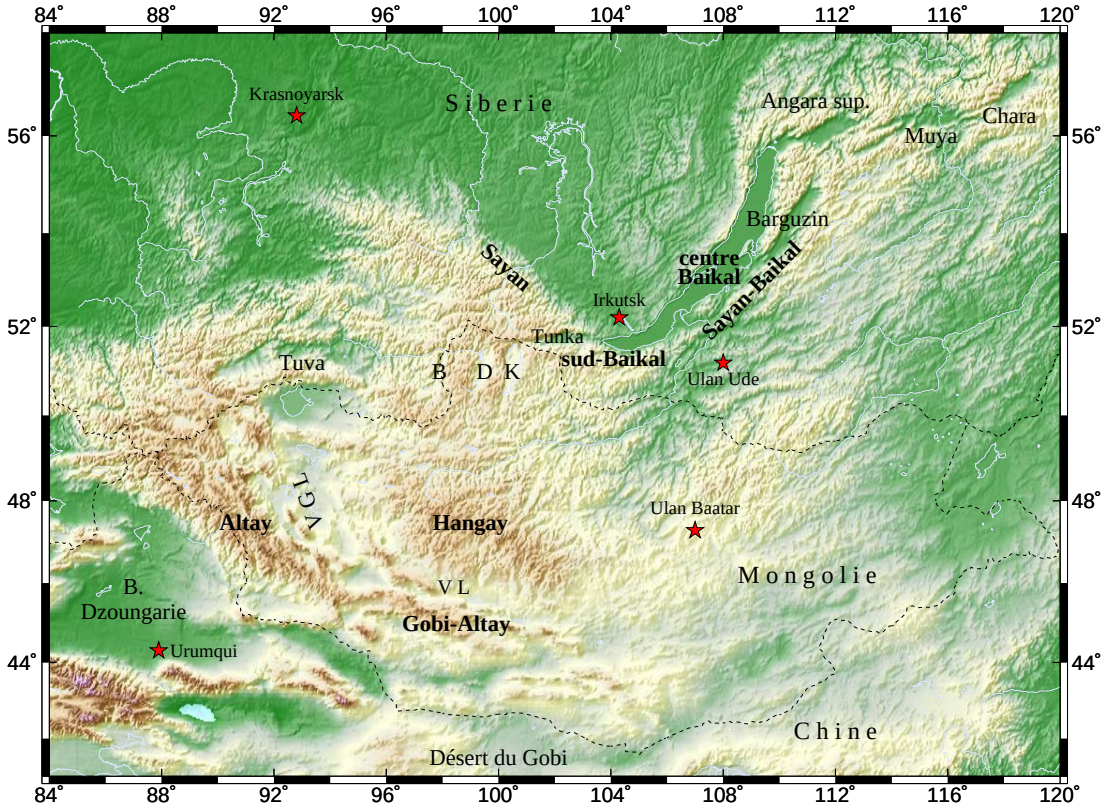

Fig. *1.3: Topographie dans la région Mongolie-Baïkal. Abréviations : B, D, K : bassin de Busingol, Darkhat et Khubsugul ; VGL : Vallée des Grands Lacs, VL : Vallée de Lacs.*

Les derniers reliefs hauts, en Sibérie, sont formés par les Monts Sayan (NO-SE, culminant à 3490 m) et les Monts Sayan-Baïkal (NE-SO, culminant à 2840 m), au-delà desquels s'étend la plate-forme sibérienne, d'altitude inférieure à 500 m et relativement peu perturbée. Enfin, le nord de la chaîne Sayan-Baïkal relie les Monts Stanovoï, E-O, qui rejoignent la mer d'Okhotsk. L'ensemble de ces trois reliefs forment la limite nord du système de déformation asiatique.

Système du rift Baïkal : succession de bassins Le système du rift Baïkal s'étend depuis les trois dépressions au nord du dôme de Hangaï, au sud-ouest, jusqu'au Monts Stanovoï, au nord-est (figure 1.3). Il correspond à une grande virgation en forme de S, sur près de 2000 km. La partie centrale orientée NE-SO, correspondant au lac Baïkal, se trouve au niveau de la suture entre la plate-forme sibérienne et la chaîne Sayan-Baïkal. Le lac Baïkal est formé de trois bassins majeurs : le bassin sud Baïkal, le plus profond du monde (1600 m), les bassins centre Baïkal et nord Baïkal. Le système du rift se prolonge au SO du lac par le bassin de Tunka, E-O, puis par le lac de Khubsugul et les dépressions de Darkhat et Busingol, orientées N-S, au nord de la Mongolie. Au sud du lac, les reliefs sont relativement bien localisés en bordure de bassins. Par contre, au nord, les reliefs sont plus larges et formés de bassins parallèles séparés par des chaînes de montagnes longues et étroites. Ces bassins sont le bassin de Barguzin parallèle au lac et les bassins d'Angara supérieur, de Muya et de Chara disposés en échelons, orientés SO-NE, du nord du lac jusqu'au Monts Stanovoï à l'est (figure 1.3).

Décroissance des altitudes à l'est et au sud-est

A l'est du plateau du Tibet et du désert de Gobi, la topographie est beaucoup moins élevée : ce sont les plaines de Chine du Nord et du Sud qui rejoignent la Mer du Japon, la Mer Jaune et les Mers de Chine Orientale et Méridionale. La plaine de l'Ordos, en Chine du nord est bordée à l'est par le système de rifts de Shanxi. Enfin, en Asie du sud-est, la topographie décroît progressivement du sud-est du plateau tibétain au Yunnan puis à la péninsule indochinoise qui est caractérisée par des altitudes inférieures à 200 m.

Afin d'apporter quelques éléments de compréhension sur la distribution de la topographie très contrastée à travers l'Asie ainsi que sur les hétérogénéités de la structure lithosphérique en Asie (section 1.2) et sur la distribution de la déformation en Asie à partir des marqueurs de la déformation actuelle (sismicité, failles actives, cinématique ; sections 1.3 et 1.4), nous présentons tout d'abord un aperçu de la formation de l'Asie au cours du Paléozoïque et Mésozoïque et de la mise en place des reliefs au Cénozoïque sous l'action de la convergence de l'Inde vers le nord.

1.1.4 L'Asie : une mosaïque de blocs continentaux

Formation de l'Asie au Paléozoïque et Mésozoïque

Il n'est pas question ici de retracer l'histoire géodynamique de l'Asie. Il serait fastidieux et hors de mes compétences d'en faire un revue exhaustive. Par contre, il me semble intéressant de rappeler à travers cette histoire où se situent les grandes limites rhéologiques et à quoi elles correspondent.

Les principaux cratons sont le craton sibérien, du Kazakhstan, du Tarim, de Chine du nord (ou sino-coréen) et de Chine du sud (ou Yangtze) (figures 1.4 et 1.5). Les sutures entre ces blocs sont plus ou moins larges et sont composées de roches d'arcs intra-océaniques, de bassins d'avant et d'arrière arc paléozoïques et mésozoïques. Les

collisions entre les différents blocs s'effectuent depuis la fin du Protérozoïque–début du Paléozoïque jusqu'à la fin du Mésozoïque où l'ensemble des blocs sont accrétés, excepté le continent indien (figure 1.5).

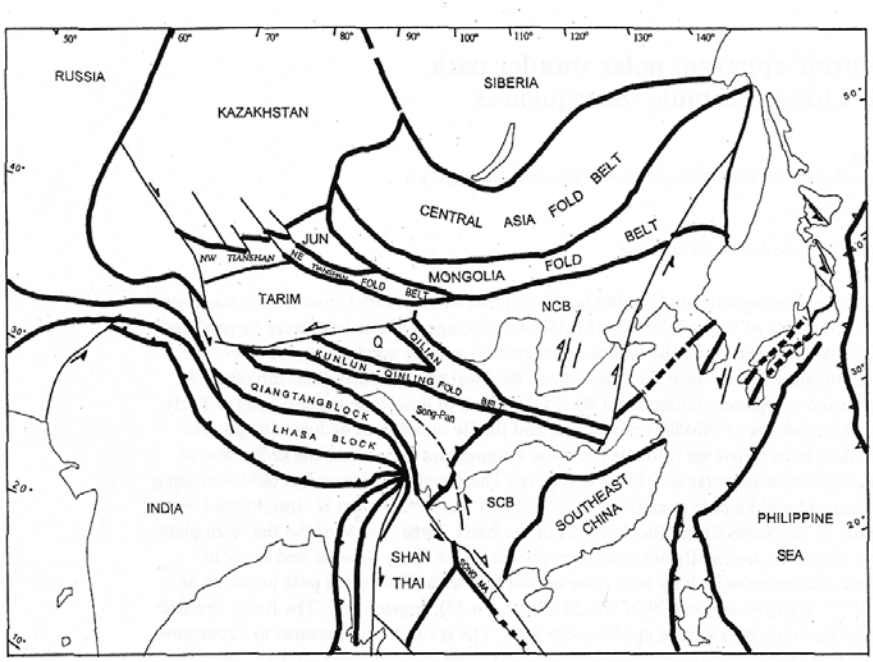

Fig. 1.4: *Localisation actuelle des principaux blocs continentaux composant l'Eurasie (Yang et Besse, 2001). Les traits épais correspondent aux sutures entre les différents blocs. NCB et SCB : Chine du nord et du sud, JUN : Dzoungarie.*

En comparant la description topographique faite à la section précédente avec la localisation des cratons et sutures, on remarque que les chaînes de montagnes actuelles se sont formées à proximité des anciennes sutures et que les zones de faible altitude correspondent plutôt aux cratons. Par exemple, les chaînes de Sayan et de Sayan-Baïkal au nord se situent à l'emplacement d'une première suture au niveau de la marge sud de la plate-forme sibérienne, élément stable depuis le début des temps phanérozoïques (figure 1.6). Le sud du Hangaï et le Gobi-Altaï correspondent à la partie ouest de la suture entre la Mongolie–Chine du nord et la Sibérie–suture de Sayan-Baïkal (Zorin (1999), figures 1.6 et 1.7 et 1.8). Un ensemble de roches magmatiques et volcaniques est associé à la fermeture des océans paléo-asiatique et Mongol-Okhotsk à l'origine de ces sutures (figure 1.9). Ceci est aussi généralement observé pour les autres sutures impliquant d'anciennes marges actives de type andine.

Les cratons précambriens correspondent donc, en général, à des zones rhéologiquement homogènes qui n'ont pas subi de remaniement majeur (plate-forme sibérienne, bassin du Tarim par exemple). Les anciennes bordures de blocs, par contre, sont des zones très perturbées et rhéologiquement affaiblies. Ces hétérogénéités lithosphériques, dues aux rhéologies, natures et âges différents des blocs et zones de suture vont influencer la localisation et la distribution des déformations asiatiques postérieures à la collision

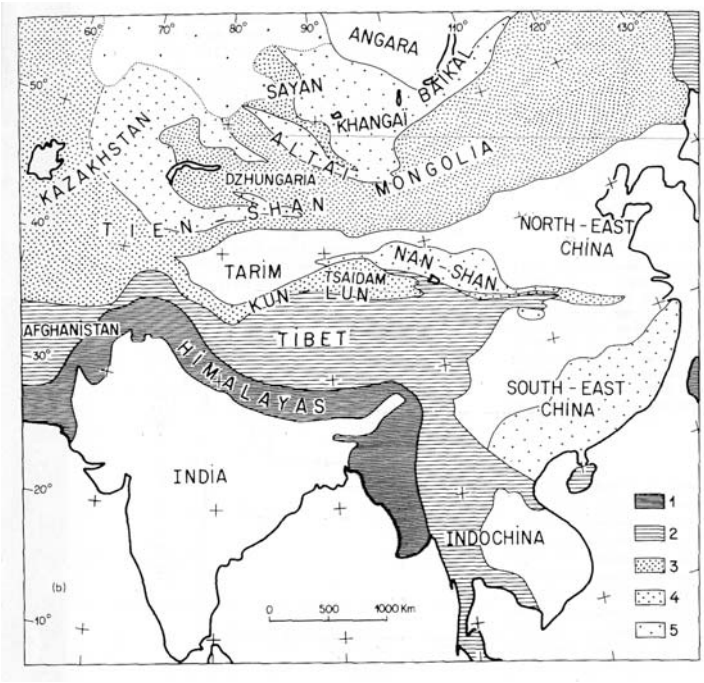

Fig. *1.5:* *Carte très simplifiée de l'âge des chaînes de montagne en Asie avant la collision cénozoïque (Molnar et Tapponnier, 1981). 1 : région la plus déformée lors de la collision cénozoïque, 2 : région active au Mésozoïque, 3 : région active essentiellement au Paléozoïque supérieur (jusqu'au Jurassique pour la partie en Mongolie du nord), 4 : région active au Paléozoïque inférieur, 5 : région active au Paléozoïque, réactivée au Mésozoïque. Les régions continentales blanches sont les vieux boucliers précambriens.*

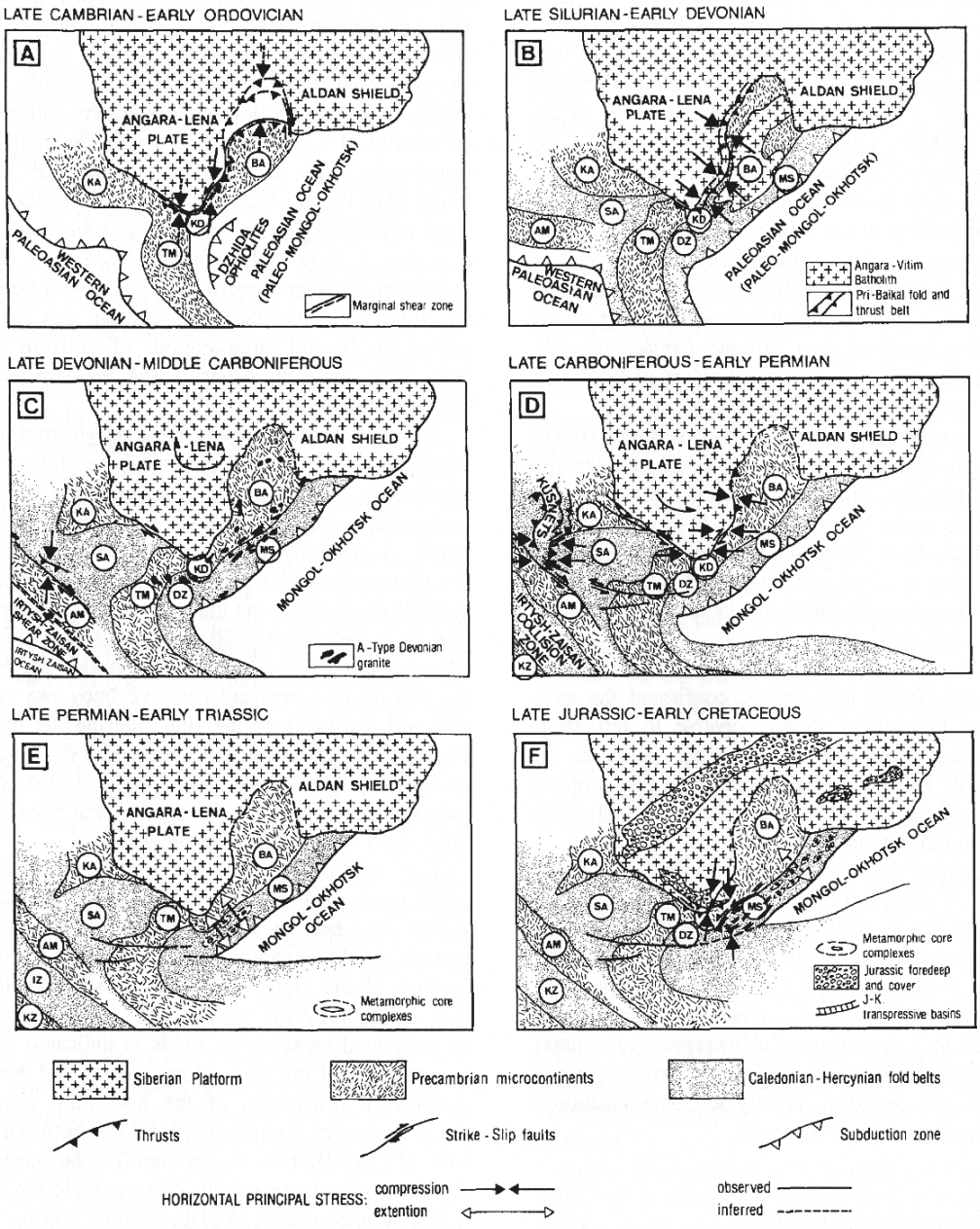

Fig. 1.6: *Reconstruction géodynamique de l'évolution de la région Mongolie-Baïkal au Paléozoïque et Mésozoïque (Delvaux et al., 1995). AM : Altaï-Mongol, BA : Barguzin, DZ : Dzhida, IZ : Irtysh-Zaisan, KA : Kansk-Derba, KD : Khamar-Daban, KZ : Kazakhstan, MS : Mongol-Stanovoy, SA : Sayan, TM : Tuva-Mongolia.*

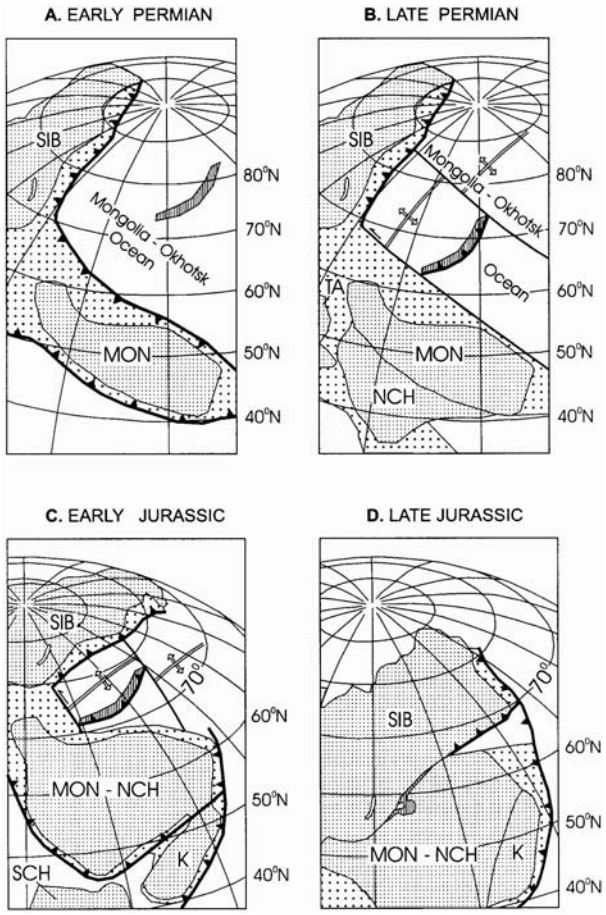

Fig. 1.7: *Reconstruction géodynamique sur la période de temps concernant l'évolution de l'océan Mongol-Okhotsk (Zorin, 1999). Abréviations des blocs continentaux : K, Corée ; MON, Mongolie ; NCH, Chine du nord ; SCH, Chine du sud ; SIB, Sibérie ; TA, Tarim. Les zones en pointillés fins représentent les zones de croûte continentale, en pointillés espacés aux zones hypothétiques de croûte continentale.*

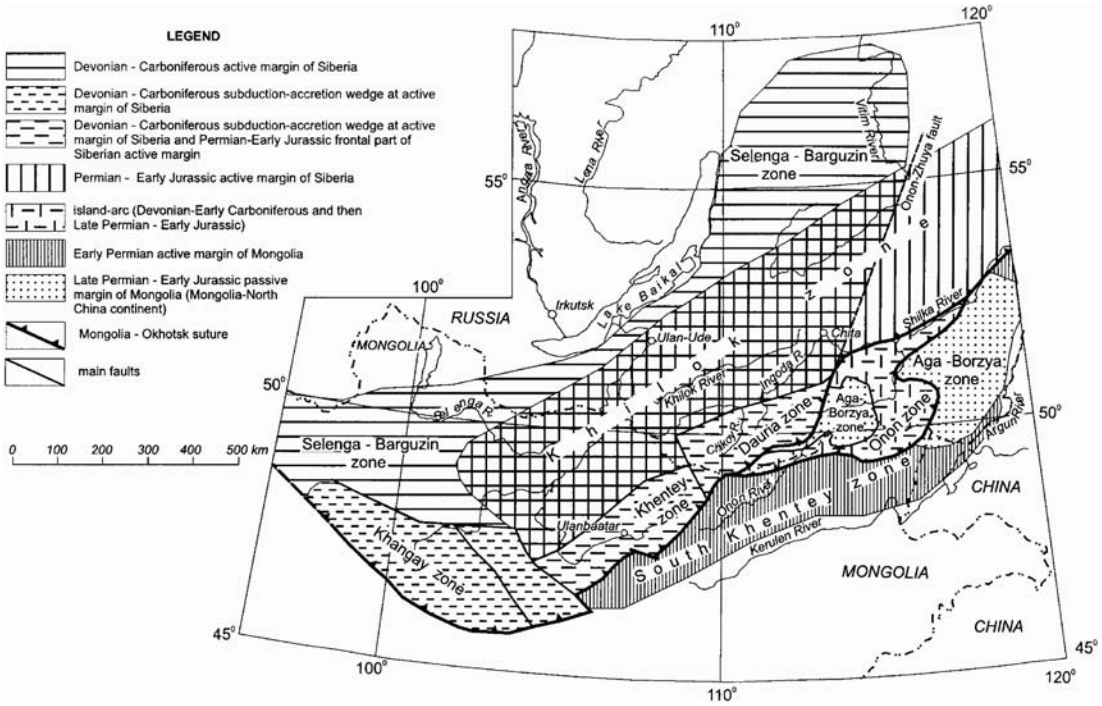

Fig. *1.8:* *Localisation des sutures, marges actives et passives en Mongolie et Sibérie du sud liée à l'histoire géodynamique de ces régions (Zorin, 1999).*

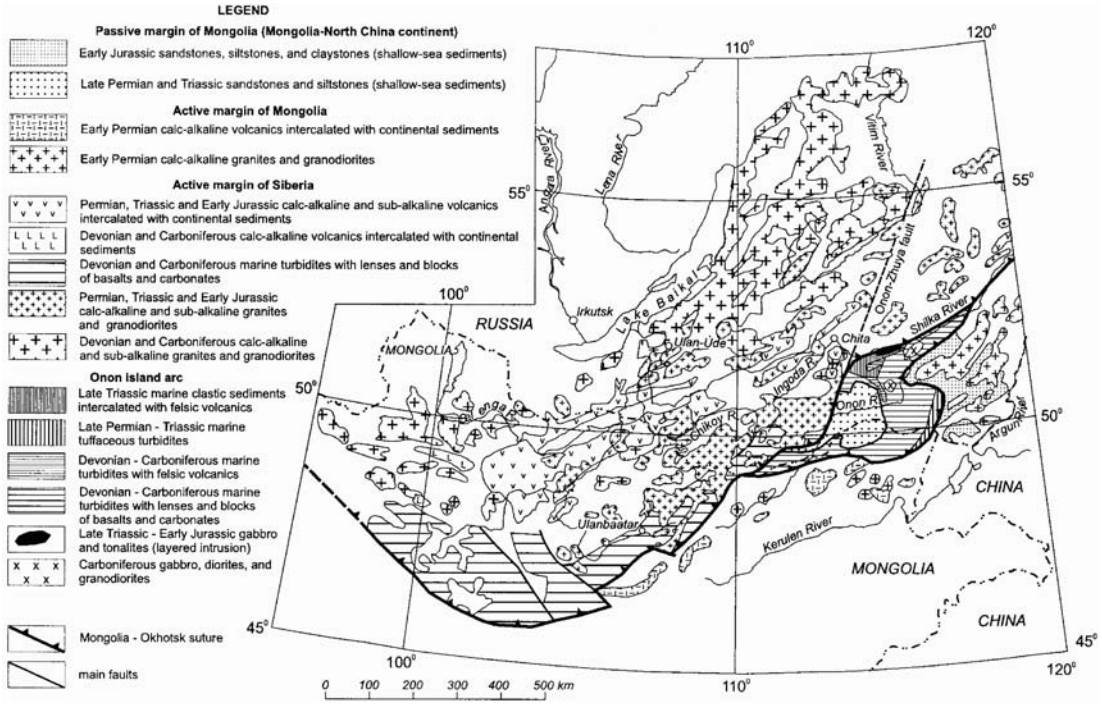

Fig. *1.9:* *Contexte géologique lié à l'évolution de l'océan Mongol-Okhotsk (Permien–Jurassique) (Zorin, 1999).*

Inde/Eurasie au début du Cénozoïque (Molnar et Tapponnier, 1981; Mattauer, 1986). Les zones affaiblies vont être susceptibles de localiser une grande partie de la déformation. Il sera ainsi très important de s'attacher à rendre compte de ces hétérogénéités dans les modèles de déformation asiatique et d'en évaluer l'importance dans la déformation cénozoïque.

Mise en place des reliefs actuels au Cénozoïque

Les forces de convergence associées à la collision Inde/Eurasie au début de l'Eocène impliquent une contrainte compressive générale N-S. La convergence est accommodée par du raccourcissement qui se traduit par la création de la quasi totalité des chaînes de montagnes asiatiques (Himalaya, Pamir, Tien Shan, Kunlun, Altaï, Gobi-Altaï par exemple) et par l'élévation de plateaux dont le plus spectaculaire est le plateau du Tibet au Cénozoïque.

Début de la déformation au sud du système asiatique

La phase de déformation importante en Himalaya et au Tibet semble être tardive par rapport au début de la collision Inde/Eurasie. Elle commence au début du Miocène, soit 20-30 Ma plus tard d'après des études thermochronologiques sur le taux de surrection dans cette région en fonction du temps et sédimentaires sur l'âge des dépôts molassiques (Harrison et al., 1992; Mattauer et al., 1999, et références incluses). Cependant, l'évolution de cette région au Paléogène et en particulier le début de la surrection ne sont pas des faits arrêtés. Par exemple, certains auteurs suggèrent que le bloc de Lhasa (figure 1.4) a atteint sa topographie actuelle au début de l'Oligocène, soit bien avant ce qui est proposé ci-dessus (Yin et Harrison, 2000).

Avant le Miocène, il semble que l'accommodation de la déformation ne se fasse pas dans l'Himalaya et le Tibet majoritairement. D'après un certain nombre d'auteurs, les zones les premières affectées par la déformation sont plutôt celles situées à l'est du Tibet (Mattauer et al., 1999, par exemple). La zone de cisaillement de la faille du Fleuve Rouge initialement orientée E-W, au NE du Tibet, aurait commencé à jouer en faille sénestre pour accommoder la déformation transpressive à l'Oligocène et aurait ainsi entraîné l'expulsion de l'Indochine vers l'est (Leloup et al., 1995). L'ouverture, à la même période, de la mer de Chine du sud est compatible avec le mouvement dans la zone cisaillante de la faille du Fleuve Rouge.

Propagation de la déformation vers le nord

A partir du Crétacé–fin du Crétacé, l'activité tectonique dans le nord de l'Asie diminue (Tapponnier et Molnar, 1979; Windley et al., 1990; Baljinnyam et al., 1993). Cette faible activité tectonique a abouti à une pénéplanation dans les régions du Tien Shan, de Mongolie et de Sibérie. La surface d'érosion est relativement bien marquée dans les dépôts sédimentaires et est datée de la fin du Crétacé. Les reliefs actuels dans cette région sont donc principalement dus à la déformation cénozoïque, excepté pour la chaîne Sayan-Baïkal dont la topographie résultant de la dernière phase compressive (fin Jurassique–début du Crétacé) n'aurait été qu'en partie érodée (figure 1.6, F, Houdry (1994)). Le début de la déformation au Tien Shan, en Mongolie et en Sibérie du sud est

marqué par une surface de discordance à la base d'une séquence de conglomérat d'âge oligocène à miocène (Windley et al., 1990; Baljinnyam et al., 1993).

Au Pliocène, la déformation semble s'accélérer d'après l'augmentation de l'importance et de la vitesse des dépôts (Cunningham, 2001; Baljinnyam et al., 1993). C'est à partir de cette période que se forme une majorité des reliefs mongols (Baljinnyam et al., 1993). De plus, l'activité volcanique en Mongolie indique la présence de déformation au sein de la lithosphère pendant cette période. Les plus anciens dépôts volcaniques sont situés à l'est et au sud-est du massif du Gobi-Altaï. Les dépôts oligocènes-miocènes inférieurs apparaissent principalement dans la zone séparant le Gobi-Altaï du dôme de Hangaï. A partir du Miocène, le volcanisme affecte le dôme de Hangaï et devient plus important. Les éruptions les plus récentes ont eu lieu dans le bassin de Tariat, au nord-est du dôme de Hangaï (figure 1.24). Le bassin contient des coulées de trois âges différents : Pliocène, Pléistocène et Holocène. Elles ont été trouvées au fond des vallées ce qui indique qu'elles se sont mise en place après le soulèvement du dôme de Hangaï (Schlupp, 1996).

Le système du rift Baïkal se met en place au niveau de la discontinuité lithosphérique majeure entre la plate-forme sibérienne non déformée et la chaîne Sayan-Baïkal formée lors des collisions successives au Paléozoïque et Mésozoïque. L'âge du début du rifting est peu précis et débattu. D'après la synthèse faite par Houdry (1994), la première phase de rifting débute entre la fin du Paléocène et le début du Miocène. Cette phase correspond à une phase de rifting lent, raison pour laquelle il est difficile de dater précisément son initiation. La seconde phase de rifting, supposée rapide, commence au début du Pliocène et persiste jusqu'à aujourd'hui. Elle est caractérisée par une discordance angulaire de 20° dans les séries sédimentaires à la transition Miocène-Pliocène. Le basculement des séries sédimentaires suggère le début de mouvements verticaux plus importants qu'auparavant et peut être interprété comme une accélération de l'activité tectonique du rift. A l'ouest du rift Baïkal, le bassin de Khubsugul commencerait à s'ouvrir à cette période ainsi que ceux de Darkhat et Busingol au Quaternaire (Houdry, 1994, et références incluses).

Bilan

La déformation cénozoïque aurait débuté dès la collision Inde/Eurasie dans l'Himalaya et le Tibet d'après certains auteurs (Yin et Harrison, 2000). Elle a été accommodé, à l'Oligocène, au niveau de la faille du Fleuve Rouge qui joue en décrochement sénestre et par l'ouverture de la Mer de Chine du sud. A partir du début du Miocène une surrection importante de l'Himalaya et du Tibet s'effectue jusqu'à la fin du Miocène, période à laquelle cet ensemble atteint son maximum topographique (Harrison et al., 1992). La formation des chaînes du Tien Shan et de Mongolie et l'ouverture du rift Baïkal commencent plus tard. Elles débuteraient à l'Oligocène et s'amplifieraient à partir du Pliocène.

Nous avons évoqué dans quelle mesure les sutures anciennes et les cratons accrétés ont pu absorber la déformation engendrée depuis 55 Ma à partir de la description des reliefs actuels et des étapes de la formation de l'Asie. Nous allons dans la suite nous intéresser plus précisément à la structure lithosphérique en Asie et particulièrement dans la région Mongolie-Baïkal. Puis nous présenterons les marqueurs de la déformation actuelle par l'intermédiaire de la sismicité, des failles actives et du régime tectonique déduit de ces

indices et enfin de la cinématique actuelle en Asie.

1.2 Structure crustale et lithosphérique

Depuis une dizaine d'années un effort important a été fait pour imager la structure interne asiatique. L'ensemble des études menées ont pour but de mieux contraindre la géométrie de la croûte et du manteau, et le comportement de ces deux couches.

Plusieurs déploiements sismiques ont eu lieu sur le plateau du Tibet et ont débouché sur l'analyse de profils de sismique réflexion et réfraction (Zhao et al., 2001; Haines et al., 2003) et l'étude de fonction récepteur (Owens et Zandt, 1997; Kind et al., 2002). Des études sismiques ont aussi été menées dans la région du rift Baïkal et en Mongolie (Krylov et al., 1981; Gao et al., 1994; Zorin et al., 2002; ten Brick et Taylor, 2002). De plus, d'autres techniques ont apporté leur contribution à l'étude générale de la croûte et du manteau : analyses pétrologiques de xénolithes (Ionov et al., 1998; Kopylova et al., 1995; Stosch et al., 1995), études des anomalies gravimétriques (Jin et McNutt, 1996; Zorin et al., 1989; Petit et al., 1997, 2002), tomographies télésismiques ou locales (Petit et Déverchère, 1995; Wittlinger et al., 1996; Petit et al., 1998; Villaseñor et al., 2001; Lebedev et Nolet, 2003; Friederich, 2003; Tiberi et al., 2003), études sismologiques (Déverchère et al., 1991, 1993, 2001; Bayasgalan, 1999), études du flux de chaleur (Lysak, 1984; Pollack et al., 1993).

Nous présentons assez brièvement la structure crustale et lithosphérique à travers l'Asie afin de bien rendre compte de son hétérogénéité et de ce qu'il nous faudra tenter de reproduire lors de la modélisation de la déformation asiatique présenté dans la partie III de ce travail. Puis nous nous intéressons plus précisément à la structure crustale et lithosphérique dans la région Mongolie-Baïkal qui nous a servi de base lors de notre investigation de la structure rhéologique sous la Mongolie et du transfert de contrainte dans cette région, présentée dans la partie II de ce travail.

1.2.1 Asie

Une croûte asiatique généralement épaisse et en accord avec les variations de topographie

La figure 1.10 présente les épaisseurs crustales obtenues par inversion des vitesses des ondes de surface (Villaseñor et al., 2001). Les figures 1.11 et 1.12 présentent des vues plus détaillées des épaisseurs crustales en Chine et en Asie du SE. D'après les résultats présentés dans ces figures, nous notons que les épaisseurs crustales varient de plus de 70 km au niveau du Tibet ($\sim$ 5000 m d'altitude) à environ 30 km en Indochine, Indonésie et Chine orientale (plaines). Sous le Tibet, un certain nombre d'études montrent que la profondeur du Moho diminue du sud vers le nord d'environ 75 km à 60 km (Owens et Zandt, 1997; Zhao et al., 2001; Kind et al., 2002; Haines et al., 2003; Friederich, 2003) et tendent à infirmer l'hypothèse de sauts abrupts du Moho au niveau des anciennes zones de suture (Hirn et al., 1984; Wittlinger et al., 1996). En Chine orientale (figure 1.11), la limite des 45 km coïncide avec les limites occidentales des cratons de Chine du nord et de Chine du sud. De même, les épaisseurs crustales sous le bassin du Tarim, craton précambrien, sont d'environ 50 km et sous le craton kazak (bassin de Dzoungarie) de

42-46 km (Wang et al., 2003; Bump et Sheehan, 1998) alors qu'elles sont supérieures à 50 km sous la chaîne du Tien Shan (Bump et Sheehan, 1998). Les régions les plus déformées ont une croûte épaisse. Le flux de chaleur de surface dans ces régions est élevé (> 80 mW/m^2 au Tibet et Tien Shan par exemple) comparativement aux régions moins ou pas déformées (plate-forme sibérienne, Chine du Sud par exemple, voir figure 1.13).

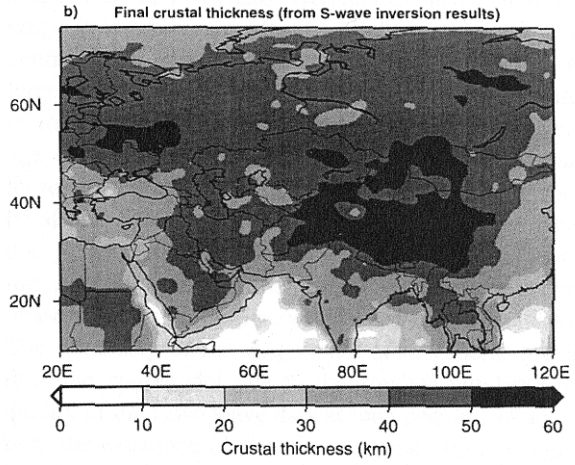

Fig. ***1.10:*** *Epaisseur crustale estimée à partir de l'inversion des vitesses des ondes de surface pour l'Eurasie (Villaseñor et al., 2001).*

Une structure lithosphérique complexe et contrastée

La structure lithosphérique asiatique est très hétérogène. Elle est composée de lithosphères froides et profondes sous la plate-forme sibérienne, kazaque, le craton de Chine du sud et plus chaudes et moins profondes sous les zones déformées comme le Tibet, la Mongolie ou le SE asiatique (figures 1.14 et 1.15). D'après la majorité des études sismiques au Tibet, les vitesses dans le manteau supérieur sont plus rapides sous le bloc de Lhasa que sous le Qiangtang ce qui implique que la lithosphère sous le sud du Tibet est plus froide et dense que sous le nord du Tibet (figure 1.14, Villaseñor et al. (2001) par exemple). Cette variation de densité dans le manteau peut être à l'origine d'un réajustement de la profondeur du Moho et de sa remontée de $\sim$15 km entre le nord et le sud pour permettre au plateau d'être à l'équilibre isostatique (Jin et McNutt, 1996; Zhao et al., 2001). Les lithosphères froides et chaudes sont interprétées quasi-unanimement comme la subduction vers le nord de la lithosphère indienne sous le Tibet au sud et la subduction vers le sud de la lithosphère asiatique au nord (figures 1.16 et 1.17). Comme le montre ces deux dernières figures, d'autres points sur la structure interne du Tibet restent cependant très discutés comme l'existence de panneaux plongeants au niveau des anciennes sutures au Tibet (subduction du bloc de Bayan Har sous le Qiangtang et du bloc de Qiangtang sous le bloc de Lhasa, figure 1.17). Des études d'anisotropie sismique ont montré l'existence d'un axe rapide orienté E-O dans le nord du plateau tibétain (Huang et al., 2000; Villaseñor et al., 2001). Ceci peut suggérer l'extrusion de matériel mantellique vers l'est sous le Tibet, si l'on considère que le flux mantellique est bloqué à l'est par la racine lithosphérique du Tarim.

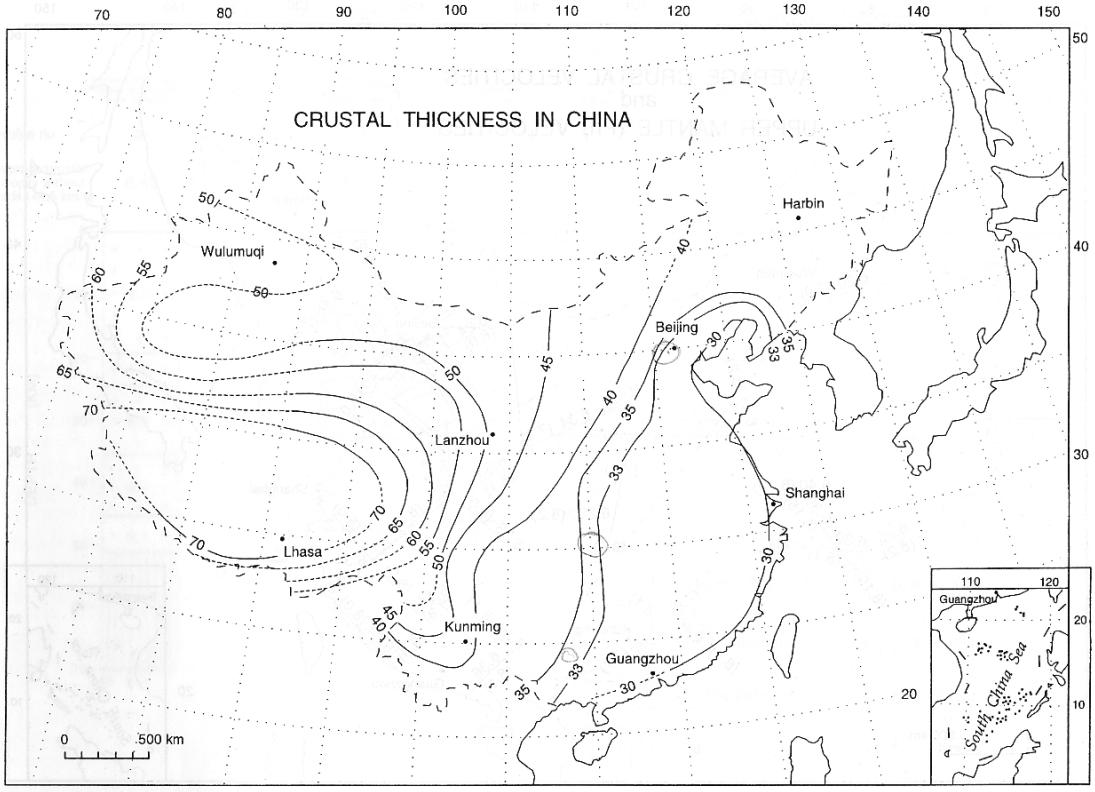

Fig. 1.11: *Epaisseur crustale sous la Chine obtenue principalement à partir de données de sismique-réfraction (Li et Mooney, 1998). Les contours représentés par des lignes sont plus fiables que ceux représentés par des pointillés.*

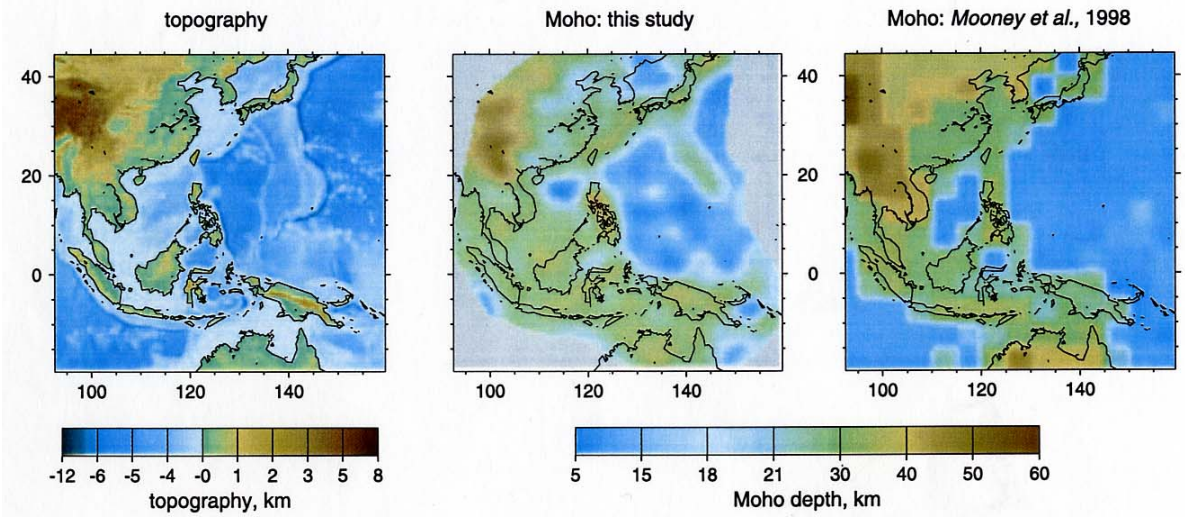

Fig. 1.12: *Epaisseur crustale obtenue dans l'inversion tomographique en onde S de Lebedev et Nolet (2003) (au milieu) et obtenue à partir du modèle CRUST5.1 de Mooney et al. (1998) (droite) dans le SE asiatique. La figure de gauche correspond à la carte topographique de la région. (Lebedev et Nolet, 2003)*

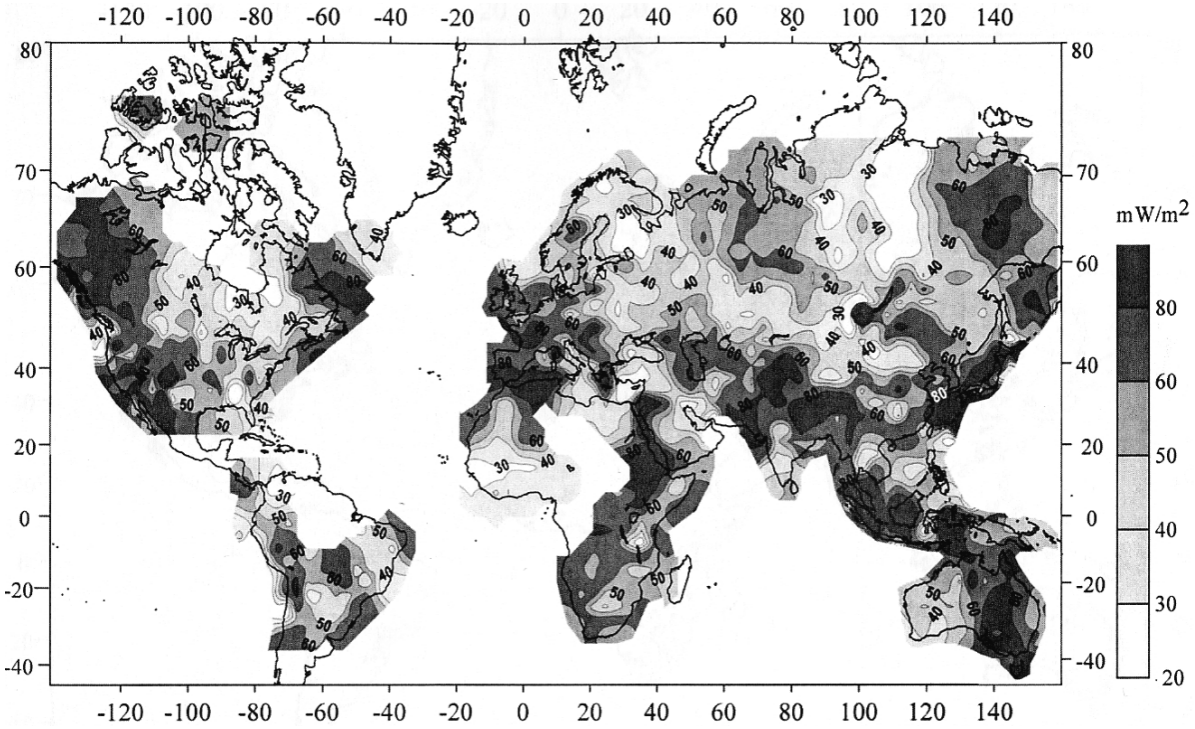

Fig. *1.13:* *Carte de flux de chaleur de surface d'après la base de données de Pollack et al. (1993) mise à jour par Artemieva et Mooney (2001).*

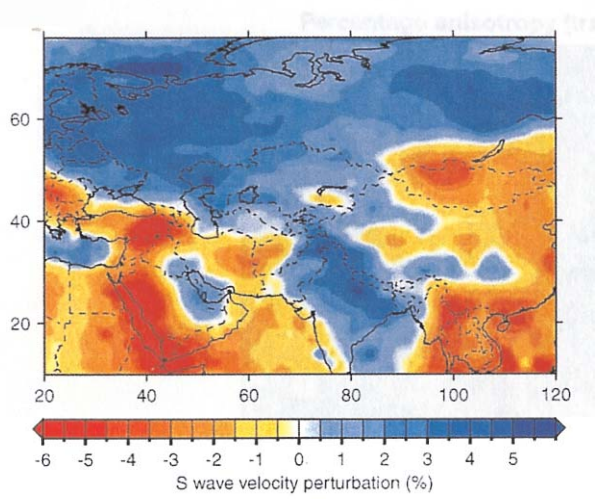

Fig. *1.14:* *Perturbation de la vitesse des ondes S dans le manteau supérieur (à 100 km) obtenue à partir de l'inversion de la vitesse des ondes de surface (Villaseñor et al., 2001).*

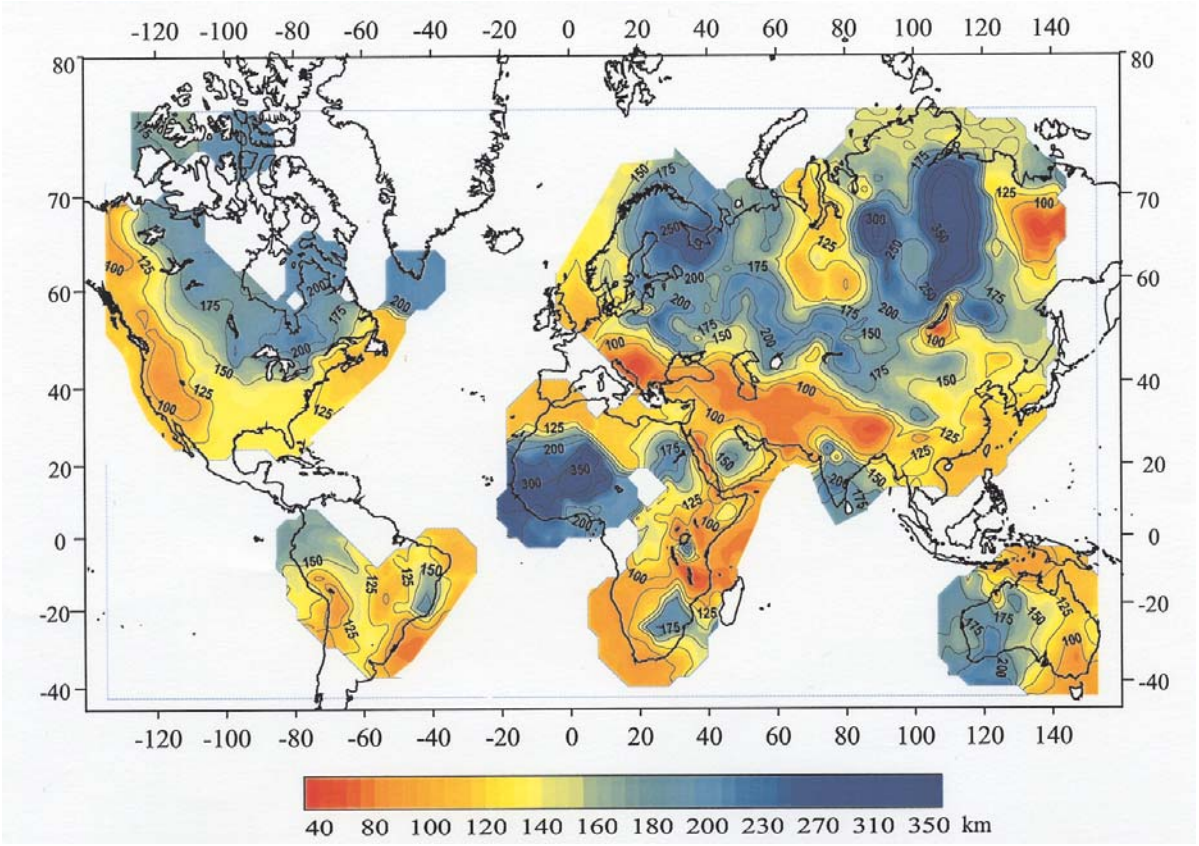

FIG. *1.15:* *Epaisseur de la lithosphère thermique d'après le modèle global d'Artemieva et Mooney (2001). La base de la lithosphère correspond à l'isotherme 1300° C.*

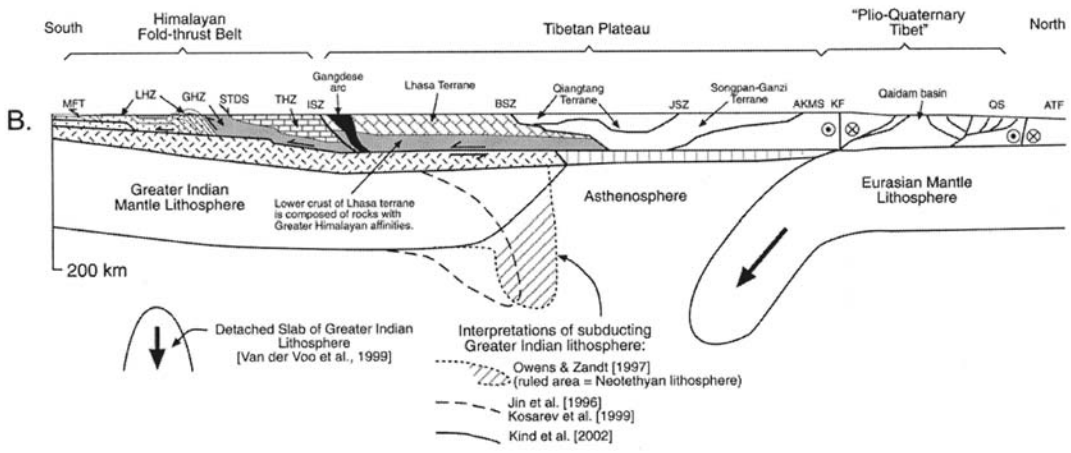

FIG. *1.16:* *Coupe lithosphérique synthétique N-S à travers l'Himalaya et le Tibet montrant la diminution de l'épaisseur crustale sous le Tibet du sud vers le nord et les subductions asiatique et indienne (DeCelles et al., 2002). Abréviations : MFT, front de chevauchement himalayen ; LHZ, avant pays himalayen ; GHZ, moyen pays himalayen ; STDS, système de détachement sud tibétain ; sutures de l'Indus-Tsangpo (ISZ), de Banggong (BSZ), de Jinsha (JSZ), de Kunlun (AKMS) ; failles de Kunlun (KF) et de l'Altyn Tagh (ATF).*

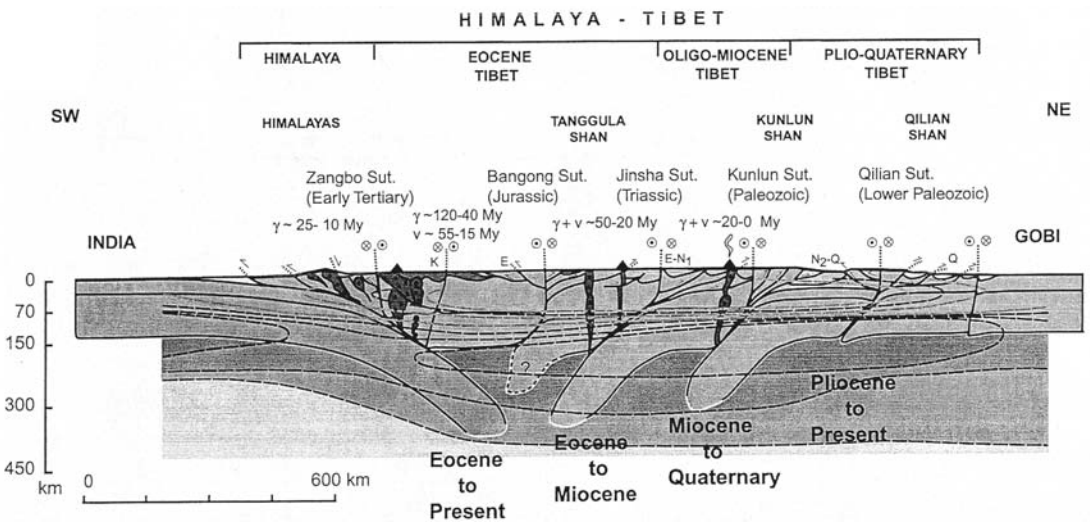

Fig. ***1.17:*** *Coupe lithosphérique synthétique N-S à travers l'Himalaya et le Tibet proposant l'existence de subductions continentales à vergence sud au niveau de chacune des sutures paléozoïques et mésozoïques (âge des sutures au-dessus de la coupe et âge de la subduction en-dessous de la coupe) (Tapponnier et al., 2001b).*

1.2.2 Mongolie et Baïkal

Une croûte épaissie

Les épaisseurs crustales dans la région du lac Baïkal et en Mongolie sont à peu près bien connues et ne varient pas trop ni d'un auteur à l'autre, ni d'une technique à l'autre. Il est admis que la croûte continentale en Mongolie est une croûte épaissie. Des analyses pétrologiques et thermobarométriques de xénolithes de la croûte inférieure et du manteau indiquent que la limite croûte-manteau se situe à 45 km en moyenne sous la Mongolie (Ionov et al., 1998) et peut atteindre 50 km sous le nord du dôme de Hangaï, en Mongolie occidentale (Stosch et al., 1995; Kopylova et al., 1995). A partir de l'inversion de fonctions récepteurs, le Moho a été localisé à 44-48 km de profondeur en Mongolie centrale (Zorin et al., 2002). Une inversion récente des anomalies gravimétriques (Petit et al., 2002) met en évidence une croûte de 48 km d'épaisseur en moyenne. Le modèle global (CRUST5.1) de Mooney et al. (1998) prédit des épaisseurs crustales supérieures à 50 km sous le Hangaï et l'Altaï et inférieur à 50 km ailleurs. Enfin, une étude de tomographie sismique récente et proposant des résultats plus détaillés que CRUST5.1 montre une épaisseur crustale de 50 à 60 km sous toute la Mongolie occidentale et de 40 à 50 km en Mongolie centrale et orientale (figure 1.10, Villaseñor et al. (2001)). Il ressort de ces résultats que la croûte est plus épaisse à l'ouest, là où la topographie est plus élevée et l'activité tectonique présente, qu'à l'est de la Mongolie. L'épaisseur moyenne est de 50 km environ.

Plus au nord, des données de sismique-réfraction montre une épaisseur de croûte de 45 km dans la chaîne de Sayan-Baïkal et de 40 km sur la plate-forme sibérienne (Krylov et al., 1991). Des résultats plus récents basés sur l'analyse de fonction récepteur (Zorin et al., 2002), sur l'inversion des anomalies gravimétriques dans la région du lac Baïkal (Petit et al., 1997) ou sur l'interprétation d'une étude de tomographie locale (Petit et al., 1998) montrent une épaisseur crustale sous la chaîne Sayan-Baïkal légèrement supérieure

à 50 km. L'ensemble de ces résultats sont cohérents entre eux compte tenu des barres d'erreur de chacune des méthodes. Sous le rift, la profondeur du Moho est beaucoup plus faible. Selon les auteurs la profondeur du Moho varie entre ∼34 km et ∼39 km (Zorin et al., 1989, 2002; Petit et al., 1997; Ionov, 2002; ten Brick et Taylor, 2002). D'après Petit et al. (1997), l'amincissement crustal sous le rift est plus prononcé au sud du rift qu'au nord.

Une lithosphère amincie : perturbation locale ou panache asthénosphérique ?

Sous le Baïkal L'état de la lithosphère dans cette région, les mécanismes de la déformation et les forces responsables de l'ouverture du rift font l'objet d'un débat depuis plusieurs années. Deux théories s'affrontent pour expliquer le moteur du rifting : le modèle de rifting actif et le modèle de rifting passif. Dans le premier cas, l'extension est produite par les effets d'une remontée asthénosphérique à des faibles profondeurs qui produit un fort amincissement régional de la lithosphère. Dans le second cas, l'ouverture du rift est contrôlée par les forces en champ lointain, c'est-à-dire par les forces horizontales engendrées, par exemple, par la collision Inde/Eurasie (Molnar et Tapponnier, 1975). Il en résulte aussi une remontée asthénosphérique mais localisée sous le rift et plus profonde. La lithosphère est alors moins affaiblie.

Généralement, les auteurs en faveur d'un fort amincissement crustal sous le rift, soutiennent l'hypothèse d'une remontée asthénosphérique importante sous le lac Baïkal. Un contraste de vitesse de 5%, entre les vitesses obtenues dans la croûte et celle du matériel sous-jacent, est proposé par Gao et al. (1994). Ils en déduisent une remontée asthénosphérique importante et étendue, la lithosphère n'étant alors composée que de la croûte sous le rift (Zorin et al., 1989; Gao et al., 1994, 2003). Dans ce cas, l'ouverture du rift est directement lié à un panache asthénosphérique sous le rift.

Cependant, il existe un certain nombre d'arguments en désaccord avec cette interprétation. Par exemple, récemment, ten Brick et Taylor (2002) n'ont pas trouvé de zone à faible vitesse en base de croûte mais plutôt une zone où les vitesses sont assez fortes, à partir de données de sismique-réfraction. Les données de flux de chaleur dans cette région sont aussi en contradiction avec l'existence d'un panache. En effet, contrairement à d'autres rifts continentaux, les données de flux de chaleur n'indiquent pas d'anomalies régionales marquées sous la région du rift. Le flux de chaleur moyen est de 30-45 mW/m^2 sur la plate-forme sibérienne et de 50-55 mW/m^2 au niveau de la chaîne Sayan-Baïkal. Au niveau du rift, il est en moyenne de 75 mW/m^2 bien que des anomalies locales peuvent dépasser 100 mW/m^2 dans les bassins (Lysak, 1984, 1995). Enfin, le volcanisme cénozoïque dans la région du rift est limité. Il est d'ailleurs absent du système central du rift et de la majorité de ses bassins (Ionov, 2002). L'existence d'un panache actif sous le rift ne semble donc pas très raisonnable.

Par contre, à partir de plusieurs études (tomographie télésismique et locale, modélisation des ondes P, inversion conjointe de données gravimétriques et sismiques), certains auteurs suggèrent la présence d'une zone à faible vitesse sous la croûte qui ne s'étend pas en profondeur. Elle correspond à la présence d'une lithosphère perturbée jusqu'à 70-80 km de profondeur et d'une zone à faible vitesse plus profonde (Koulakov, 1998; Petit et Déverchère, 1995; Tiberi et al., 2003). Ces anomalies sont bordées au nord par la suture entre le craton sibérien archéen et la chaîne de Sayan-Baïkal. Ils proposent alors

l'existence d'une perturbation faible en profondeur qui affaiblit la lithosphère le long de la suture et qui favorise le développement du rift en réponse aux forces aux limites dues notamment à la collision Inde/Eurasie (Petit et al., 1998).

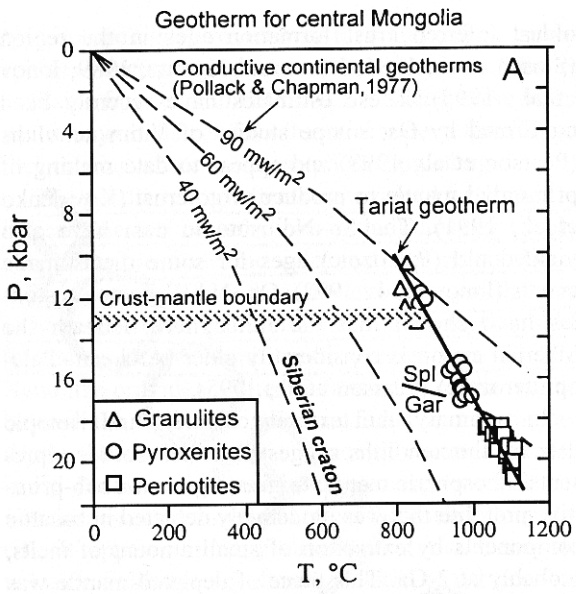

Fig. *1.18: Géotherme calculé à partir de l'analyse pétrologique et thermobarométrique de xénolithes crustales et mantelliques échantillonnées dans le champ volcanique du Tariat (NE du dôme de Hangaï) (Ionov et al., 1998).*

En Mongolie Les observations sur l'état de la lithosphère en Mongolie, moins nombreuses, suggèrent des interprétations moins contradictoires. Une forte anomalie de vitesse (environ -4%), centrée sous la Mongolie centrale, est détectée à 100 km de profondeur à partir d'études tomographiques récentes (figure 1.14, Villaseñor et al. (2001); Friederich (2003)), en accord avec des modèles tomographiques plus anciens (Ritzwoller et Levshin, 1998; Petit et al., 1998). Ce résultat est cohérent avec les résultats d'un modèle d'anomalies gravimétriques sous la Mongolie qui indiquent une anomalie thermique de 100 à 200 km de profondeur (Petit et al., 2002). Cette anomalie suggère la présence d'un manteau anormalement chaud à ces profondeurs et peut être interprétée comme une remontée d'asthénosphère, en particulier sous le dôme du Hangaï.

A partir de l'analyse de xénolithes crustales et mantelliques, échantillonnées dans les champs volcaniques cénozoïques au nord et sud-est du dôme de Hangaï, Kopylova et al. (1995) et Ionov et al. (1998) trouvent que la température du manteau supérieur est forte comparativement à celle prédite pour les plate-formes stables. D'après ces auteurs, ceci suggère une perturbation thermique récente. Le géotherme calculé entre 45 et 60 km, à partir de ces échantillons, est plus fort que dans la lithosphère cratonique adjacente (90mW/m^2 contre 60mW/m^2) mais plus froid que le géotherme standard des provinces basaltiques alcalines (figure 1.18). Ils proposent la possibilité d'un sous-plaquage basaltique à la limite croûte-manteau associé au volcanisme récent dans ces régions. D'après Ionov et al. (1998), le fait que le sous-plaquage soit supposé récent et que le transfert de

chaleur dans la croûte se fasse par conduction, donc lentement, rend cette hypothèse cohérente avec un flux de chaleur en surface modéré en Mongolie (60 mW/m^2 en moyenne Khutorskoy et Yarmoluk, 1989). Enfin, les xénolithes semblent indiquer que la remontée asthénosphérique, a priori responsable de l'activité volcanique et de l'élévation du dôme de Hangaï, soit confinée à des profondeurs de 70-80 km.

Bilan pour la région Mongolie-Baïkal

D'après l'ensemble de ces informations, la région Mongolie-Baïkal est caractérisée par une croûte épaisse d'environ 45-50 km et par une lithosphère amincie montrant une perturbation thermique au niveau de la limite croûte-manteau et à sa base. L'anomalie thermique prédominante est localisée sous la Mongolie centrale et non pas sous le rift Baïkal comme on pourrait s'y attendre pour un rift standard. La dynamique du rift Baïkal serait contrôlé à la fois par l'héritage structural de la région, par une faible perturbation thermique et par les forces aux limites (Petit et al., 1998; Lesne et al., 2000; Tiberi et al., 2003). Une question qui n'a pas encore été étudiée en Mongolie est de savoir s'il existe un flux orienté dans le manteau anormal sous la Mongolie, contrôlé par les forces tectoniques aux limites et la géométrie des structures héritées, comme l'ont suggéré plusieurs auteurs pour le manteau supérieur au NE du Tibet, qui provoquerait une anisotropie et des déformations orientées et hétérogènes.

1.2.3 Bilan

La structure crustale de l'Asie montre des variations d'épaisseur relativement en accord avec les variations topographiques. Excepté en Chine du sud et en Indochine, l´épaisseur de la croûte est supérieure à 40 km, voire de l'ordre de 50 km dès qu'il s'agit de régions déformées et non pas d'anciens cratons comme la plate-forme sibérienne ou le bassin du Tarim.

La structure lithosphérique asiatique est très hétérogène et dépend fortement de l'histoire de la formation asiatique. On trouve des lithosphères froides et a priori résistantes sous le sud du Tibet (lithosphère indienne subduite) et sous différents cratons archéens comme le craton de Chine du sud et la plate-forme sibérienne. On trouve une lithosphère affaiblie sous le nord et nord-est du Tibet et sous le plateau mongol, par exemple. Ce "patchwork" lithosphérique va probablement influencer le mode de déformation et le transfert des contraintes à travers les différentes zones. Nous allons maintenant examiner comment se manifeste cette déformation à travers la sismicité et les grands marqueurs tectoniques. Nous verrons ensuite la cinématique des déformations en Asie à partir de deux grands groupes de données, des données de géodésie GPS et des données de géologie.

1.3 Activité sismique et régime tectonique

1.3.1 Les grands séismes d'Asie au XX^{ème} siècle

L'Asie est la région intracontinentale où l'activité tectonique est la plus intense au monde. Cette activité se traduit par l'occurrence d'un grand nombre de grands et petits

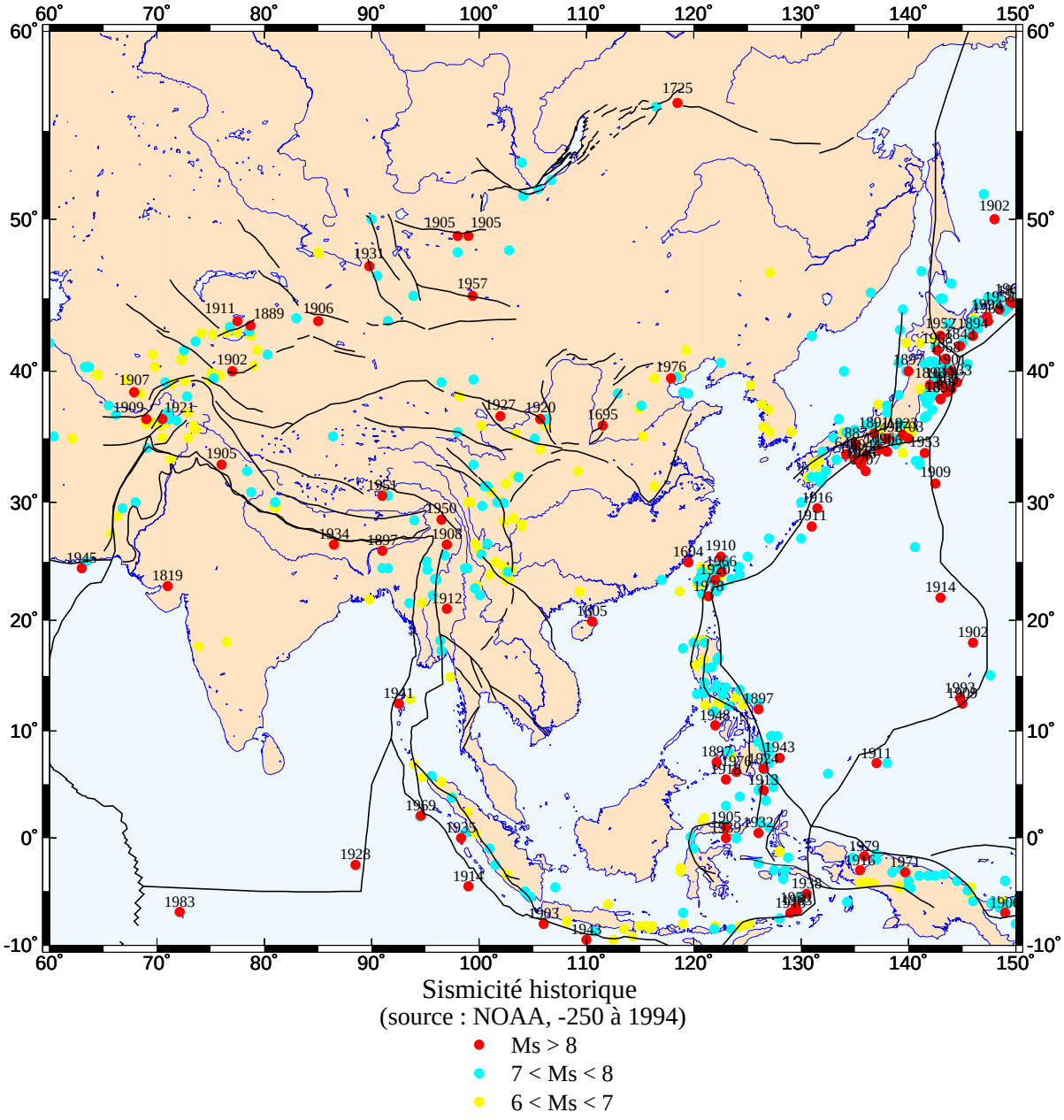

Fig. *1.19:* *Sismicité historique d'après les données du NGDC (National Geophysical Data Center) de NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Les magnitudes sont des magnitudes Ms, calculées à partir des ondes de surface, ou correspondent à un équivalent dérivé des intensités pour les événements sismiques antérieurs à la mise en place d'instruments.*

séismes à travers une zone très étendue comprenant la Chine, la Mongolie et le sud de la Sibérie (figures 1.19 et 1.20). Une vingtaine de séismes, dont la magnitude (Ms) a été évaluée supérieure ou égale à 8, se sont produit en Asie en un peu plus d'un siècle (figure 1.19 et 1.20). Nous avons reporté dans le tableau 1.1 le nombre de séismes par région et la date d'occurrence de ces séismes.

Régions	Nombre	Dates
Front de chevauchement himalayen	3	1897, 1905, 1934
Chaîne du Pamir	3	1907, 1909, 1921
Syntaxe est himalayenne	2	1908, 1950
Faille de Sagaing	1	1912
Plateau du Tibet	4	1920, 1927, 1951, 2001
Chaîne du Tien Shan	4	1889, 1902, 1906, 1911
Mongolie	4	1905, 1905, 1931, 1957
Chine du nord ($\sim$ Pékin)	1	1976

Tab. *1.1:* *Localisation des séismes de magnitude (Ms) supérieure ou égale à 8 par région en Asie.*

Nous constatons que 13 séismes sur les 22 répertoriés se sont produits dans l'Himalaya, le Pamir et le Tibet. Les autres ont eu lieu dans des régions plus éloignées. En particulier, quatre de ces grands séismes se sont produits en Mongolie en 52 ans. Nous reviendrons plus amplement, dans la section suivante (1.3.2), sur les grands séismes Mongols qui font de la Mongolie une des régions les plus actives au monde au XX$^{\text{ème}}$ siècle (Baljinnyam et al., 1993). Il est aussi important de noter qu'un des plus forts séismes enregistrés en domaine extensif s'est produit dans le bassin de Muya, au NE du lac Baïkal, en 1957 (Mw = 7,4 ; Chen et Molnar (1977) ; figure 1.20).

Nous remarquons que la majorité de ces forts séismes :
- se sont produits dans la première moitié du XX$^{\text{ème}}$ siècle ;
- ne sont séparés que de quelques années dans une même région ;
- ont eu lieu à travers l'ensemble de la zone déformée, jusqu'à 3000 km de la zone de collision Inde/Eurasie.

L'énergie nécessaire à la production de tels séismes semble donc se concentrer loin à l'intérieur de l'Asie et engendrer le déclenchement de plusieurs grands séismes successifs (Triep et Sykes, 1997). Ceci pose le problème :

1. du transfert des contraintes à l'échelle continentale depuis les zones où s'exercent les forces aux limites du système asiatique ;
2. de la redistribution de ces contraintes à l'échelle régionale.

1.3.2 Sismicité et grandes failles actives

La carte de la sismicité en Asie (figure 1.20), construite à partir des données fournies par le National Earthquake Information Center, de 1973 à aujourd'hui, montre très clairement que les séismes, toutes magnitudes confondues, sont distribués du front himalayen, au sud, jusqu'au lac Baïkal, au nord. Cependant, excepté pour la région du lac Baïkal qui est très active bien que topographiquement basse, l'essentiel de la sismicité

se concentre dans les zones montagneuses (Himalaya, Pamir, Tien Shan, Yunnan, Qilian Shan, Altaï et Gobi-Altaï) et le plateau du Tibet, zone à altitude élevée. Enfin, une partie de la sismicité souligne de grands alignements qui correspondent à des chevauchements ou failles inverses et à de grands décrochements (figure 1.20). Molnar et Tapponnier (1975) et Tapponnier et Molnar (1977, 1979), par exemple, ont décrit et étudié ces failles à partir de l'étude d'images satellites Landsat, de la sismicité, des mécanismes au foyer et d'acquisition de terrain. L'ensemble des failles décrites dans les paragraphes ci-dessous sont reportées sur les figures 1.21 pour l'Asie et 1.24 pour la région Mongolie-Baïkal.

Front himalayen, Pamir, Tien Shan : régime tectonique compressif prédominant

Un grand nombre de séismes se situent dans la chaîne himalayenne et ont tendance à s'aligner le long du front de chevauchement himalayen (figure 1.20). Une partie de la convergence Inde/Eurasie est ainsi accommodée au niveau du front himalayen et dans la chaîne ($\sim$300 km de large). Dans la chaîne du Pamir, les séismes ont majoritairement un mécanisme compressif qui indiquent l'existence de failles inverses plongeant vers le sud. Le mode de déformation prédominant dans la chaîne du Tien Shan est aussi de la compression sur des failles inverses à l'intérieur de la chaîne ainsi que sur des failles majeures SO-NE localisées de part et d'autre de la chaîne (figures 1.20 et 1.21, tableau 1.2). Cependant, ce n'est pas l'unique mode de déformation dans le Tien Shan. Tapponnier et Molnar (1979) ont identifié trois grands systèmes décrochants dextres, globalement perpendiculaires à la chaîne du Tien Shan et cohérents avec la compression NO-SE (figure 1.21, tableau 1.2).

Plateau du Tibet et Asie orientale : régime tectonique décrochant prédominant

A l'arrière du front de chevauchement himalayen, le Tibet est limité majoritairement par de gigantesques failles décrochantes sénestres et dextres (figure 1.21 et tableau 1.2).

Trois grands systèmes de failles décrochantes sénestres se situent dans la partie nord du Tibet. Le premier système est composé de la faille de l'Altyn Tagh, la plus importante de toutes, qui sépare le plateau du Tibet du bassin du Tarim. Il se prolonge vers l'est par la faille de Haiyuan qui meure au sud des grabens de l'Ordos, système en extension, qui pourraient ainsi absorber une partie du déplacement sénestre sur cette faille. Le second système est composé de la faille de Kunlun, au sud du bassin du Qaidam et le troisième de la faille de Xianshuihe. Des failles inverses et du plissement sont associés aux systèmes de l'Altyn Tagh et de Kunlun, dans le bassin du Qaidam et le Nan Shan par exemple. Des failles normales sont associées au système de Xianshuihe. Cependant, les différents mécanismes sont cohérents entre eux et montrent un axe de compression horizontal maximum orienté vers le nord-est.

Au sud du Tibet, les grandes failles sont décrochantes dextres comme la faille du Karakorum qui rejoint le prolongement de la faille de l'Altyn Tagh au SO du bassin du Tarim et la faille de Jiali à l'est. Entre ces deux grandes failles, un ensemble de petites failles dextres forme le système de Karakorum-Jali.

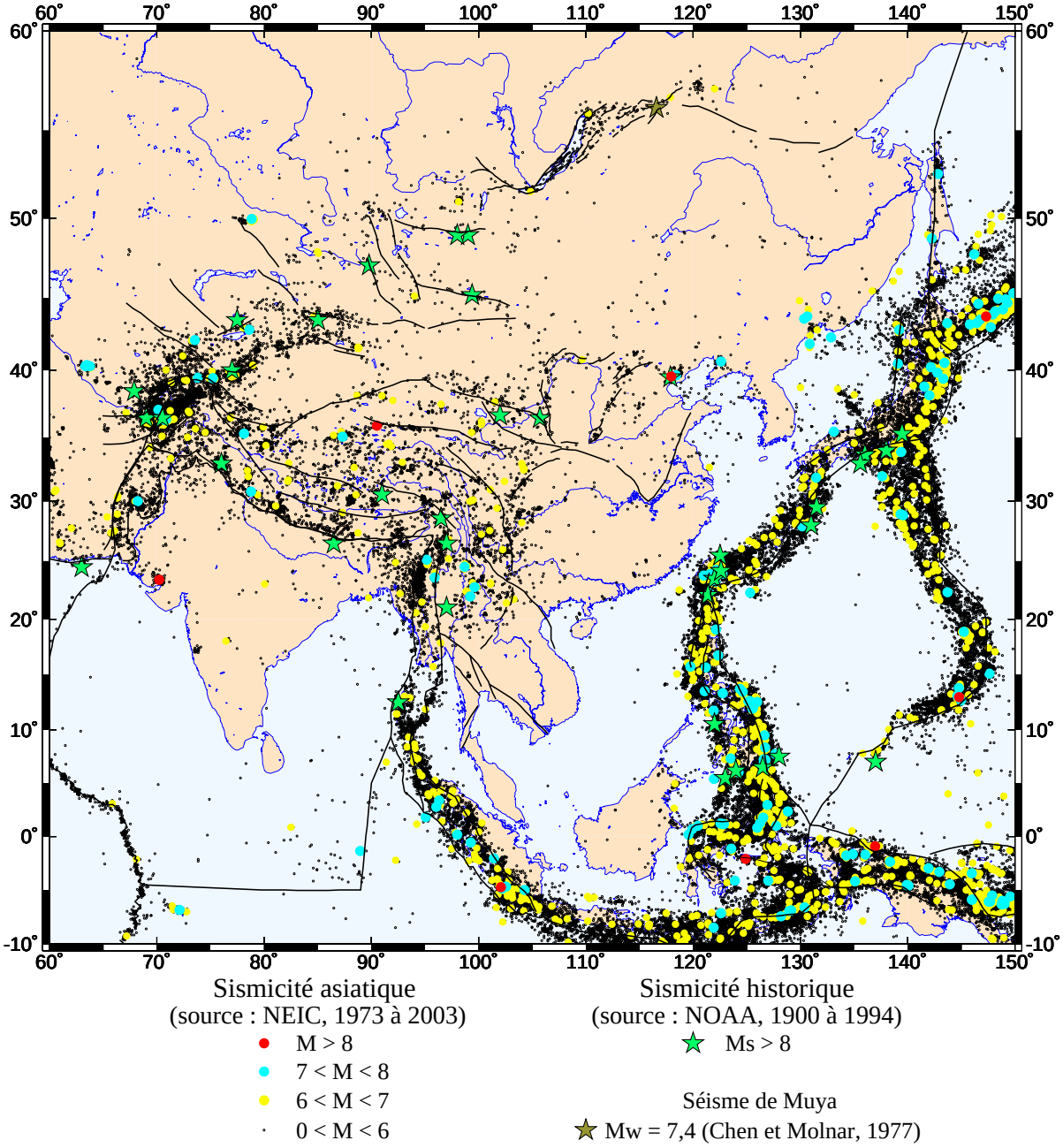

Fig. *1.20:* *Sismicité asiatique du siècle. (NEIC : National Earthquake Information center, NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration).*

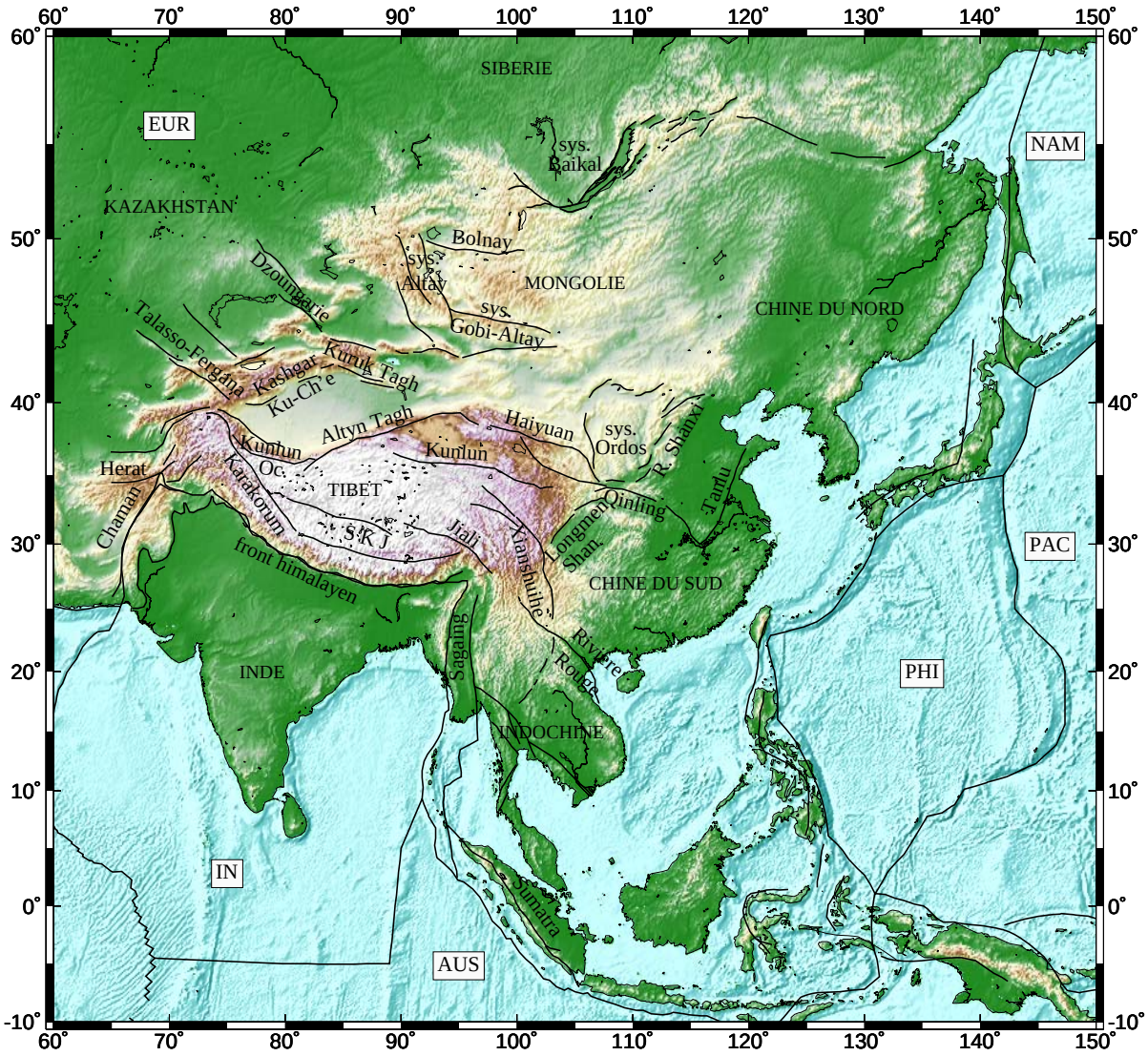

Fig. 1.21: *Localisation des failles principales connues en Asie. SKJ : Système de Karakorum-Jiali. Noms des plaques tectoniques : EUR : Eurasie, IN : Inde, AUS : Australie, Phi : Philippines, PAC : Pacifique, NAM : nord Amérique.*

Failles	Longueur (km)	Orientation	Mécanisme prédominant
Front himalayen	2500	∼E-O	I
		Tien Shan	
Kashgar Ku-Ch'e	1000	SO-NE	I
Talasso-Fergana	800	NO-SE	DD
Kuruk Tagh	250	NO-SE	DD
Dzoungarie	500	NO-SE	DD
		Tibet	
Altyn Tagh	1500	SO-NE	DS
Haiyuan	650	E-O à NO-SE	DS
Kunlun	1100	∼E-O	DS
Xianshuihe	>1000	NO-SE	DS
Karakorum	1200	NO-SE	DD
Jiali	∼800	ONO-ESE à NO-SE	DD
Longmen Shan	-	NNE-SSO	I
		Indochine	
Rivière Rouge	1150	NO-SE	DD (auj.)
Sagaing	>1000	N-S	DD
		Mongolie-Baïkal	
Bolnaï	375	E-O	DS
Tsetserleg	130	SO-NE	DS, I
Fu Yun	180	NO-SE	DD
Bogd	260	E-O	DS
Primorsky	150	SSO-NNE	N

Tab. ***1.2:*** *Longueur approximative, orientation et mécanisme prédominant de chaque faille majeure en Asie par région. Mécanisme : I : inverse, N : normal, DD : décrochant dextre, DS : décrochant sénestre.*

Du fait des failles dextres au sud du plateau et des failles sénestres au nord, le matériel composant le plateau est censé s'échapper vers l'est. D'ailleurs, à l'ouest de la faille de Kunlun et au nord de la faille de Xianshuihe, le système de failles inverses du Longmen Shan, perpendiculaire aux structures décrochantes doit accommoder une partie du déplacement crustal/lithosphérique du Tibet. Ces failles séparent le plateau du Tibet déformé des plaines de Chine du sud.

Au sud-est du plateau du Tibet, la faille de la Rivière Rouge sépare le bloc Chine du sud du bloc Indochinois (figure 1.21 et tableau 1.2). Cette faille a joué un rôle majeur dans l'histoire post-collisionnelle en Asie (section 1.1.4) en accommodant un déplacement transpressif sénestre. Elle montre actuellement un déplacement dextre bien qu'elle soit peu soulignée par la sismicité récente (Replumaz et al., 2001). Le Yunnan est plutôt dominé par de l'extension sur des "petites" failles normales N-S et NE-SO qui forment des grabens étroits. Enfin, la faille de Sagaing, située sur le bord est de l'Indochine, orientée nord-sud, est une grande faille décrochante dextre qui se prolonge en mer (figure 1.21).

Au nord-est du plateau du Tibet, la faille décrochante du Qinling, située dans la prolongation de la faille de Haiyuan borde le système extensif de l'Ordos et s'arrête au sud de la faille de Tanlu, NNE-SSO (figure 1.21). Dans l'Ordos, la carte de la sismicité montre que la quasi totalité des séismes se produisent sur les failles bordières du système (figure 1.20). Ils ont des mécanismes normaux et décrochants. Au nord et nord-est de l'Ordos, la plaine de Chine du Nord est quasiment asismique (figure 1.20).

Mongolie et lac Baïkal : passage d'un régime compressif à décrochant puis extensif

La sismicité dans la région Mongolie-Baïkal révèle plusieurs zones d'activité séparées par des zones beaucoup moins actives (figure 1.22). La sismicité récente se localise essentiellement dans les chaînes de l'Altaï et du Gobi-Altaï, le rift Baïkal, les dépressions de Khubsugul, Darkhat et Busingol et à proximité du séisme de Mogod (1967, Mw = 7,1, Bayasgalan et Jackson (1999), figures 1.23 et 1.24). La faille de Tsetserleg et Teregtiin, appartenant au système de failles qui ont rompu pendant la séquence de séisme Bolnaï-Tsetserleg (1905, Mw = 8,4 et 7,9, Schlupp (1996)) sont aussi bien marquées par la sismicité récente (figure 1.22 et 1.27).

Dans la suite, nous détaillons les grandes ruptures du siècle en Mongolie (Bolnaï, Tsetserleg, Fu Yun, Bogd et Mogod) sachant que leur connaissance nous est nécessaire pour modéliser les effets postsismiques des grands séismes (modélisations présentées dans la partie II de ce travail).

Mongolie occidentale et centrale : régime tectonique transpressif

De nombreux auteurs (Tapponnier et Molnar, 1979; Huang et Chen, 1986, par exemple) ont remarqué que les failles actives en Mongolie occidentale forment un parallélogramme de failles décrochantes conjuguées autour du dôme de Hangaï. Les failles NO-SE à N-S jouent en décrochement dextre dans l'ouest (chaîne de l'Altaï) et l'est (faille de Mogod), alors que les failles E-O jouent en décrochement sénestre au sud (chaîne du Gobi-Altaï)

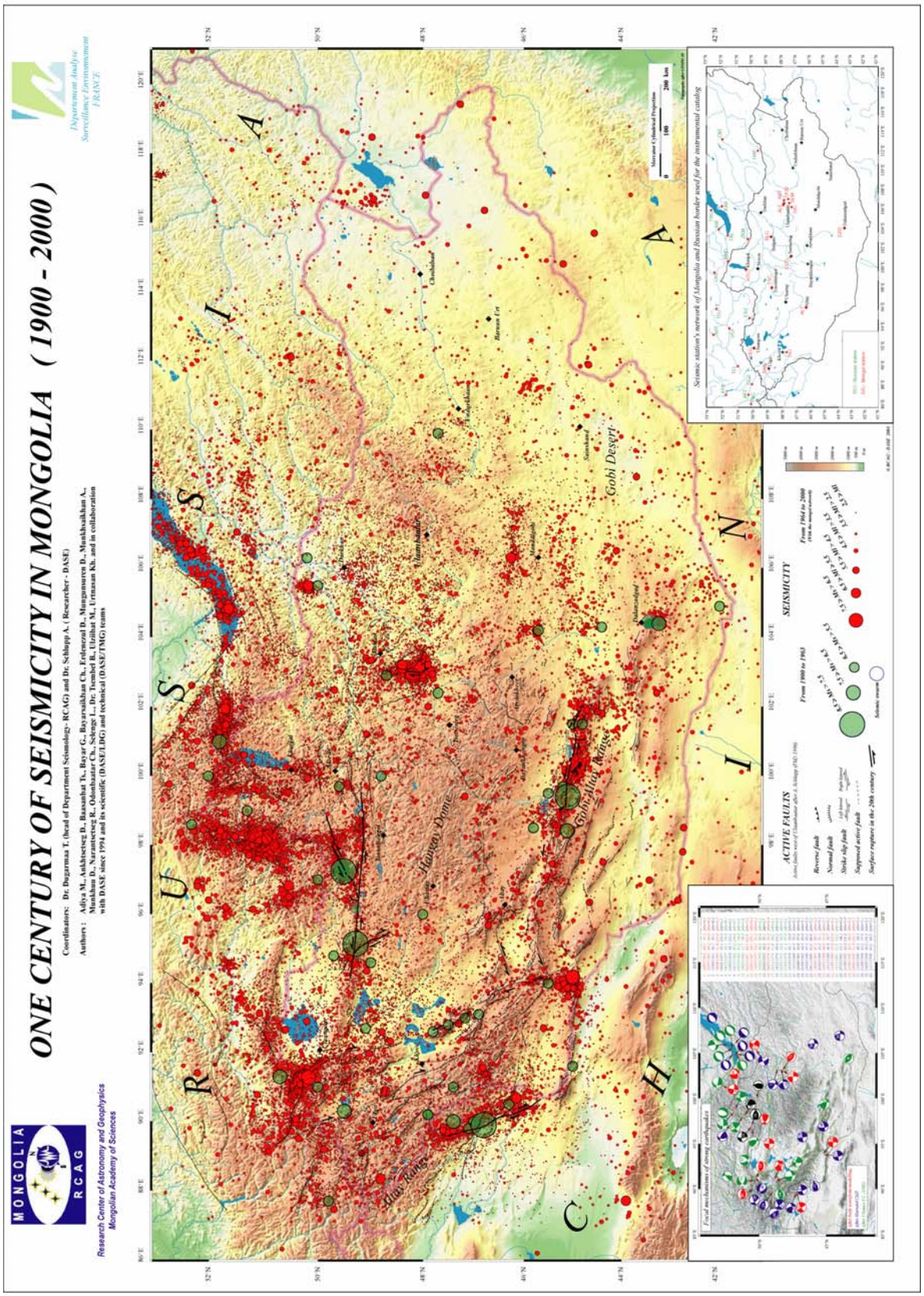

FIG. *1.22: Failles actives, sismicité historique et récente depuis 1900 en Mongolie (1/2 500 000) (Adiya et al., 2003).*

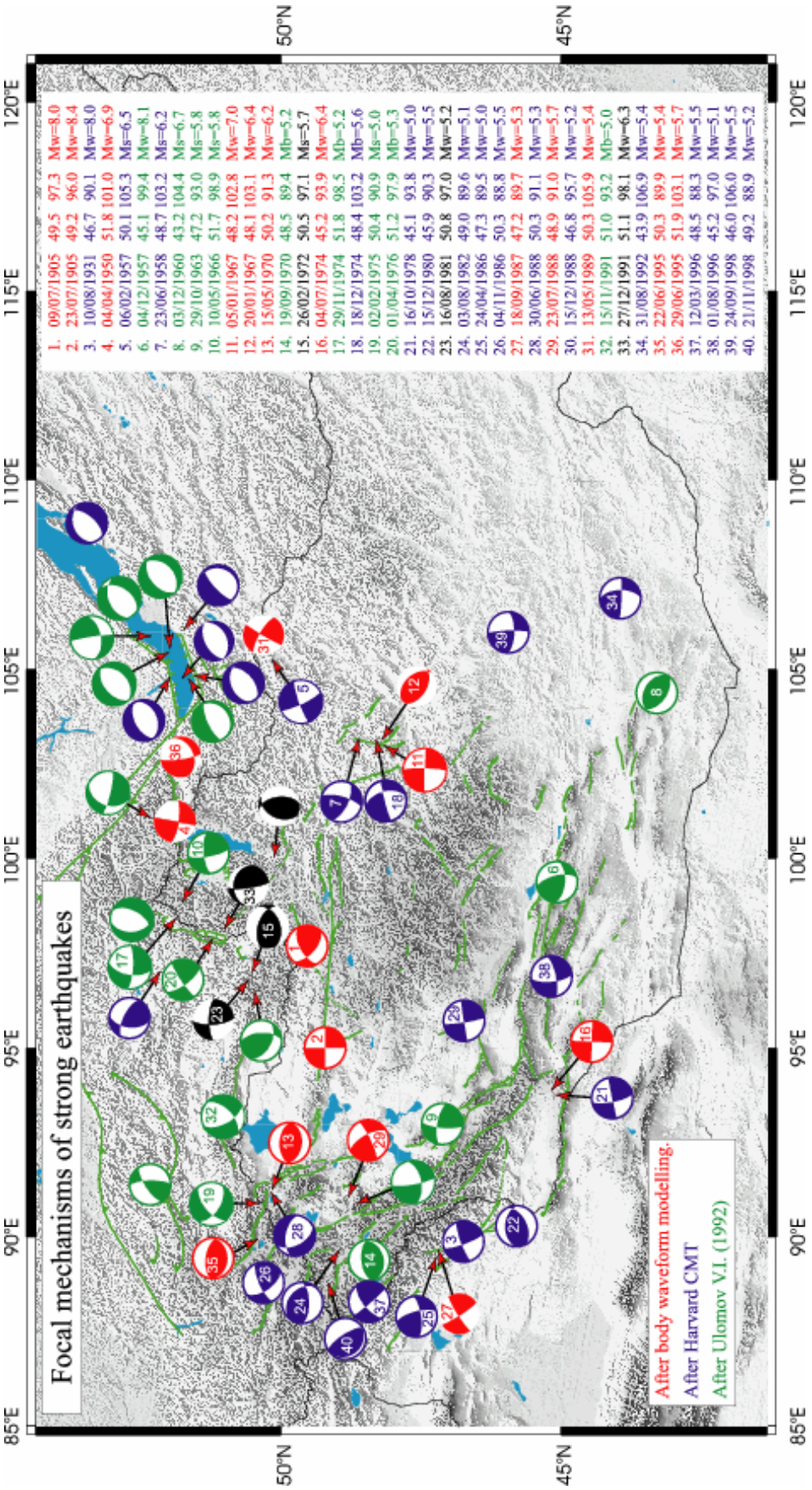

FIG. *1.23: Mécanismes au foyer des plus forts séismes en Mongolie depuis 1900 (Adiya et al., 2003).*

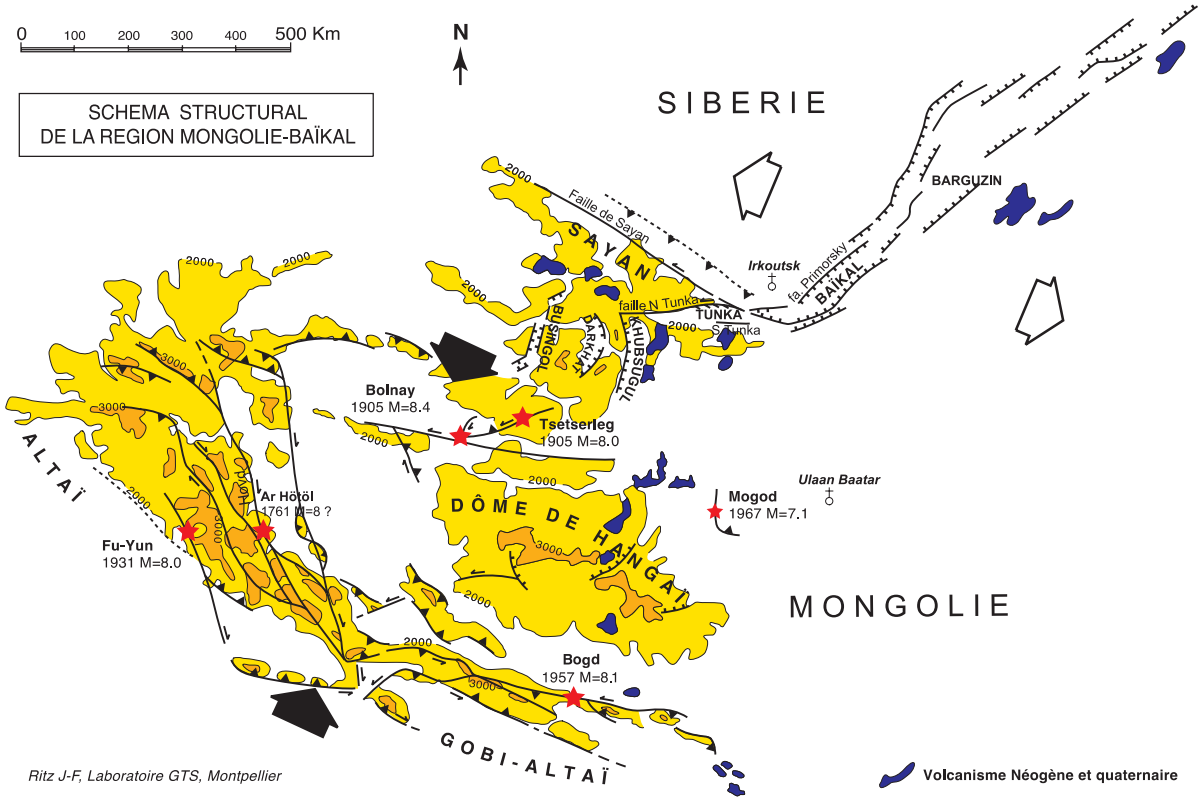

Fig. 1.24: *Schéma structural de la région Mongolie-Baïkal (modifié à partir de celui de J.F. Ritz, Laboratoire GTS, Montpellier). Les séismes de magnitude supérieure à 8 sont indiqués. Les failles principales citées dans le texte sont indiquées.*

et au nord (faille de Bolnaï). De plus, ils ont noté une grande part de compression dans les deux chaînes principales sur des failles inverses orientées N90 à N125 (Altaï et Gobi-Altaï). Un tel réseau de failles implique que la contrainte compressive horizontale maximum est orientée NNE-SSO, au sud de l'Altaï-Gobi-Altaï (Tapponnier et Molnar, 1979) et pourrait accommoder le raccourcissement NNE-SSO, associé à la convergence de l'Inde, suggéré dans cette partie de l'Asie.

Système transpressif dextre N-S dans l'Altaï La chaîne de l'Altaï, à l'ouest de la Mongolie, est la chaîne la plus importante au nord du Tien Shan. Elle est plus étroite au sud (150 km) qu'au nord (400 km), son altitude moyenne est de 2260 m mais est plus élevée au sud qu'au nord avec des sommets culminant à plus de 4000 m dans sa partie centrale (Baljinnyam et al., 1993). Son orientation, N160, est aussi celle des grandes structures linéaires qui bordent la chaîne. Dans la partie centrale de la chaîne, les structures correspondent à des grands décrochements dextres (figure 1.24). Par contre, les extrémités sud et nord sont marquées par des failles inverses orientées E-O. Le séisme majeur qui a affecté cette région est le **séisme de Fu Yun**, le 10 août 1931, de magnitude 8 (figures 1.22, 1.23 et 1.24). Il s'est produit dans la partie SO de la chaîne (en Chine) et a engendré une rupture de surface de 180 km orienté N160. Le glissement moyen est de 8±2 m et l'extension en profondeur de 20 km (Baljinnyam et al., 1993). D'autres grandes ruptures montrant des indices de déplacement dextre, à l'intérieur de la chaîne ont été identifiées (Khilko et al., 1985; Tapponnier et Molnar, 1979; Baljinnyam et al., 1993). En particulier, la faille de Hovd, dans l'est de la chaîne, est constituée de plusieurs segments dont le segment de Ar Hötöl, de 215 km de long (figure 1.24). Khilko et al. (1985) ont associé le séisme de Ar Hötöl daté du 9 décembre 1761 à cette rupture. D'après des relevés historiques ce séisme aurait eu une intensité comparable aux séismes de magnitude 8 du siècle dernier. Que ce soit pour la rupture de Fu Yun ou de Ar Hötöl, la faille décrochante dextre principale est associée à des failles inverses. Il est à noter que le séisme du 27 septembre 2003 de magnitude 7.3 confirme l'existence de grands décrochements dextres jusqu'au nord de la chaîne. La zone au sud du massif de l'Altaï et à l'ouest du massif du Gobi-Altaï est caractérisée à la fois par des mouvements dextres, inverses et sénestres. C'est dans cette région que s'effectue la transition entre les deux grands massifs mongols : l'Altaï et le Gobi-Altaï.

Système transpressif sénestre E-O dans le Gobi-Altaï La chaîne du Gobi-Altaï, dont les sommets sont compris entre 3400 m et 3900 m, est considérée géographiquement comme la prolongation de la chaîne de l'Altaï vers le SE. Cependant, le régime tectonique étant différent dans ces deux parties de la chaîne, transpressif dextre dans l'Altaï et transpressif sénestre dans le Gobi-Altaï, les deux massifs sont généralement isolés et étudiés séparément. La chaîne du Gobi-Altaï, orientée N100 à N115, s'élargit d'ouest en est et est affectée par de grandes failles essentiellement décrochantes sénestres d'orientation N100 au nord et orientée N115 à N125 au sud. Le **séisme de Bogd**, le 4 décembre 1957, Mw = 8,1, a produit une rupture principale en surface qui s'étend sur 260 km, c'est-à-dire sur la moitié est du massif (Okal, 1976; Kurushin et al., 1997) (figures 1.22,

1.23 et 1.24). La rupture principale, la faille de Bogd, située en bordure nord du massif, est orientée N100 en moyenne et borde les massifs de Ih Bogd (3957 m) et Baga Bogd (3590 m) (figure 1.25). Les segments N90 montrent des déplacements quasiment purement décrochants alors que les segments N95 ou N100 montrent une composante inverse importante. Les déplacements mesurés en surface varient beaucoup. Cependant, le déplacement latéral moyen est de 3-3,5 m avec un maximum de 5-7 m le long d'un segment de 40 km (entre 99,5°E et 100°E). Cinq segments inverses ont aussi été rompus simultanément à la rupture principale. Il s'agit des failles de Ölziyt-uul, Gurvan Bulag, Toromhon, Dalaan Türüü et Hetsüü (figure 1.25). Les déplacements verticaux mesurés sont de 2-3 m en moyenne sur l'ensemble des 100 km de rupture cumulée et atteignent 4-5 m sur la faille de Gurvan Bulag, au sud du massif de Ih Bogd, à 15-25 km au sud de la faille de Bogd (Kurushin et al., 1997; Carretier et al., 2002; Ritz et al., 2003) (figure 1.25). La partie ouest de la chaîne est affectée par plusieurs grandes failles. Cependant peu de séismes importants y ont été identifiés ou enregistrés, excepté le séisme de 1958 (7 avril) dans le massif de Bayan Tsagaan, à l'extrémité ouest de la faille de Bogd. Il semble être une réplique du séisme de Bogd et est associé à du raccourcissement sur une faille inverse (Khilko et al., 1985).

Séquence Bolnaï-Tsetserleg : système décrochant sénestre Le dôme de Hangaï est bordé au nord par la grande faille E-O de Bolnaï (aussi appelée faille du nord Hangaï) sur laquelle s'est produit le second séisme de la séquence sismique de 1905. A quatorze jours d'intervalle, deux très forts séismes se sont produits : le séisme de Tsetserleg, le 9 juillet, Mw $\sim$ 8 et le séisme de Bolnaï, le 23 juillet, Mw = 8,4 (Schlupp, 1996) (figures 1.22, 1.23 et 1.24). Le séisme de Bolnaï est l'un des plus grands séismes intracontinentaux historiques connus à travers le monde. Le relâchement d'énergie induit par la séquence Bolnaï-Tsetserleg est donc un des plus forts connus en domaine intracontinental.

Le **séisme de Tsetserleg** est associé à une rupture en surface de 130 km, orientée en moyenne 060N (figure 1.26). Cette rupture est caractérisée par des mouvements diverses et complexes. En simplifiant, le sud-ouest de la rupture est marqué par un segment purement décrochant sénestre d'orientation 080N et subvertical. La partie nord-est de la rupture est caractérisée par un mouvement sénestre inverse sur une faille (238N 64NO). D'après Schlupp (1996) et Okal (1977), la rupture se propage vers l'est, au-delà de la rupture cartographiée à ce jour. Ce segment correspond à une structure décrochante légèrement inverse sur un plan (260N 84N) (figure 1.26). La moyenne des déplacements horizontaux mesurés sur le terrain sont de 2,3 m et de 1 m pour les verticaux (Baljinnyam et al., 1993).

Cinq segments se sont rompus lors du **séisme de Bolnaï** : les segments est et ouest de la faille principale de Bolnaï, les segments nord et sud de la faille de Teregtiin et le segment de Düngen (figure 1.27). L'épicentre du séisme de Bolnaï se situe au niveau de l'intersection entre la faille de Bolnaï et la faille de Teregtiin, dans la partie occidentale de la faille de Bolnaï. La rupture principale de Bolnaï, de 375 km de long, représente à elle seule 82 à 91% du moment sismique total (Schlupp, 1996). La faille de Bolnaï est

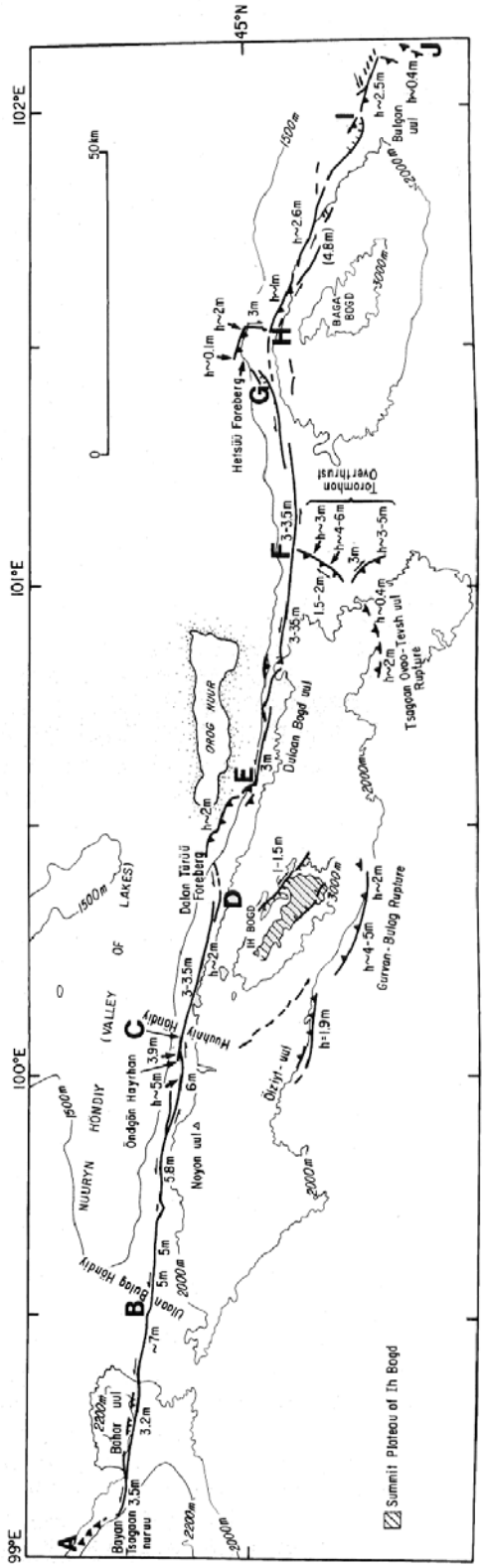

Fig. 1.25: *Carte simplifiée des ruptures de surface associées au séisme de Bogd, 4 décembre 1957, Gobi-Altaï (Kurushin et al., 1997). Le trait épais noir correspond à la trace de rupture, les traits fins à différentes altitudes. Les flèches parallèles à la rupture principale indiquent le sens de déplacement et les valeurs les décalages horizontaux ou verticaux (avec ∼h devant). Les lettres A à J correspondent aux segments de la rupture discutés dans Kurushin et al. (1997).*

FIG. *1.26: Carte simplifiée des ruptures de surface associées au séisme de Tsetserleg, 9 juillet 1905 (Schlupp, 1996).*

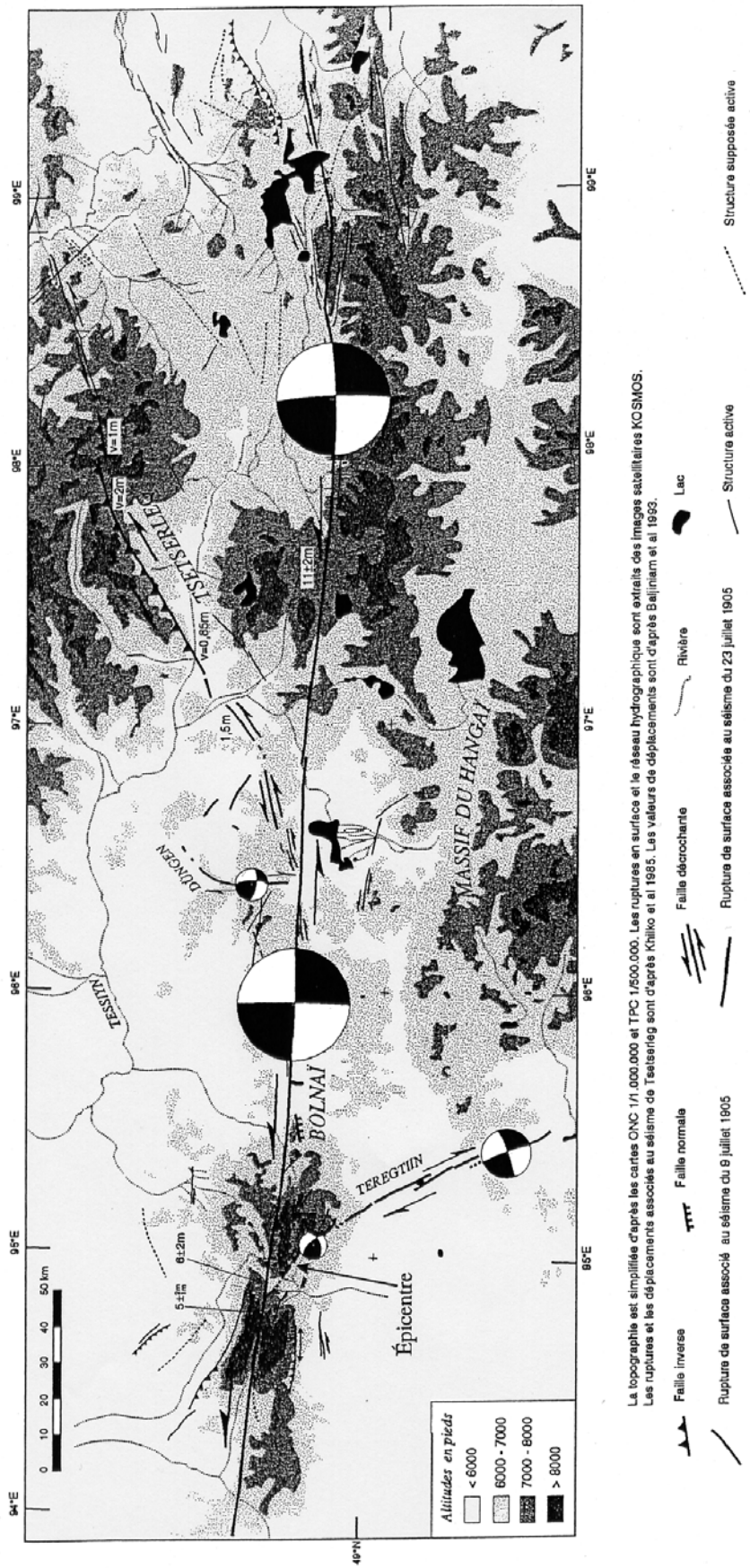

FIG. *1.27: Carte simplifiée des ruptures de surface associées au séisme de Bolnaï, 23 juillet 1905 (Schlupp, 1996).*

orientée 090N, a un pendage subvertical et est caractérisée par du décrochement sénestre pur. Les mouvements latéraux mesurés sont plus importants à l'est qu'à l'ouest. Dans la partie orientale, sur 200 km, la moyenne des déplacements mesurés est de 10 ± 2 m. Sur les 100 km à l'ouest, entre les jonctions avec les failles de Tsetserleg et de Teregtiin, elle est de 8 ± 2 m. Sur les derniers 75 km à l'ouest, les déplacements sont de 5 ± 2 m. La zone de rupture peut être très large, supérieure à 1 km dans la partie orientale (Baljinnyam et al., 1993). Le segment nord de Teregtiin est caractérisé par une faille inverse dextre (315N 65NE) et le segment sud par du décrochement dextre (N340). La faille de Düngen, perpendiculaire à la faille de Bolnaï joue en décrochement dextre. Les différents mécanismes sont cohérents entre eux.

Le système Bolnaï-Tsetserleg est donc gouverné par un régime décrochant sénestre prédominant associé à de la compression suivant l'orientation des différents segments.

Branche orientale du parallélogramme moins marquée A l'est du dôme de Hangaï, la Mongolie orientale semble être beaucoup moins active que la partie occidentale. La limite de l'activité sismique à l'est de Hangaï est marquée par la **séquence de séismes de Mogod**. Bien que cette séquence soit relativement petite en terme de moment sismique comparativement aux autres séismes majeurs de Mongolie, son occurrence complète le parallélogramme formé de failles conjuguées décrochantes en Mongolie. Le choc principal s'est produit le 5 janvier 1967 (Mw = 7.1) et la plus forte réplique associée le 20 janvier 1967 (Mw = 6.4, Huang et Chen (1986); Bayasgalan et Jackson (1999), figures 1.22, 1.23 et 1.24). Le séisme de Mogod est le plus important séisme a avoir été enregistré en Mongolie depuis l'installation du World Wide Standardised Seismograph Network (WWSSN) au début des années 60. Il a ainsi pu être amplement étudié. Le rupture principale, correspondant au choc du 5 janvier 1967, a été formée par trois événements qui se sont succédés du nord vers le sud (figure 1.28). Le premier événement a créé une rupture d'environ 15 km avec un glissement latéral moyen calculé de 1,6 m et un déplacement vertical mesuré inférieur à 0,4 m. Le second événement, le plus important, a engendré une rupture de 20 km avec un déplacement latéral moyen de 1,5 m, un déplacement latéral maximum de 3,2 m et un déplacement vertical généralement compris entre 1 et 1,5 m. Enfin, le troisième événement correspond à une faille purement inverse d'environ 12 km. Les déplacements verticaux ont été mesuré à 3-3,5 m dans la partie ouest de la rupture et à 2-3 m dans sa partie est (Baljinnyam et al., 1993; Bayasgalan et Jackson, 1999). La réplique principale, du 20 janvier 1967, n'est pas associée à une rupture de surface et a un mécanisme au foyer similaire à celui du troisième événement (Bayasgalan et Jackson, 1999) (figure 1.28).

Faible sismicité au niveau du dôme de Hangaï Le dôme de Hangaï, au centre du système de failles conjuguées, montre très peu de sismicité récente et beaucoup moins de failles actives que précédemment (figure 1.22). De plus, les failles actives répertoriées dans cette région montrent des orientations et sens de mouvement diverses. En général, le dôme de Hangaï est surtout caractérisé par des failles normales orientées N240 et des failles normales ou inverses, selon les auteurs, orientées N315 (Baljinnyam et al., 1993; Schlupp, 1996; Cunningham, 2001).

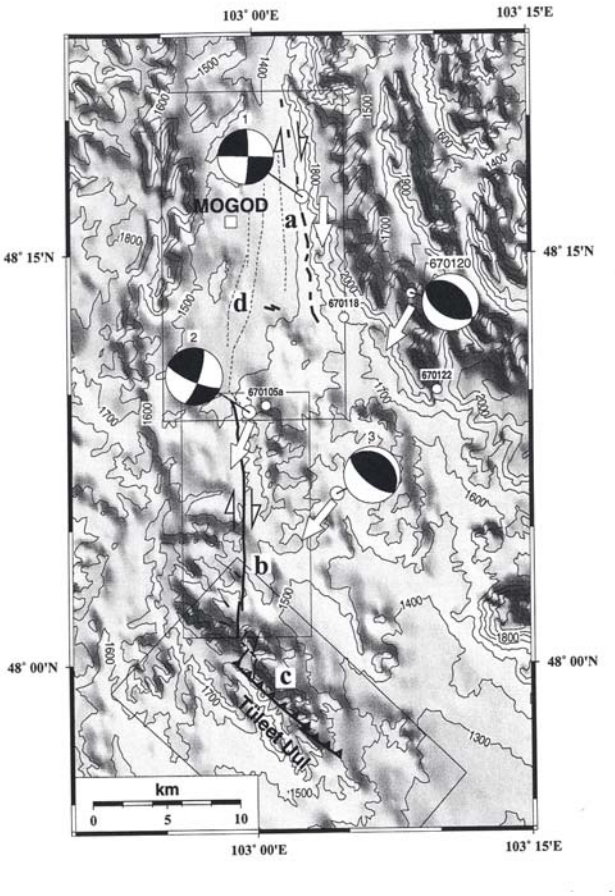

Fig. *1.28:* *Carte simplifiée des ruptures de surface associées à la séquence de séismes de Mogod, 5 janvier 1967 et de la réplique majeure associée, 20 janvier 1967 (Bayasgalan, 1999). Les flèches représentent les vecteurs glissement, (1, 2, 3) la succession des trois chocs de la séquence, (a, b, c, d) les traces de ruptures, les cercles blancs, les répliques autres que celles du 20 janvier.*

Nord de la Mongolie : zone de transition entre compression et extension

Les régions se situant dans la partie septentrionale de la Mongolie sont très marquées par la sismicité récente. Elles correspondent à la zone de transition entre le régime transpressif observé en Mongolie occidental et le régime extensif observé au niveau du rift Baïkal. Ces régions sont composées d'une série, alignée d'ouest en est, de trois grabens N-S : le bassin de Busingol où la sismicité se révèle être la plus intense, le bassin de Darkhat et le lac de Khubsugul (figures 1.22 et 1.29). Ces dépressions sont reliées au lac Baïkal par le bassin E-O de Tunka d'environ 150 km de long et 30 km de large.

A l'est du lac Khubsugul, bien que les grabens soient bordés de structures N-S montrant des escarpements verticaux importants (Tapponnier et Molnar, 1979), la sismicité indique des mouvements décrochants sénestres sur des plans quasi E-O ou dextres sur leur conjugué. C'est le cas, par exemple, du séisme de Busingol (Mw = 6.3) du 27 décembre 1991 (Bayasgalan, 1999, figures 1.22 et 1.23).

Le bassin de Tunka est limité au nord par la faille nord-Tunka d'environ 200 km. Cette faille active intersecte à l'ouest la faille sud-Tunka et rejoint vers l'est la faille de Sayan, au niveau de la terminaison sud du lac Baïkal. Il n'y a pas eu de sismicité très importante sur cette faille au siècle dernier. D'après des observations de terrain il s'agirait d'une faille transtensive voire purement normale. Cependant à son extrémité orientale, certains auteurs y ont décrit des failles inverses (Larroque et al., 2001, et références incluses). Ceci pourrait traduire une reprise en compression du bassin. La faille sud-Tunka qui limite le bassin au sud est moins visible et peu d'affleurements montrent son activité. Par contre, sur la prolongation occidentale de la faille nord Tunka, le séisme, dit de Mondy (Mw = 6.9) a eu lieu le 4 avril 1950 (figure 1.23). Il correspond à un séisme décrochant sénestre pur sur un plan orienté 100N et plongeant vers 75S, en accord avec les observations de terrain sur la faille (Delouis et al., 2002).

Dans cette zone de bassins, le régime passe d'un régime transpressif à forte dominance décrochant sénestre à l'ouest (Busingol, Darkhat, ouest Tunka) à transtensif voir purement normal à l'est du bassin de Tunka, avec des accidents compressifs au nord-est (Delouis et al., 2002).

Au nord du bassin de Tunka, la sismicité s'aligne sur la faille de Sayan orientée NO-SE et longue de 250 km dans la chaîne Sayan-Baïkal (figures 1.22 et 1.29). Cette structure correspond à une structure héritée et réactivée le long de la bordure ouest du craton sibérien. Elle est caractérisée par du décrochement sénestre cohérent avec le tenseur de contrainte compressif (contrainte maximale horizontale E-O) calculé par Delouis et al. (2002) au nord du bassin de Tunka.

Rift Baïkal : système tectonique extensif

La dernière grande structure asiatique correspond au rift Baïkal, très fortement marqué par la sismicité (figure 1.29). C'est d'ailleurs le système de rift intracontinental le mieux connu au monde en ce qui concerne la sismicité du fait qu'un réseau y a été installé dès les années 60. De plus, une compilation de la sismicité historique dans cette région répertorie 13 séismes de magnitude supérieure à 6,5 entre 1725 et 1959 (Houdry (1994), figure 1.30). La majorité de ces séismes se sont produits dans le Baïkal sud. Cependant,

cela ne signifie pas forcément que les forts séismes sont plus rares au nord sachant que la population n'a investi cette région qu'à partir de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle (figure 1.30).

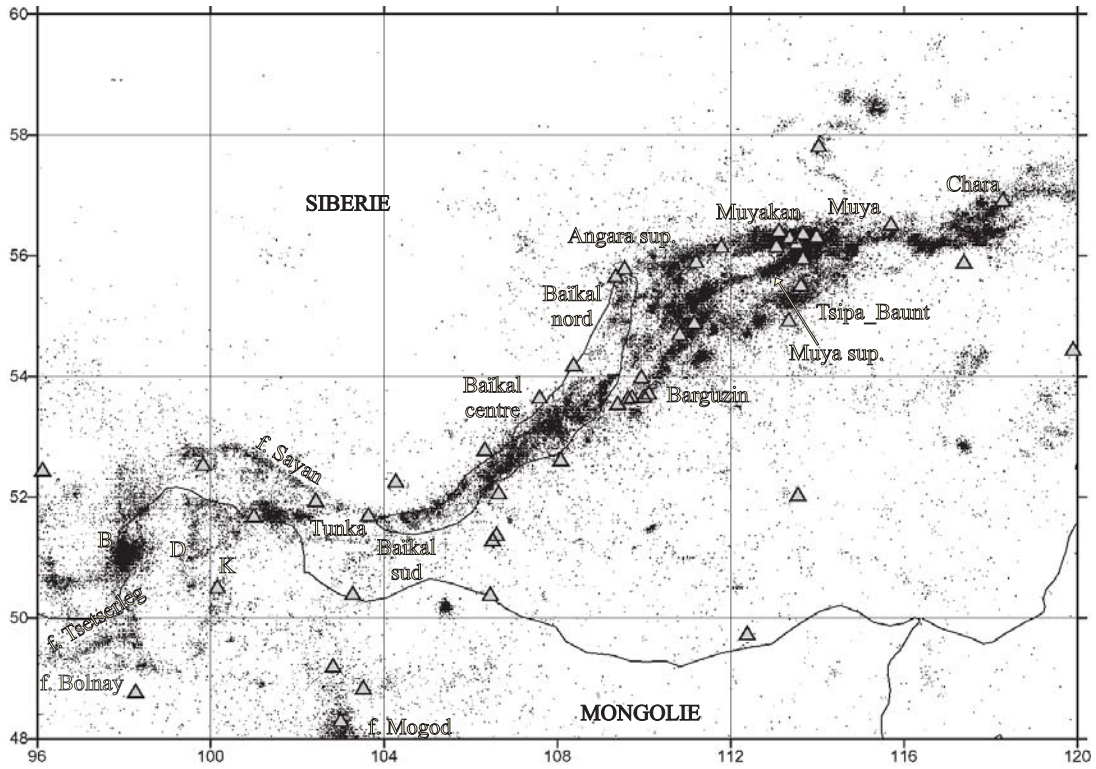

Fig. *1.29:* *Carte de la sismicité dans la région du rift Baïkal entre 1960 et 2000 (Déverchère et al., 2001). Catalogue de l'Institut de la Croûte Terrestre, Irkoutsk, établi sur la base du réseau régional (triangles). B : Busingol, D : Darkhat, K : Khubsugul, f. pour faille.*

La longueur des failles actives bordant le rift Baïkal peut atteindre 150 km sur son flanc ouest (par exemple la faille de Primorsky, figure 1.24). Les grandes failles les mieux soulignées par la sismicité récente sont celles situées sur le bord est du rift et au niveau du système de failles en échelon de Barguzin (figures 1.24 et 1.29). Les mécanismes au foyer des séismes au SO du lac correspondent à une combinaison d'un jeu normal et décrochant sénestre, rappelant la sismicité du bassin de Tunka. Dans le centre du lac Baïkal, ils montrent un jeu normal perpendiculaire aux grandes failles bordant le rift citées ci-dessus. La sismicité est moins importante dans le bassin nord du lac Baïkal en comparaison avec celle des bassins sud et central (figure 1.29). Cependant, dans la partie NE du rift, là où le système s'élargit et tourne vers l'est, la sismicité est de nouveau intense mais plus diffuse. Cette région est formée d'un ensemble de bassins parallèles séparés par des reliefs allongés. La sismicité indique de l'extension prédominante dans les bassins en échelon, sur des structures orientées NE-SO, et du décrochement E-O dans les zones de relais entre ces bassins (Déverchère et al., 1993). Le séisme de Muya, 1957, Mw = 7,2 à 7,8 suivant les auteurs (Houdry, 1994) est le plus récent des forts séismes du rift et un des plus fort séismes enregistrés en domaine extensif. Il semble représentatif du mouvement décrochant associé aux failles normales dans cette zone d'après Houdry

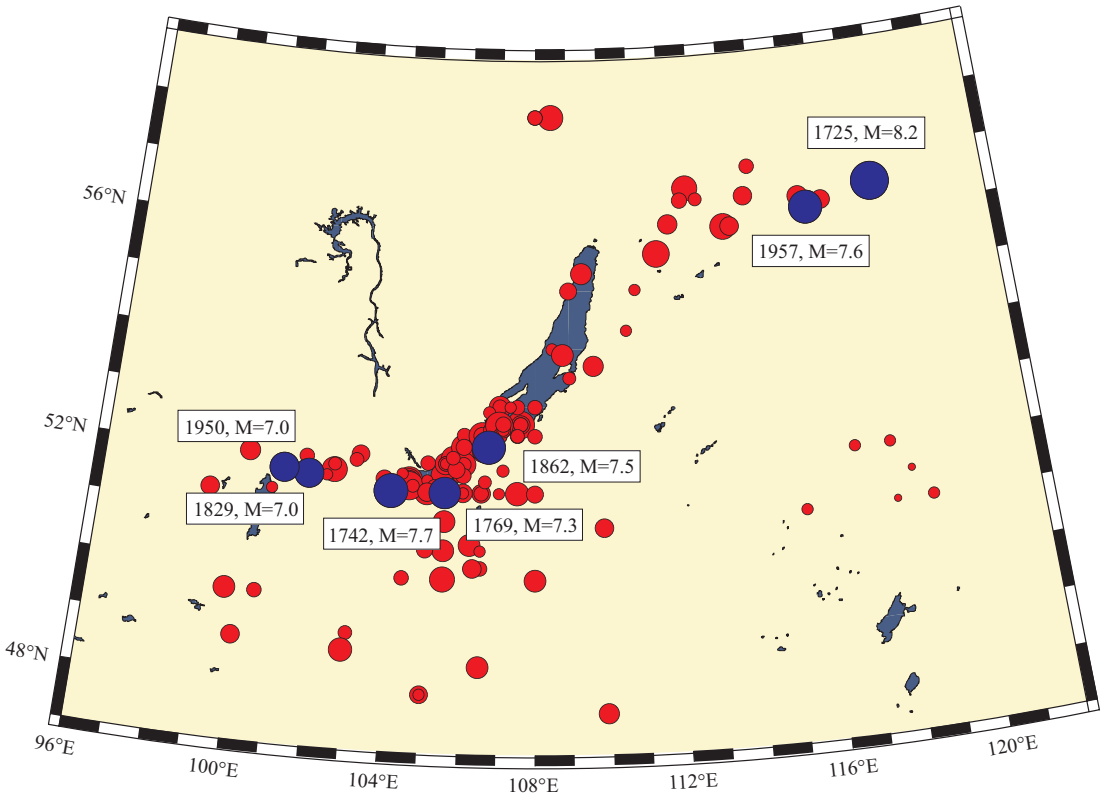

Fig. *1.30:* *Sismicité historique (1725-1959) dans la région du rift Baïkal. Les grands cercles indiquent les séismes de magnitude supérieur à 7. Compilation d'après le catalogue de Solonenko (1977).*

(1994).

La sismicité à l'est du rift Baïkal, dans les Monts Stanovoï, est moins importante et plus diffuse (figure 1.20). De plus, ces montagnes sont très difficiles d'accès ce qui rend les études de terrain problématiques. Il existe donc peu d'informations sur l'activité sismique et tectonique de cette chaîne qui pourtant est supposé être la limite NE du système de déformation asiatique (Zonenshain et Savostin, 1981). Elle révèle cependant de l'extension dans la partie ouest de la chaîne, au niveau de la transition avec le système du rift Baïkal, puis du décrochement sénestre sur des structures E-O (Imaev et al., 1994).

1.4 Cinématique actuelle de l'Asie

1.4.1 Importance de la connaissance de la cinématique actuelle

La connaissance de la cinématique des déformations asiatiques est d'une importance majeure. C'est, en particulier, à partir des données de cinématique qu'il doit être possible de déterminer si la déformation en Asie est accommodée par déformation discrète sur les grandes failles asiatiques, par déformation continue à travers l'ensemble de la zone déformée, ou par combinaison des deux phénomènes. En effet, une connaissance précise de la vitesse sur les failles asiatiques et de la déformation à l'intérieur des blocs limités par ces failles permet de quantifier la part de déformation qui peut leur être attribuée respectivement. Enfin, l'estimation de la cinématique va permettre soit de contraindre les modèles de déformation soit de les valider a posteriori en comparant leurs résultats avec les observations. Ainsi, à partir de ces données, une meilleure compréhension des mécanismes de la déformation est accessible.

1.4.2 Les données de cinématique

Les données de cinématique sont d'origine diverse et ne sont pas directement comparables. En effet, les résultats obtenus par les différentes approches ne sont pas évalués sur les mêmes échelles de temps voire d'espace. D'un coté, il existe des techniques de "géologie quantitative" et de l'autre des techniques de géodésie spatiale. Les techniques de "géologie quantitative" telles que la géomorphologie quantitative, la morphochronologie ou la paléosismologie permettent d'obtenir une vitesse moyenne de glissement sur faille. Ces méthodes sont restreintes à la faille étudiée et le taux de glissement calculé sur la faille correspond à une vitesse moyenne de déplacement sur l'Holocène (voire sur le Pléistocène) soit à plus long terme. Les techniques de géodésie spatiale, en particulier GPS (*Global Positionning System*), permettent d'obtenir des champs de vitesse à l'échelle globale, régionale ou locale. Les vitesses déduites des mesures GPS sont des vitesses instantanées. Elles sont généralement représentatives de la déformation intersismique mais peuvent parfois inclure de la déformation postsismique. La détermination de vitesses long terme à partir de vitesse GPS nécessite, en toute rigueur, de supposer un modèle de cycle sismique. Cependant, si les sites GPS sont suffisamment loin des failles actives (en dehors de la zone bloquée), les vitesses mesurées peuvent être supposées représentatives de vitesses moyennes long terme en tenant compte des ellipses d'erreur. A l'inverse, il

est difficile d'obtenir à partir de données de géologie ou de paléosismologie des vitesses intersismiques. Un troisième type de données, les moments sismiques des séismes, permet d'obtenir des informations cinématiques. Les vitesses estimées à partir des moments sismiques sont des vitesses moyennes qui dépendent, en particulier, de l'estimation du moment sismique, du choix de la période sur laquelle est fait l'estimation et du couplage sismique fixé [1]. L'échelle de temps sur laquelle ces vitesses sont calculées est donc encore différente des deux précédentes et varie d'une centaine à quelques centaines d'années.

Depuis quelques années, les données de cinématique en Asie ont soit gagné en exactitude pour les données de géologie quantitative grâce aux nouvelles méthodes de datation (Tapponnier et al., 2001a, et références incluses), soit considérablement augmenté en quantité pour les données géodésiques (Abdrakhmatov et al., 1996; Bendick et al., 2000; Bilham et al., 1997; Larson et al., 1999; Banerjee et Bürgmann, 2002; Chen et al., 2000; Shen et al., 2000; King et al., 1997; Paul et al., 2001; Wang et al., 2001; Simons et al., 1999; Chamot-Rooke et Le Pichon, 1999; Michel et al., 2001; Calais et al., 1998; Calais et Amarjargal, 2000). Les failles les plus étudiées sont le front de chevauchement himalayen, les grandes failles du Tibet et la faille de la Rivière Rouge entre le bloc de Chine du sud et indochinois. Les régions les mieux couvertes par les données GPS sont essentiellement l'Himalaya, le Tibet, le Tien Shan ainsi que les régions environnantes comme la Chine du sud et l'Asie du sud-est. La solution la plus complète à ce jour est la solution de Wang et al. (2001) qui propose une solution cohérente sur l'ensemble de la Chine.

L'ensemble des données décrites par la suite sont synthétisées et reportées sur les figures 1.31 pour les données GPS et 1.32 pour les données de géologie.

1.4.3 Etat des lieux

Vitesse de convergence Inde/Eurasie

L'ensemble des mesures GPS récentes (Shen et al., 2000; Chen et al., 2000; Wang et al., 2001; Paul et al., 2001) montre que la vitesse de convergence entre l'Inde et l'Eurasie est de 35 à 42 mm/an, soit de 15 à 25% plus faible que celle estimée par le modèle NUVEL1A, qui est de 47 mm/an (DeMets et al., 1994). Cependant, ces vitesses, de direction N20 à N25, sont cohérentes avec la réestimation de la vitesse de convergence de l'Inde par rapport à l'Eurasie de Gordon et al. (1999). En effet, à partir de la réévaluation des anomalies magnétiques de l'océan Indien et de la révision de la configuration de la plaque Afrique (divisé en deux plaques, la Somalie et la Nubie), la vitesse de convergence Inde/Eurasie a été réajustée et réduite de 25% (Gordon et al., 1999). Ceci signifie que la différence apparente entre les vitesses GPS ("court terme") et la vitesse prédite par NUVEL1A ("long terme") était liée à une erreur importante sur la vitesse de convergence de l'Inde par rapport à l'Eurasie sur les trois derniers millions d'années.

[1] couplage sismique : rapport entre la déformation accommodée par glissement cosismique sur celle accommodée par l'ensemble des processus qui contribuent aux déformations crustales (Avouac et al., 2001)

Fig. *1.31:* *Synthèse des vitesses GPS en Asie par rapport à l'Eurasie (définie différemment suivant les auteurs) à partir des résultats de Abdrakhmatov et al. (1996); Bendick et al. (2000); Bilham et al. (1997); Larson et al. (1999); Banerjee et Bürgmann (2002); Chen et al. (2000); Shen et al. (2000); King et al. (1997); Paul et al. (2001); Wang et al. (2001); Michel et al. (2001); Calais et al. (1998); Calais et Amarjargal (2000).*

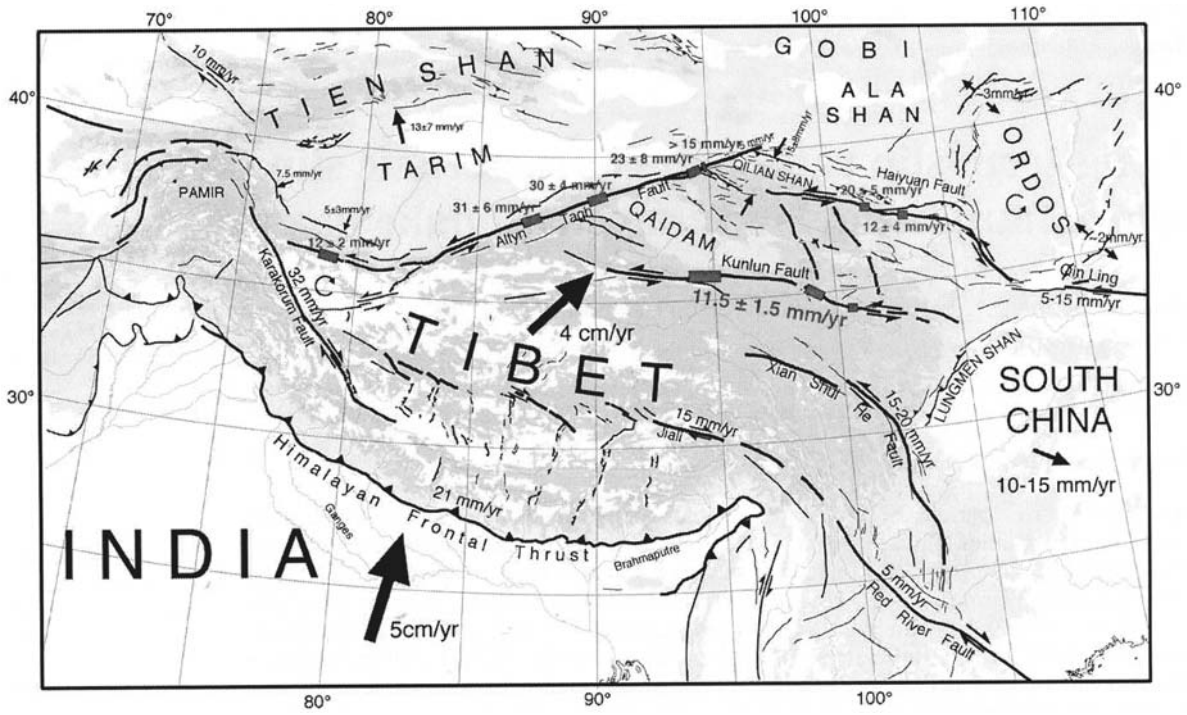

Fig. *1.32:* *Synthèse des vitesses géologiques mesurées sur les failles actives majeures en Asie (Tapponnier et al., 2001a). Les rectangles indiquent les sites où la vitesse de déplacement a été déterminée par des datations de marqueurs décalés, tels que des terrasses alluviales ou des moraines. La vitesse de déplacement sur la faille du Karakorum a été recalculée par Brown et al. (2002) à 4±1 mm/an au lieu des 32 mm/an (Liu, 1993) indiqués sur la figure.*

Taux de raccourcissement à travers le système de déformation

Plus d'un tiers de la convergence est accommodée dans l'Himalaya : 16 à 22 mm/an d'après les mesures GPS (Bilham et al., 1997; Larson et al., 1999; Shen et al., 2000; Wang et al., 2001) cohérent avec les 18±7 mm/an déduit d'informations sismologiques (Molnar et Deng, 1984) et avec les 21±1,5 mm/an déduit d'une étude de géomorphologie quantitative (Lavé et Avouac, 2000). Ceci suggère donc que pendant la période intersismique, le front de chevauchement himalayen est bloqué et que l'essentiel de la déformation est accommodé par "processus sismique" sur le front de chevauchement himalayen.

Dans le NE de la Chine, le raccourcissement NNO-SSE mesuré par GPS à travers la chaîne du Tien Shan diminue du SO au NE de la chaîne. Il est de 20-22 mm/an à l'ouest de 81°E à légèrement supérieur à 0 à l'est de 86°E (Abdrakhmatov et al., 1996; Wang et al., 2001). Ces résultats sont compatibles avec le taux moyen calculé pour l'ensemble de la chaîne de 13±7 mm/an à partir de la sismicité séculaire (Molnar et Deng, 1984) et de 6±3 mm/an de raccourcissement holocène dans l'est de la chaîne (Avouac, 1991).

Des vitesses de plusieurs mm/an ont été mesurées aux trois stations permanentes au nord du Tien Shan (KIT3, POL2, URUM, Shen et al. (2000); Larson et al. (1999)). Cela implique un mouvement différentiel de 5-7 mm/an orienté vers le nord entre ces stations et la station d'Irkoutsk (IRKT) sur la plate-forme sibérienne (Shen et al., 2000). Nous reviendrons sur la cinématique au nord du Tien Shan dans la fin de cette partie.

Divergence des mesures de vitesse dans le Tibet

C'est probablement au niveau du plateau tibétain et de ses frontières que les mesures de déplacement (1) par géodésie (déplacement actuel) et (2) par géologie (déplacement holocène ou quaternaire) diffèrent le plus. Une des raisons majeures pour lesquelles il est difficile de discriminer entre les deux grandes théories sur le mode de déformation en Asie (section 1.5.1) vient de la divergence des taux de glissement estimés sur les failles au Tibet.

L'estimation du glissement sur la faille de l'Altyn Tagh est un point majeur de discordance. Bendick et al. (2000) mesurent, par GPS, 9±5 mm/an de déplacement sénestre et 3±1 mm/an de raccourcissement sur la faille entre 89 et 91°E. Ce résultat est en contradiction avec le taux de glissement holocène sénestre estimé de 31 à 18 mm/an dans cette même zone à partir de datation de marqueurs géomorphologiques décalés (Tapponnier et al., 2001a). De même, dans la partie orientale de la faille, Chen et al. (2000) obtiennent une vitesse maximum de 10 mm/an à 92°E, qui diminue vers l'est alors que Tapponnier et al. (2001a) propose 20 mm/an entre 92°E et 94°E. Ces auteurs s'accordent sur la diminution du taux de glissement vers les extrémités de la faille. La différence des vitesses mesurées a une forte implication quant à l'accommodation de la convergence indienne sur cette faille. Dans un cas, la faille de l'Altyn Tagh accommode moins de 10% de la convergence et n'est donc pas considérée comme une structure majeure localisante de la déformation. Dans l'autre cas, la faille de l'Altyn Tagh accommode un tiers de la convergence et est la structure majeure (avec le front de chevauchement himalayen) de

la déformation asiatique.

Dans la partie NE du Tibet, un raccourcissement de ∼10 mm/an s'effectue à travers le bassin du Qaidam et la chaîne du Qilian Shan (Chen et al., 2000; Wang et al., 2001). La direction de ce raccourcissement est en accord avec les données géologiques et sismologiques. Plus à l'est, 6±2 mm/an de déplacement vers l'est peuvent être attribués à la faille de Haiyuan (Chen et al., 2000). A partir d'une étude néotectonique, Lasserre et al. (1999) déterminent une vitesse de 12±4 mm/an sur la partie ouest de cette faille. Plus au sud, le taux de glissement sur la faille de Kunlun déduit des mesures GPS est aussi plus faible que celui calculé par géologie quantitative. Chen et al. (2000) obtiennent 6±2 mm/an de déplacement latéral sénestre, sans raccourcissement significatif et Van Der Woerd et al. (2000) rapportent 11,5±2 mm/an. Wang et al. (2001) montrent qu'un mouvement orienté N110, c'est-à-dire perpendiculaire à la compression, augmente en amplitude du sud du Tibet vers le nord et que le différentiel est de 12-14 mm/an. Si l'intégralité de ce déplacement est attribué à la faille de Kunlun, ce résultat rejoint celui de Van Der Woerd et al. (2000). Cependant, une part de ce déplacement peut aussi être affecté à la faille de Xianshuihe ou à de la déformation interne dans le plateau du Tibet. En effet, Bendick et al. (2000) proposent 9±2 mm/an de raccourcissement distribué à travers le Tibet à la longitude 90°E et Wang et al. (2001) 12 mm/an.

Enfin, au sud du plateau, plusieurs auteurs proposent 20±3 mm/an d'extension E-O par GPS (Wang et al., 2001; Banerjee et Bürgmann, 2002) en accord avec les résultats déduits de la sismologie (18±9 mm/an, Molnar et Deng (1984)). Ceci implique à la fois de l'extrusion vers l'est sur la faille de Jali et vers l'ouest sur la faille du Karakorum. Banerjee et Bürgmann (2002) suggèrent 11±4 mm/an de déplacement dextre sur la faille du Karakorum. Récemment, Brown et al. (2002) ont daté des marqueurs géomorphologiques décalés dans la partie centrale de la faille du Karakorum et ont trouvé un taux de déplacement moyen de 4±1 mm/an le long de cette faille, près de 10 fois plus faible que le taux de déplacement estimé par Liu (1993). La vitesse de déplacement déduite des mesures GPS et de la réestimation de l'âge des marqueurs géologiques suggère fortement que la faille du Karakorum est une des failles importantes du système asiatique mais n'a pas un rôle prépondérant par rapport aux autres failles (Brown et al., 2002).

Question de l'extrusion de la Chine du sud et de l'Indochine

Le Tibet oriental se déplace vers l'est plus rapidement que la Chine du sud, c'est-à-dire de 14-17 mm/an et de ∼10 mm/an respectivement (Wang et al., 2001; Shen et al., 2000). Ce différentiel de vitesse peut être interprété par de la compression dans la chaîne du Long Men Shan de l'ordre de 5-11 mm/an. Cependant, Chen et al. (2000) n'ont pas détecté de compression significative à travers la chaîne (<3 mm/an). Une alternative, proposée par King et al. (1997), est que les vitesses dans l'est du Tibet subissent une rotation horaire très rapide autour de la syntaxe himalayenne orientale de 10 mm/an, rotation qui engendrerait des vitesses orientées vers le sud-est puis vers le sud dans le Yunnan. Ces auteurs mesurent 12-15 mm/an de mouvement sénestre sur la partie centrale de la faille de Xianshuihe. Le déplacement entre le Yunnan et la Chine du sud diminue vers la terminaison sud-est de la faille. Ces résultats sont cohérents avec ceux

d'Allen et al. (1991) qui donnent un taux de glissement sur la faille de 15±5 mm/an au NO et d'environ 5 mm/an au SE. Dans le cas où l'hypothèse de rotation horaire autour de la syntaxe orientale dans le Yunnan s'avère exacte, cela implique que l'extrusion du Tibet vers l'est ne chevauche ni ne pousse la Chine du sud vers l'est.

Déplacement vers l'est du bloc de la Sonde

Au sud du Yunnan et de la Chine du sud, une partie de l'Asie du sud-est, constituée de l'Indochine, de la partie centrale et occidentale de l'Indonésie et de la Malaisie, appelée bloc de la Sonde, se déplace vers l'est par rapport à l'Eurasie à une vitesse moyenne de 12±3 mm/an (Michel et al., 2001). Les vitesses des stations situées sur ce bloc décroissent du nord vers le sud de 14 mm/an à 10 mm/an et sont cohérentes avec une rotation rigide horaire du bloc autour d'un pôle de rotation situé au sud (56,0°S, 77,3°E, Michel et al. (2001)). A l'ouest, environ 50 mm/an sont accommodés entre les subductions de Burma et d'Andaman. Sur la faille de Sumatra, au sud, qui accommode la convergence Australie/Eurasie, 20 à 30 mm/an de déplacement dextre ont été mesurés par GPS. Au sud-est et à l'est, au niveau des limites de plaque Australie/Eurasie et Philippine/Eurasie, le mouvement des stations n'est pas cohérent avec le déplacement du bloc de la Sonde. Enfin au nord, la limite entre ce bloc et la Chine du sud est caractérisée par la faille du Fleuve Rouge qui joue actuellement en décrochement dextre. Les mesures de déplacement effectués sur cette faille montre une vitesse inférieure à 5 mm/an par GPS (Michel et al., 2001) et d'après une étude de terrain (Replumaz et al., 2001).

Question du déplacement relatif entre la Chine du sud et du nord

En Chine du sud, les mesures GPS prédisent 6 à 10 mm/an de déplacement dans une direction N100 - N130 (Wang et al., 2001; Chen et al., 2000; Shen et al., 2000). Les vitesses sont cohérentes entre elles et montrent qu'il y a peu de déformation interne dans cette région. La Chine du sud se comporte comme un bloc rigide (Chen et al., 2000; Wang et al., 2001; Molnar et Tapponnier, 1975). Les vitesses mesurées par GPS en Chine du nord montrent un déplacement de 2 à 8 mm/an d'après Wang et al. (2001) et 5 à 10 mm/an d'après Shen et al. (2000). Ces données sont en désaccord avec le fort déplacement suggéré entre la Chine du sud et du nord. Le taux de glissement cumulé mesuré sur les failles du Qinling Shan est de 7±2 mm/an (Zhang et al., 1995, 1998). La Chine du nord est constituée du bloc de l'Ordos, du rift de Shanxi et de la plaine de Chine du nord. Une vitesse d'extension de 4±2 mm/an orientée N105 à été mesurée dans le rift de Shanxi (Shen et al., 2000). Ce taux d'extension est en accord avec les mesures de décalages géomorphologiques quaternaires (Zhang et al., 1995).

Déplacement de l'ordre du centimètre à accommoder au nord du Tien Shan et du Tibet

Les données cinématiques au nord du Tien Shan et du Tibet sont peu nombreuses. Cependant, le différentiel de vitesse entre les stations GPS permanentes au nord du Tien Shan et celle d'Irkoutsk sur la plate-forme sibérienne (Shen et al., 2000; Larson et al., 1999) implique que 5-7 mm/an de compression N-S doivent être accommodées dans cette région, quelque part entre les chaînes de l'Altaï et du Gobi-Altaï, et la chaîne de Sayan,

la plus au nord. D'autre part, les stations GPS situées au nord du plateau du Tibet montrent des vitesses de 10 mm/an vers le NE (Wang et al., 2001) qui impliquent soit de la compression dans la chaîne du Gobi-Altaï soit des déplacements vers l'est en Mongolie et/ou Chine du nord par comparaison avec la cinématique connue au sud. Calais et Amarjargal (2000) obtiennent une vitesse de 6,4±1,6 mm/an vers le SE au site GPS permanent d'Oulan Bator (ULA1) à l'est du dôme de Hangaï, sur la base de 3 années de données continues.

Cinématique peu connue en Mongolie

En Mongolie, seules les ruptures engendrées par le séisme de Bogd, dans le Gobi-Altaï, en 1957, ont été le lieu d'études paléosismologiques et morphotectoniques approfondies. Une étude quantitative de datation des surfaces alluviales a été menée en utilisant la méthode de datation par mesure de cosmo-nucléide (Be^{10}) présent dans le marqueur (Ritz et al., 1995, 2003). La vitesse de glissement sénestre obtenue sur la faille de Bogd, pour la période Pléistocène supérieur–Holocène, est de 1,5±0.4 mm/an (Ritz et al., 2003). De même, la vitesse de glissement vertical calculée sur la faille de Gurvan Bulag, faille inverse à 15-25 km au sud de la faille de Bogd, est de 0,14±0,03 mm/an sur la même période et entre 0,44±0,11 mm/an à 1,05±0,25 mm/an sur l'Holocène. Les temps de récurrence associés à ces résultats sont 3,7±1,3 ka pour la faille de Bogd et 4,0±1,2 ka pour la faille de Gurvan Bulag pendant l'Holocène (Ritz et al., 2003). Le taux de glissement sur Bolnaï et l'intervalle de récurrence des séismes sur cette faille seraient du même ordre que ceux calculés sur la faille de Bogd (comm. pers., Ritz, Schwartz).

Vitesse d'ouverture du rift Baïkal

Le taux d'extension à travers le rift Baïkal est contraint à la fois par des données géodésiques et par des données géologiques. Les vitesses mesurées par GPS montrent que le rift s'ouvre actuellement à 4,5±1,2 mm/an (Calais et al., 1998, 2002). Les estimations géologiques basées sur les décalages de cônes de déjection pendant l'Holocène indiquent un taux d'extension dans la partie nord du rift de 5 mm/an (Houdry, 1994) et 3,2±0,5 mm/an (San'kov et al., 2000, 2002). La direction d'extension est globalement perpendiculaire à l'axe du rift, excepté dans sa partie sud et nord. Dans ces zones, elle est alors oblique à la direction des failles majeures du rift mais cohérente avec le système sénestre décrit au sud-ouest dans le bassin de Tunka et au nord-ouest dans les bassins d'Angara, Muya, Muyakan et Chara.

1.4.4 Bilan

1. La vitesse de convergence Inde/Eurasie est ∼20% plus faible que celle prédite par le modèle NUVEL1A.
2. D'après l'ensemble des données cinématiques, plus d'un tiers de la convergence est accommodée dans l'Himalaya par raccourcissement.
3. Il existe une polémique sur l'accommodation de la déformation en Asie, en particulier au Tibet et à la limite entre le bloc de Chine du sud et de Chine du nord. La déformation par blocs rigides est suggérée par les données géologiques alors que les

données géodésiques semblent plutôt caractériser une déformation distribuée à travers le plateau et suggèrent des vitesses sur failles plus faibles que celles mesurées par les autres techniques.

4. Bien que les données géodésiques favorisent le mode de déformation distribué à travers le Tibet, elles montrent l'existence probable de blocs quasi-rigides comme cela est suggéré par les données géologiques (bloc du Tarim, Chine du sud et de la Sonde). Cependant, les hypothèses sur les forces aux limites gouvernant le déplacement de ces blocs ne sont pas toujours vérifiées par les deux types de données. En particulier, l'extrusion de la Chine du sud par expulsion vers l'est d'une partie du Tibet n'est pas démontrée par les données GPS.

5. Bien que la déformation au nord de la chaîne du Tien Shan et du plateau du Tibet soit faible, les quelques mesures cinématiques en Mongolie et au Baïkal montrent qu'elle n'est pas négligeable. De plus, les mesures sont cohérentes avec les mesures faites en Chine du nord et montrent une augmentation des vitesses du rift Baïkal jusqu'aux côtes chinoises de 4,5 à 8 mm/an dans une direction NE à E.

L'ensemble de ces données vont être utilisées pour contraindre les modèles cinématiques et dynamiques de la déformation asiatique. Les données montrant des forts taux de déplacement sur failles vont être principalement utilisées pour contraindre les modèles en bloc rigide. Les modèles de déformation continue sont généralement contraints par les vitesses minimum mesurées sur les failles et plus récemment par les données géodésiques qui suggèrent une déformation plus distribuée à travers le système de déformation. Nous présentons dans la section suivante les théories sur les mécanismes de la déformation en Asie et les apports des différentes modélisations à la compréhension de cette déformation asiatique.

Enfin, nous avons vu que la quantité de données géodésiques devient très importante et continue d'ailleurs d'augmenter. L'ensemble de ces données qui couvrent la majeure partie de l'Asie donne une vision géographiquement étendue de la déformation bien que quelques zones ne soient pas encore couvertes. Cependant, les différentes solutions GPS ne sont pas toujours directement comparables entre elles. Les résultats dépendent en particulier de la stratégie de traitement et de la mise en référence de la solution. En général, la majorité des résultats présentés ici ont été mis en référence dans un référentiel Eurasie fixe qui est le référentiel le plus adapté pour l'interprétation tectonique du champ de vitesse. Cependant, la définition de l'Eurasie fixe n'est pas triviale et unique (Kogan et al., 2000; Chen et al., 2000; Nocquet et al., 2001, par exemple). Il existe aujourd'hui deux stratégies extrêmes pour représenter les champs de vitesse par rapport à l'intérieur stable d'une plaque tectonique. La première consiste à minimiser les vitesses GPS aux stations localisées sur la plaque Eurasie stable (Chen et al., 2000; Wang et al., 2001) afin d'obtenir la rotation rigide de l'Eurasie. La seconde consiste à définir le référentiel Eurasie fixe à partir d'un modèle cinématique global de plaque rigide, par exemple NNR-NUVEL1A (Argus et Gordon, 1991). Chen et al. (2000) ont montré que suivant la réalisation du référentiel Eurasie, les vitesses GPS en Chine peuvent varier jusqu'à 6 mm/an. Il devient donc important de s'assurer que l'ensemble des mesures GPS sont cohérentes entre elles en minimisant les différences entre les solutions pour un même site GPS afin de pouvoir les interpréter dans leur ensemble sans risque important d´erreur.

1.5 La déformation asiatique : théories et modélisations

1.5.1 Théories sur les mécanismes de la déformation en Asie

Un des objectifs majeurs de l'acquisition de l'ensemble des données décrites dans les sections précédentes est de pouvoir comprendre les mécanismes de la déformation asiatique engendrée par la collision Inde/Eurasie et de contraindre les modèles de déformation associés. Cependant, ces connaissances ne semblent pas suffisantes pour permettre de proposer un modèle de déformation qui satisfasse l'ensemble de la communauté scientifique travaillant en Asie. Depuis plus de vingt ans, essentiellement deux approches s'affrontent pour tenter de décrire et d'expliquer la déformation intracontinentale asiatique.

Dans la première approche, la lithosphère continentale est supposée être composée d'une mosaïque de blocs lithosphériques quasi-rigides qui se déplacent les uns par rapport aux autres le long de grandes failles lithosphériques. La convergence Inde/Eurasie est alors accommodée par localisation de la déformation sur les chevauchements, engendrant ainsi un épaississement crustal, et sur les failles décrochantes, entraînant l'extrusion latérale vers l'est des blocs lithosphériques (Molnar et Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 1982, par exemple). Cette théorie se base, en particulier, sur l'observation des très grandes failles décrochantes au Tibet et en Indochine et failles chevauchantes dans l'Himalaya ou le Tien Shan par exemple (section 1.3.2). De plus, les taux de déplacement quaternaires ou holocènes calculés sur les failles les plus rapides sont supérieurs à 10 mm/an (figure 1.32, section 1.4). Dans cette approche, un rôle majeur est donné à l'extrusion lithosphérique pour compenser la convergence de l'Inde vers le nord.

Dans la seconde approche, le mécanisme de déformation prédominant est l'épaississement crustal obtenu par un raccourcissement lithosphérique de l'ordre de 50% par cisaillement pur et par la délamination de la lithosphère devenue instable (England et McKenzie, 1982, par exemple). Le détachement du manteau lithosphérique entraînerait une remontée asthénosphérique qui réchaufferait la base de la lithosphère et permettrait le maintien de l'altitude élevée du plateau par flottaison. Cette approche privilégie un mode de déformation interne distribué plutôt que localisé sur les grandes failles. La déformation localisée à la surface (sections 1.3.2 et 1.4) serait le reflet d'une déformation continue dans la partie inférieure ductile de la lithosphère.

Ainsi, ces deux théories sont à l'origine de nombreux modèles de déformation soit en blocs rigides soit continue qui montrent une prédominance de l'extrusion continentale sur l'épaississement, ou inversement. Nous présentons, dans les deux sections suivantes, les résultats obtenus par les modèles analogiques et numériques de déformation finie et actuelle qui s'appuient sur ces deux grandes théories.

1.5.2 Modèles de déformation

Apport de la modélisation analogique : ouverture du débat et contrainte sur les conditions aux limites

Une des premières modélisations analogiques de la déformation asiatique consiste au poinçonnement d'un bloc de plasticine, matériel localisant représentant l'Asie, par un bloc d'acier, représentant l'Inde, à vitesse constante (Tapponnier et al., 1982). Les résultats de cette expérience sont à l'origine de l'idée que la convergence Inde/Eurasie peut être accommodée par l'extrusion de blocs quasi non déformés vers l'est le long de décrochements (figure 1.33). En faisant varier les conditions aux limites de leur modèle, les auteurs reproduisent la géométrie des grandes discontinuités asiatiques observées en surface (figure 1.33). Les conditions imposées sont une pression au sud exercée par le poinçon, des bords confinés à l'ouest et au nord, et libre à l'est qui facilitent l'obtention d'une déformation asiatique asymétrique. Une critique majeure faite à cette expérience est que la déformation verticale est empêchée. Ainsi, toute la convergence est nécessairement accommodée par expulsion du matériel vers les bords non confinés présentant le moins de résistance.

Une expérience analogique plus complexe (Davy et Cobbold, 1988; Cobbold et Davy, 1988) prend en compte une rhéologie plus réaliste et autorise l'épaississement. La lithosphère est constituée d'une partie supérieure cassante et inférieure ductile flottant sur une asthénosphère fluide (modélisation sable - silicone - miel). Les conditions aux limites sont les mêmes que précédemment : poinçonnement au sud, confinement à l'ouest et au nord, libre à l'est. Les résultats montrent une extrusion vers l'est plus limitée que dans le cas précédent et de l'épaississement au nord du front de collision matérialisé par des plis (figure 1.34). D'après Cobbold et Davy (1988), l'échappement vers l'est n'accommode que 20 à 45% de la quantité totale de raccourcissement.

Ces expériences analogiques (parmi d'autres) mettent en avant deux éléments importants :

- l'épaississement, s'il est autorisé et dans des conditions de rhéologie fixée, accommode plus de la moitié de la convergence de l'Inde ce qui limite l'accommodation par extrusion latérale,
- la géométrie asymétrique de la déformation comparable à celle observée dans la nature est obtenue en imposant une force de pression au sud, des bords fixes à l'ouest et au nord, sur la plate-forme eurasiatique stable, et libre à l'est et au sud-est, au niveau des zones de subduction péri-asiatique.

Modélisation numérique : de la cinématique à la dynamique

De nombreux modèles numériques de la déformation ont vu le jour depuis une vingtaine d'années. Outre les hypothèses de départ sur le mode de déformation qui permettent de diviser ces modèles en deux groupes distincts, on peut distinguer deux catégories de modèles numériques :

1. les modèles cinématiques qui tentent de reproduire et de décrire la déformation

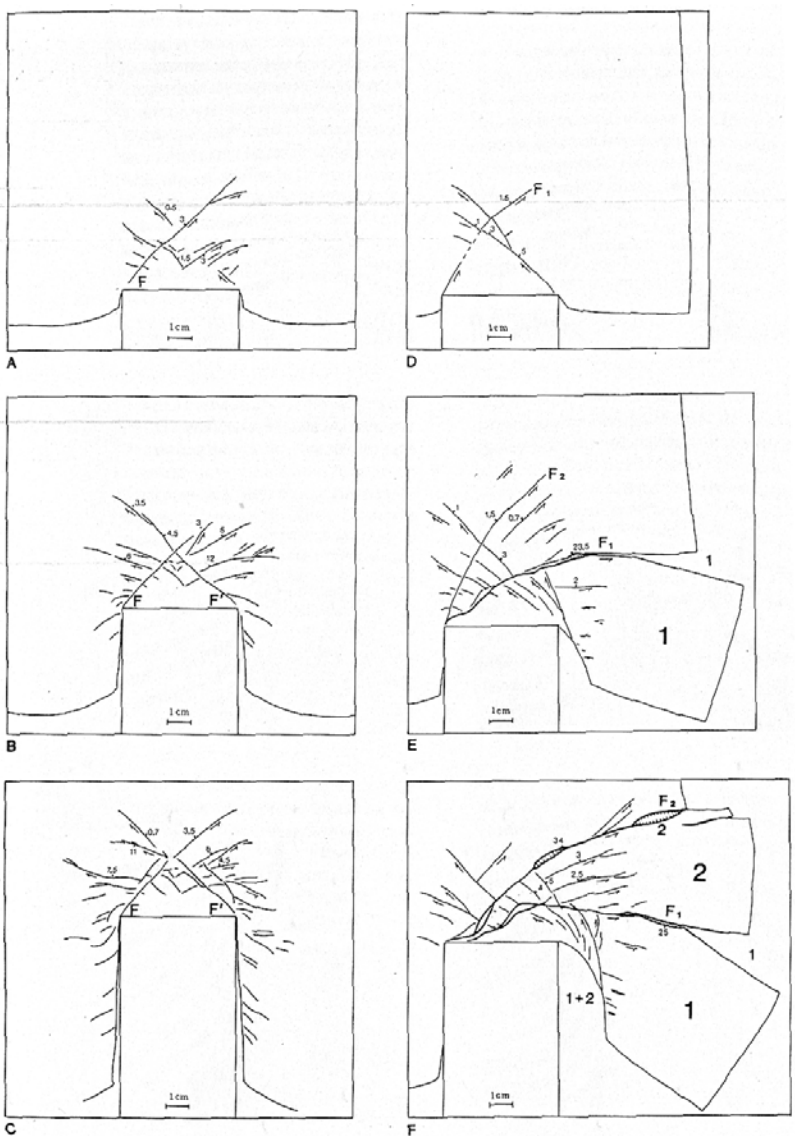

Fig. *1.33:* *Deux schémas d'extrusion d'après des expériences sur plasticine, montrant l'importance du confinement latéral (Tapponnier et al., 1982). Le modèle est confiné verticalement dans les deux expériences. A, B et C : avec double confinement ; D, E et F : avec confinement à gauche seulement. A l'étape finale de la 2ème expérience (F) les blocs 1 et 2 peuvent être comparés avec l'Indochine et le Chine du sud, les zones 1, 1+2 et 2 avec la mer de Chine du sud, la mer d'Andaman et la mer de Chine du nord. Dans cette expérience, deux failles majeures guident l'extrusion successives des deux blocs. F_1 est l'équivalent de la faille de la Rivière Rouge et F_2 de la faille de l'Altyn Tagh et de ses prolongements.*

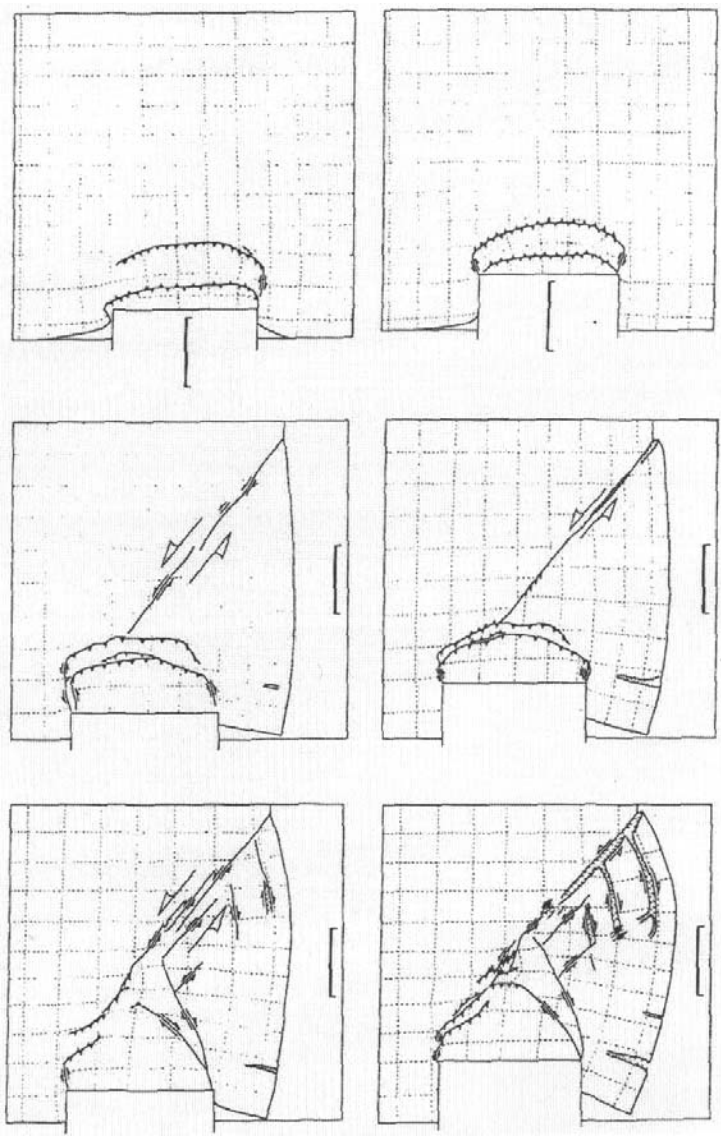

Fig. *1.34:* *Schémas de poinçonnement d'une lithosphère à trois couches (sable–silicone–miel) par un piston rigide en fonction du degré de confinement latéral sur le bord est : confinement rigide (en haut), modéré (au milieu) et faible (en bas) (Davy et Cobbold, 1988). Dans l'expérience modérément confinée et faiblement confinée sur le bord est, il y a développement de failles inverses au nord du front de collision, d'une seule grande faille sénestre, équivalent de la zone sismogène Tien Shan–Baïkal–Sakhaline, et apparition tardive de petits décrochements dextres transtensifs parallèles à la marge orientale dans l'expérience faiblement confinée.*

asiatique, en inversant les données de déformations existantes sous certaines conditions,

2. les modèles dynamiques qui ont pour objectif de simuler les mécanismes de la déformation pour expliquer la cinématique.

Les modèles cinématiques

Afin de décrire la cinématique des déformations de surface, les modèles dit "cinématiques" introduisent un niveau de complexité plus ou moins important du point de vue de la rhéologie de la lithosphère. Nous présentons ci-dessous plusieurs modèles cinématiques de la déformation récente à très récente sachant qu'ils se basent sur les estimations de déplacement sur les grandes failles d'Asie (sur 10 à 100 ka maximum, Avouac et Tapponnier (1993); Peltzer et Saucier (1996); England et Molnar (1997b); Holt et al. (2000)), sur les données de la sismicité du siècle (Holt et al., 1995, par exemple) et/ou les données GPS (Holt et al., 2000).

Une modélisation simple de la déformation continentale localisée sur de grandes discontinuités séparant des blocs indéformables a permis de bien reproduire la géométrie et le champ de vitesse simulé par modélisation analogique sur plasticine (Avouac et Tapponnier, 1993). Ce modèle est basé sur la modélisation de quatre blocs rigides (Sibérie, Tarim, Tibet et Inde) en rotation sur une Terre sphérique et sur l'inversion des vitesses holocènes de raccourcissement et de glissement estimées sur les principaux chevauchements (dans l'Himalaya et le Tien Shan) et décrochements (failles du Karakorum et de l'Altyn Tagh) séparant ces blocs (figure 1.35). Il ne prend en compte ni la topographie, ni une rhéologie réaliste de la lithosphère, considère par ailleurs un nombre limité de failles et néglige la déformation dans le nord de l'Asie. Les résultats suggèrent que la convergence Inde/Eurasie est accommodée entièrement (à 10% près) sur les failles principales et que l'extrusion du NE du Tibet correspond à 40-50% de la convergence (figure 1.35, Avouac et Tapponnier (1993)).

A partir de l'intégration de l'ensemble des grandes failles cartographiées en Asie dans un milieu déformable élastique, Peltzer et Saucier (1996) ont calculé un champ de vitesse contraint par l'inversion des taux de glissement quaternaires sur les failles et par la minimisation de la déformation à l'intérieur des blocs (figure 1.36). A partir du même jeu de données mais en utilisant, en général, les bornes inférieures des taux de glissement sur les grandes failles, augmenté des données sur les failles moins importantes, England et Molnar (1997b) présentent un autre champ de vitesse basé sur une déformation continue à travers un milieu hétérogène (figure 1.37). Le taux de déformation moyen calculé à partir des données sur les failles est attribué à une zone plutôt qu'aux discontinuités. La lithosphère continentale est modélisée par une plaque mince homogène visqueuse qui réagit comme un solide se déformant de manière continue (England et McKenzie, 1982; England et Molnar, 1997b). Dans ces deux modélisations, les conditions aux limites sont équivalentes et reprennent celles déterminées à partir des modélisations analogiques (Tapponnier et al., 1982; Davy et Cobbold, 1988, par exemple) ou numériques (Houseman et England, 1993, par exemple). L'unique force active considérée est donc la convergence

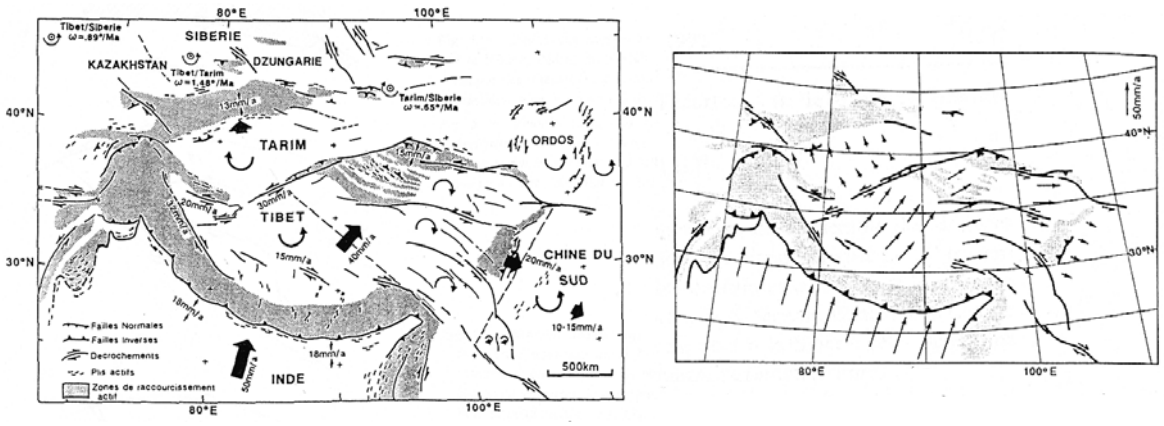

Fig. *1.35:* *Modèle de rotation de quatre grands blocs rigides (Avouac et Tapponnier, 1993). A gauche : Pôle, sens et vitesse de rotation prédit par le modèle. Les grandes flèches indiquent les mouvements des blocs par rapport à la Sibérie. Les sens de déplacements et les valeurs correspondantes à l'est de 95° E ne sont pas contraints par l'inversion. A droite : Champ de vitesse de déplacement par rapport à la Sibérie déduit du modèle.*

Inde/Eurasie.

Les résultats de ces modèles montrent que :

- la déformation récente est localisée pour plus de 80% sur les grandes failles, qu'en moyenne ∼73% de la convergence Inde/Eurasie est absorbée par de l'épaississement de la lithosphère et donc que 27% est accommodée par extrusion (Peltzer et Saucier, 1996),

ou bien que

- environ 90% du taux de déformation actuel est reproduit par un modèle continu de la déformation, que l'épaississement correspond en moyenne à ∼85% de la convergence impliquant une composante en extrusion maximale de 15%, ce qui amène les auteurs à suggérer que les taux de glissement mesurés sur les grandes failles sont surestimés (England et Molnar, 1997b).

Bien que ces deux modèles soient basés sur des hypothèses fondamentalement différentes, les champs de vitesse obtenus (figures 1.36 et 1.37) reproduisent correctement les traits majeurs de la déformation asiatique et ne sont pas significativement différents (England et Molnar, 1997b). Ces modèles n'ont pas permis de favoriser une hypothèse par rapport à l'autre par comparaison aux données géologiques et géophysiques disponibles à l'époque.

Les résultats de ces modèles sont, par contre, significativement différents des données cinématiques acquises depuis (mesures GPS, en particulier, section 1.4) dans certaines régions de l'Asie. En particulier, les différences sont importantes dans les zones où le taux de déformation est plus faible comme à l'est du système de déformation (Chine orientale et du sud) et au nord (Mongolie et région du rift Baïkal). Les modèles prédisent des vitesses faibles vers le N-NE en Mongolie et une vitesse d'extension de 1 mm/an au maximum à travers le rift Baïkal, en désaccord avec les résultats géodésiques de Calais et al. (1998), Calais et Amarjargal (2000) et Calais et al. (2002).

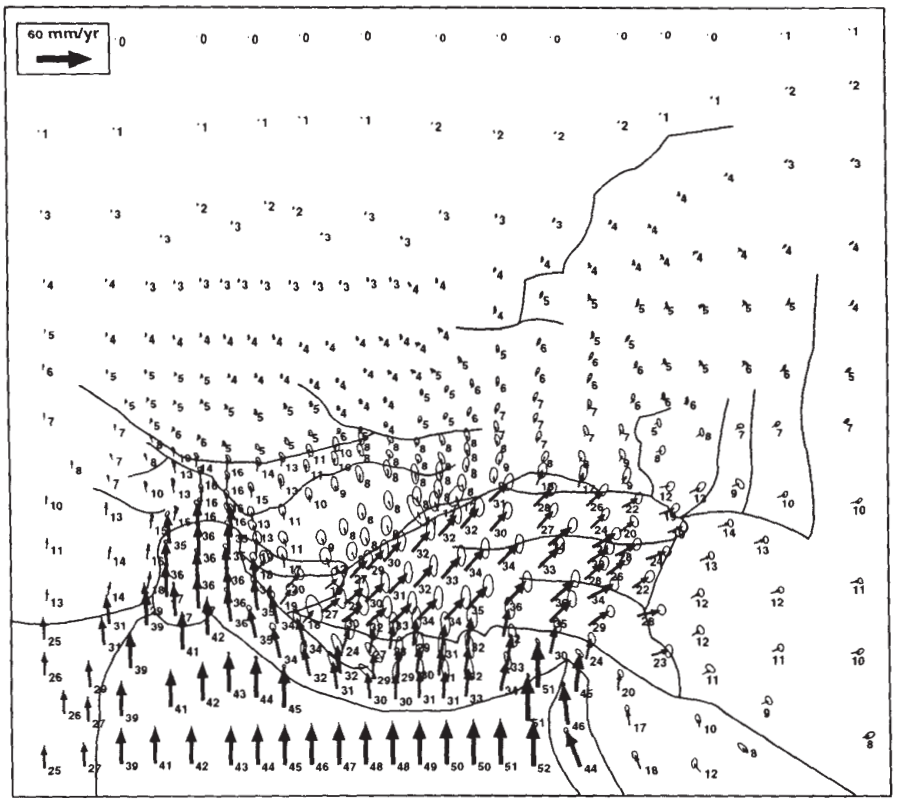

FIG. *1.36: Champ de vitesse obtenu par le modèle de Peltzer et Saucier (1996) dans lequel la déformation se fait par déplacement de blocs élastiques quasi-rigides le long des failles majeures.*

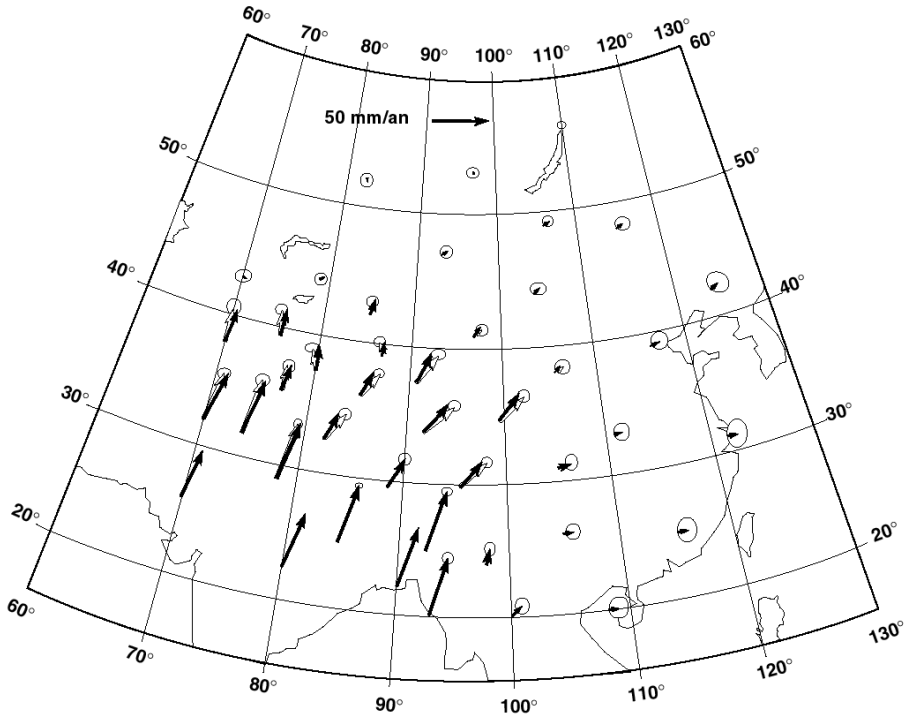

FIG. *1.37: Champ de vitesse obtenu par le modèle de England et Molnar (1997b) dans lequel la lithosphère est considérée comme un fluide visqueux.*

A partir d'une inversion simultanée des taux de glissement quaternaires et des données géodésiques et supposant la déformation continue, un modèle cinématique prédit des vitesses en accord avec les observations (Holt et al. (2000), figure 1.31). Dans l'est et le sud, le modèle reproduit, en particulier, la rotation horaire des vecteurs vitesses autour de la syntaxe himalayenne orientale (Chen et al., 2000; Wang et al., 2001). Dans le nord, les vitesses en Mongolie sont d'environ 7 mm/an dirigées vers le SE, cohérentes avec la vitesse mesurée à Oulan Bator (Calais et Amarjargal, 2000) et l'ouverture du rift Baïkal est de quelque mm/an perpendiculairement à l'axe du rift (Calais et al., 1998).

Ainsi, on peut attribuer l'amélioration des modèles cinématiques à l'augmentation du nombre et à la révision des données disponibles, ce qui permet une meilleure description de la déformation. En revanche, on ne peut pas discriminer entre les modèles de blocs quasi-rigides et les modèles de plaque mince qui supposent deux mécanismes de déformation très différents. Ces résultats laissent penser que la déformation discontinue en surface pourrait être conciliable dans une certaine mesure avec une déformation continue en profondeur (England et Molnar, 1997b). Cependant, afin de comprendre la cinématique de la déformation asiatique, il faut nécessairement aborder le problème de la dynamique des déformations. Il faut modéliser l'ensemble des forces en jeu et la réponse dynamique de la lithosphère aux contraintes engendrées. Les résultats de ces modèles pourront être contraints par ceux des modèles cinématiques afin d'estimer voire quantifier les différents processus guidant la déformation.

Les modèles dynamiques

Exceptés les modèles cinématiques inversant les données GPS pour décrire le champ de vitesse et donc obtenant implicitement un champ de vitesse modélisé cohérent avec ces mesures (Holt et al., 2000), les modèles présentent des différences significatives avec les vitesses GPS dans l'est, le sud-est et le nord de l'Asie qui restent inexpliquées (Peltzer et Saucier, 1996; England et Molnar, 1997b; Holt et al., 1995). Sachant que ces modèles considèrent tous que la convergence Inde/Eurasie est l'unique moteur de la déformation et qu'ils ne prennent généralement pas en compte les forces de volume et les variations rhéologiques dans la lithosphère, il parait raisonnable de penser que la différence entre les vitesses modélisées et les vitesses observées pourrait être liée à une ou plusieurs forces additionnelles négligées dans ces modèles.

Variation d'énergie potentielle de pesanteur En particulier, la quantification des effets dus aux forces de volume associées à la variation d'énergie potentielle de gravité prend toute son importance dans une région telle que l'Asie où les variations d'épaisseurs crustales sont considérables (section 1.2). En comparant l'énergie potentielle calculée à partir du taux de déformation obtenu par England et Molnar (1997b) et l'énergie potentielle calculée à partir de la topographie, England et Molnar (1997a) montrent que l'énergie potentielle de gravité emmagasinée dans la topographie peut contrôler au premier ordre la déformation du Tibet. Compte tenu des simplifications faites dans leur modélisation, les auteurs suggèrent que l'approche n'est applicable que pour la région

tibétaine, si bien que les forces de volume pourraient aussi guider la déformation dans les régions voisines du Tibet.

En calculant le champ de contrainte associé aux variations d'énergie potentielle de gravité, à partir d'une lithosphère hétérogène caractérisée par la variation du paramètre de viscosité effective estimée par ailleurs (Flesch et al., 2001), et en utilisant le champ de vitesse calculé par Holt et al. (2000) comme conditions aux limites, le champ de vitesse et le champ de déformation obtenus par Flesch et al. (2001) confirment le résultat précédent à l'échelle de l'Asie. Ces résultats semblent donc indiquer l'importance de la contribution des forces de volume à la déformation actuelle en Asie.

Dynamique des zones de subduction péri-asiatique D'autre part, la majorité des modèles négligent généralement l'effet de la dynamique des zones de subduction péri-asiatique sur la déformation asiatique en les considérant comme des bords libres. Cependant, le couplage et le transfert de contrainte entre les plaques océaniques aux limites du système asiatique et l'Eurasie ont été proposés comme forces potentielles supplémentaires pour expliquer la différence entre les vitesses observées et modélisées (Holt et al., 1995; Calais et al., 1998; Calais et Amarjargal, 2000; Lesne et al., 2000).

L'interaction entre les plaques dans les zones de subduction et donc une part de l'état de contrainte dans le plaque chevauchante est contrôlée par la pression normale sur le panneau plongeant et la contrainte cisaillante (frottement) le long de la surface interplaque (Chemenda et al., 2000). Ainsi, selon les contraintes qui s'appliquent sur le panneau plongeant, un régime compressif dans la plaque chevauchante va être encouragé ou réduit, de même si le régime est extensif.

La dynamique des subductions péri-asiatiques est intégrée dans le modèle dynamique proposé par Kong et Bird (1996) au même titre que la dynamique de la lithosphère asiatique, les forces de volume et la convergence Inde/Eurasie. L'avantage de ce code est de pouvoir modéliser une lithosphère faillée de rhéologie réaliste, hétérogène latéralement sur une sphère et de prédire les vitesses horizontales résultant des contraintes induites par l'énergie potentielle de gravité et par les forces aux limites imposées. Les vitesses prédites par le modèle ont une orientation comparable à celle des vitesses observées mais sont 2 à 10 fois plus rapides. Cependant, Kong et Bird (1996) et Lesne (1999) montrent que la dynamique des subductions océaniques peut avoir un effet jusqu'au rift Baïkal.

1.5.3 Bilan

L'ensemble des modèles numériques que nous avons présenté restitue la déformation récente en Asie alors que les deux modèles analogiques décrits rendent compte de la déformation cumulée et de l'évolution possible dans le temps de la déformation depuis le début de la collision Inde/Eurasie. Que les modèles de déformation récente se basent sur l'hypothèse d'une déformation par blocs rigides ou d'une déformation continue, ils montrent que l'accommodation de la convergence Inde/Eurasie s'effectue par épaississement crustal pour 73 à 85% (Peltzer et Saucier, 1996; England et Molnar, 1997b; Houseman et England, 1993) et seulement pour 15 à 27% par extrusion. La discriminination entre la localisation ou la distribution de la déformation n'est pas résolue, en partie parce que les mesures de déplacement disponibles aujourd'hui ne sont pas cohérentes entre elles selon la méthode d'acquisition utilisée. De plus, la couverture spatiale et temporelle des

données n'est pas homogène. Les taux de déplacement holocènes ou quaternaires estimés sont parfois plus rapides que les vitesses actuelles mesurées par GPS sur les failles. Les données de cinématique sont plus denses dans les zones à fort taux de déformation (Himalaya, Tibet, Tien Shan par exemple) et plus éparses ou inexistantes dans les zones montrant moins de déformation (Chine du nord, Mongolie par exemple).

Les modèles dynamiques de la déformation suggèrent que la force de convergence Inde/Eurasie n'est pas l'unique moteur de la déformation en Asie au moins pour la période récente. Les forces de volume ou les effets des subductions océaniques péri-asiatiques semblent jouer un rôle non négligeable dans la déformation asiatique (England et Molnar, 1997a; Flesch et al., 2001; Kong et Bird, 1996). Cependant, les modèles dynamiques existant ne modélisent pas correctement la déformation dans le nord et l'est du système asiatique.

Un des problèmes majeurs, à mon sens, est que les modèles cinématiques ou dynamiques présentés jusqu'à maintenant séparent, en raison des hypothèses sur lesquelles ils se basent, les deux modes d'accommodation de la déformation proposés et ne prennent en général pas en compte la déformation au nord du Tien Shan. D'une part, bien que l'existence de grandes failles majeures ne soit pas mis en doute, l'existence de grandes discontinuités lithosphériques n'a pas encore été observé et est plutôt infirmée par les études récentes imageant la structure interne de la lithosphère (Zhao et al., 2001; Haines et al., 2003; Kind et al., 2002, section 1.2). D'autre part, un certain nombre de modèles de lithosphère visqueuse ne prennent absolument pas en compte l'existence de ces failles et de leur rôle probable dans le transfert des contraintes à travers la zone déformée (England et Molnar, 1997a; Houseman et England, 1993, par exemple). Il nous semble qu'un des intérêts majeurs du code créé par Kong et Bird (1995) est de tenter de "réconcilier" les deux théories en permettant l'absorption de la déformation à la fois sur les failles et dans les blocs limités par ces failles. C'est pourquoi nous tenterons de reproduire le champ de vitesse en Asie, augmenté d'un grand nombre de données depuis la modélisation de Kong et Bird (1996), en utilisant leur code. Nous espérons ainsi apporter une contribution à la compréhension de la déformation asiatique en estimant les rôles respectifs des forces aux limites, du couplage au niveau des zones de subduction, des forces de volume et de la dynamique de la lithosphère sur la déformation actuelle en Asie.

1.6 Motivation de ce travail

1.6.1 Problématique

Cinématique des déformations actuelles dans le nord du système de déformation asiatique

Comme nous l'avons vu dans les sections 1.4 et 1.5, les données cinématiques sont nécessaires à la compréhension et à la quantification de la déformation. Le nombre de ces données a considérablement augmenté depuis une dizaine d'années, en particulier celles obtenues par mesures géodésiques. Cependant, la distribution géographique des données GPS disponibles à ce jour ne permet pas de couvrir l'ensemble des régions du système de

déformation asiatique. La majorité de ces données sont concentrées dans les zones où le taux de déformation est fort comme l'Himalaya, le Tibet, le Tien Shan (sections 1.1.3, 1.3 et 1.4) et dans les zones environnantes supposées s'extruder vers l'est et le sud-est comme la Chine du sud et le sud-est asiatique. En comparaison, le niveau de connaissance est beaucoup plus faible dans les régions au nord du Tien Shan, c'est-à-dire en Mongolie, en Chine du nord et au sud de la Sibérie, où la déformation active est considérée comme négligeable ou inexistante dans une majorité de modèles de déformation. Ces hypothèses sont en contradiction avec l'existence d'une topographie élevée composée entre autre des chaînes de l'Altaï et du Gobi-Altaï et de structures actives majeures dans ces régions comme le rift Baïkal qui s'ouvre à 4–5 mm/an (Calais et al., 1998, 2002) et les grandes failles décrochantes en Mongolie sur lesquelles se sont produits quatre séismes de magnitude supérieure ou égale à 8 dans la première moitié du XX$^{\text{ème}}$ siècle (Baljinnyam et al., 1993; Schlupp, 1996; Kurushin et al., 1997, sections 1.1.3 et 1.3). De plus, le taux de déformation NE-SO estimé à partir de la somme des moments sismiques de ces séismes est de 4,9±1.5 cm/an (Baljinnyam et al., 1993). Ce taux de raccourcissement correspond au taux de convergence actuel de l'Inde d'après NUVEL1A (DeMets et al., 1994) et est supérieur au taux induit par les mesures géodésiques (Paul et al., 2001, par exemple) et par la réestimation du taux prédit par NUVEL1A (Gordon et al., 1999, section 1.4). Même si ce taux de déformation calculé en Mongolie n'est a priori pas représentatif du taux de déformation "long terme", il implique que la déformation n'est pas négligeable dans cette région et que l'accumulation de contrainte est suffisante pour engendrer de tels séismes. De plus, des mesures géodésiques, obtenues dans le nord du Tien Shan et du plateau du Tibet d'une part et aux stations permanentes situées sur la plate-forme sibérienne d'autre part, montrent une différence de 5-10 mm/an (Shen et al., 2000; Larson et al., 1999; Wang et al., 2001) qui doit nécessairement être accommodée quelque part entre ces régions, c'est-à-dire en Mongolie-Baïkal-Chine du nord.

Un premier apport important est donc d'établir un champ de vitesse précis dans les régions au nord du système de déformation asiatique pour :

- combler le manque de données cinématiques dans cette région ;
- estimer la contribution de la déformation septentrionale à la déformation asiatique ;
- mieux comprendre la transition spatiale rapide entre un régime tectonique en compression au sud de la Mongolie à un régime en extension au niveau du rift Baïkal (section 1.3.2).

Rhéologie de la lithosphère et transfert de contrainte

Certains points de la structure rhéologique sous la Mongolie et le rift Baïkal sont débattus et d'autres semblent faire l'unanimité aux imprécisions près. Pour certain, il existe un panache asthénosphérique majeur dissymétrique sous le rift Baïkal et la lithosphère n'est alors constituée que de la croûte elle-même amincie. Pour d'autre, la perturbation thermique sous le rift Baïkal est plus faible et plus en profondeur. La limite asthénosphère–lithosphère perturbée se trouverait alors plutôt à 70-80 km de profondeur (section 1.2.2). Une croûte épaisse (environ 45-50 km) et une lithosphère amincie sous la Mongolie (environ 70-80 km) ont été observées ainsi qu'un manteau supérieur anormal assez profond (au-delà de 100 km) suggérant l'existence d'un panache asthénosphérique

sous la Mongolie (section 1.2.2). Par contre, la lithosphère sous le craton sibérien est froide et épaisse.

Bien que situées loin de toute frontière de plaque à l'intérieur de l'Asie, la Mongolie et la région du rift Baïkal sont caractérisées par un taux élevé de sismicité. Quatre séismes de magnitude supérieure ou égale à 8 ont eu lieu entre 1905 et 1957 en Mongolie : séisme de Tsetserleg et de Bolnaï au nord du dôme de Hangaï en 1905, séisme de Fu Yun dans l'Altaï en 1931 et séisme de Bogd dans le Gobi-Altaï en 1957 ainsi que deux séismes de magnitude supérieure à 7 : séisme de Muya au nord du système Baïkal en 1957 et séisme de Mogod en Mongolie centrale en 1967 (section 1.3.2, figure 1.22)[2]. D'autre part, bien que la séquence de séismes de Mogod soit relativement petite en terme de moment sismique comparativement aux autres séismes majeurs de Mongolie, son occurrence complète le parallélogramme formé de failles conjuguées décrochantes dextres à l'ouest et l'est et sénestres au nord et sud en Mongolie (Huang et Chen, 1986, section 1.3.2). Ce jeu suggéré de failles conjugué apparaît comme un des traits majeurs de la tectonique active en Mongolie. D'autre part, l'occurrence de ces forts séismes sur une période de moins de cent ans ne semble pouvoir refléter la sismicité en Mongolie sur plusieurs milliers d'années et suggère plutôt un phénomène de déclenchement successif des séismes par interaction entre failles (Baljinnyam et al., 1993; Chéry et al., 2001b,a).

Au vu de ces données et hypothèses, plusieurs questions se posent :

1. Comment expliquer l'occurrence et la succession des 4 séismes de M8 ou supérieure en un demi-siècle dans une région à faible taux de déformation ?
2. Quel est le rôle de la structure rhéologique sous la Mongolie dans l'occurrence de ces forts séismes, et dans le transfert de contrainte dans la croûte et le manteau ?
3. – Quelle est la représentativité de la sismicité du XX$^{\text{ème}}$ siècle sur les temps longs ?
   – Quels sont les temps de récurrence de ces événements ?
   – A quelle phase du cycle sismique correspond l'état de contrainte actuel en Mongolie ?

Dynamique de la déformation continentale

Nous avons vu que deux théories s'affrontent pour tenter d'expliquer la déformation asiatique : les modèles de blocs rigides et les modèles de déformation continue (section 1.5). Les résultats obtenus par les modélisations cinématiques, utilisant par ailleurs les mêmes conditions aux limites, ne sont pas significativement différents et ne permettent pas une discrimination nette entre les deux théories. La majorité des modèles ne prend en compte que la collision Inde/Eurasie comme condition active aux limites, fixe les limites nord et ouest (Eurasie stable indéformable) et laisse libre les limites est et sud-est (subductions océaniques péri-asiatiques) (Tapponnier et al., 1982; Cobbold et Davy, 1988; Peltzer et Saucier, 1996; England et Molnar, 1997b). Ainsi, ils négligent, en général, les effets de la variation d'énergie potentielle de gravité, des hétérogénéités de la lithosphère, de la dynamique des zones de subduction océanique ou du couplage asthénosphère–lithosphère. Quelques modèles dynamiques ont testé l'effet des forces de

[2]Un autre séisme de magnitude supérieure à 7 vient de se produire au nord de l'Altaï (27/09/03)

volume et ont montré leur importance dans la contribution à la déformation asiatique (England et Molnar, 1997a; Flesch et al., 2001). Kong et Bird (1996) et Lesne (1999) ont montré que le couplage au niveau des subductions océaniques péri-asiatiques, même faible par rapport au couplage Inde/Eurasie, ne doit pas être négligé et peut avoir un effet jusqu'au rift Baïkal.

Malgré cela, aucun modèle ne reproduit la cinématique dans le nord du système de déformation, dans l'état actuel des schémas cinématiques. Les modèles, quand ils ne négligent pas totalement la déformation au nord du Tien Shan, prédisent (1) des vitesses vers le NE en Mongolie en contradiction avec le résultat de trois années continues de données GPS en Mongolie centrale et (2) pas ou peu d'extension à travers le rift Baïkal en contradiction avec les données géodésiques et géologiques (section 1.4 et 1.5.2). Enfin, les modèles, basés sur des hypothèses de déformation de la lithosphère très différentes, permettent de reproduire relativement bien la cinématique asiatique dans les zones à fort taux de déformation mais n'apportent pas de réponse claire sur la part relative des différents mécanismes générant la déformation asiatique.

Nous suggérons que les difficultés à comprendre les déformations en Asie sont dues à :

- la complexité des mécanismes de déformation et des forces qui les induisent : convergence Inde/Eurasie, variation de l'énergie potentielle de gravité, dynamique des subductions, couplage asthénosphère–lithosphère ;
- la complexité de la structure lithosphérique sous l'ensemble de la région déformée due en particulier à l'héritage rhéologique très variable dans l'espace (section 1.2) ;
- l'hétérogénéité spatiale des données cinématiques et à leur interprétation temporelle.

1.6.2 Méthodes/Approches proposées et structure de la thèse

Afin de répondre aux questions et problèmes soulevés, nous proposons d'apporter notre contribution à partir :

1. de mesures de la déformation en surface actuelle en Mongolie obtenue à partir des données GPS acquises tous les ans dans cette région depuis 1997 et depuis 1994 dans la région du rift Baïkal ;
2. de modélisations de la déformation à l'échelle de la Mongolie et de l'Asie à partir de codes numériques adaptés aux problèmes posés et contraintes ou validées par notre solution géodésique.

Nous présentons, dans la première partie de la thèse, le champ de vitesse obtenu par mesures GPS de 1994 à 2002 couvrant la Mongolie occidentale, centrale et la région du rift Baïkal. Les résultats confirment et complètent les résultats précédemment obtenus dans la région du lac Baïkal et au nord de la Mongolie (Calais et al., 1998, 2002).

Dans une seconde partie, nous nous intéressons à la compréhension du fort taux de sismicité en Mongolie au XX$^{\text{ème}}$ siècle par l'étude des séismes de M8 et du changement de l'état de contrainte dans la lithosphère induit par ces séismes. D'après des études sur

les effets postsismiques suivant les forts séismes (Thatcher, 1984a, et références incluses, par exemple) chacun des grands séismes mongols pourrait être à l'origine de déformations postsismiques importantes. Nous supposons que les effets postsismiques dus aux 4 séismes de M8 ne peuvent exister aujourd'hui que par un processus de relaxation viscoélastique dans la croûte inférieure et le manteau supérieur. A partir de cette hypothèse et des vitesses GPS, nous estimons les paramètres de viscosité de la croûte inférieure et du manteau supérieur afin d'estimer la structure rhéologique sous la Mongolie. Puis nous utilisons ces résultats pour quantifier l'amplitude des effets postsismiques dans le temps et l'espace afin de contraindre les effets transitoires de la déformation au siècle dernier en Mongolie et leur implication sur le champ de vitesse actuel mesuré par GPS. Enfin, nous associons les résultats précédents à une analyse de la chute de contrainte de Coulomb en milieu viscoélastique pour étudier la possibilité d'un transfert de contrainte entre failles continentales distantes de plusieurs centaines de kilomètres et sur plusieurs décennies. L'objectif de cette modélisation est d'expliquer la succession des forts séismes en Mongolie et la possible interaction entre des failles à l'échelle régionale.

Dans la troisième et dernière partie de la thèse, nous proposons d'utiliser le champ de vitesse combinant notre solution GPS avec la solution la plus complète à ce jour pour la Chine (Wang et al., 2001) pour valider les résultats d'un modèle de déformation dynamique à l'échelle de l'Asie et tenter de relier la déformation en Mongolie-Baïkal à la déformation asiatique long terme. Nous espérons aussi apporter des éléments nouveaux au débat sur la reconnaissance et la quantification des mécanismes contrôlant la déformation intracontinentale en Asie. En particulier, nous proposons d'inclure, en plus de la dynamique de la collision Inde/Eurasie, les effets de la variation des forces de volume et du transfert de contrainte au niveau des zones de subduction océanique.

Première partie

Cinématique actuelle de la Mongolie et du rift Baïkal par géodésie spatiale GPS

Introduction

Nécessité d'améliorer la connaissance de la cinématique dans la région Mongolie-Baïkal

Les données géodésiques GPS permettent de mesurer directement la déformation en surface à l'échelle locale et régionale. Combinées avec des modèles numériques adaptés, elles peuvent aussi fournir des informations sur la structure et la déformation en profondeur.

La région Mongolie-Baïkal est caractérisée par une topographie élevée composée des chaînes de l'Altaï, du Gobi-Altaï, de Sayan et du dôme de Hangaï, et de structures actives majeures telles que le rift Baïkal et les grandes failles décrochantes en Mongolie. L'ouverture du rift de 4-5 mm/an d'après les mesures géodésiques (Calais et al., 1998, 2002) cohérentes avec les mesures géologiques (Houdry, 1994; San'kov et al., 2000, 2002) et l'occurrence de 4 séismes de magnitude supérieure ou égale à 8 en Mongolie entre 1905 et 1957 (Baljinnyam et al., 1993, par exemple) montrent que les déformations dans cette région ne peuvent être négligeables et nécessitent d'être quantifiées. Les données cinématiques disponibles sont cependant peu nombreuses et concernent surtout la zone du rift Baïkal où des campagnes géologiques ont eu lieu ainsi que des campagnes GPS depuis 1994 (Houdry, 1994; Calais et al., 1998; San'kov et al., 2000; Calais et al., 2002; San'kov et al., 2002). En Mongolie, seulement deux types de données sont disponibles. Calais et Amarjargal (2000) ont déterminé une vitesse de 6,4±1,6 mm/an vers le SE par rapport à l'Eurasie au site GPS permanent d'Oulan Bator sur la base de 3 années de mesures. Dans le Gobi-Altaï, des études paléosismologiques ont été menées sur les ruptures associées au séismes de Bogd en 1957 (Ritz et al., 1995; Carretier et al., 2002; Prentice et al., 2002; Ritz et al., 2003). Des vitesses de 1,5±0,4 mm/an sur la faille de Bogd sur la période Pléistocène–Holocène et de 1,05±0,25 mm/an sur la faille de Gurvan Bulag sur l'Holocène ont été mesurées (Ritz et al., 2003).

A l'échelle régionale, ces données ne sont pas suffisantes pour comprendre (1) la déformation en Mongolie caractérisée par de grandes failles décrochantes dextres orientées ∼N-S et sénestres orientées E-O et (2) le changement de régime tectonique entre un régime en compression au sud de la Mongolie à un régime décrochant à transpressif en Mongolie puis extensif au niveau du rift Baïkal déduit en particulier d'informations sismologiques.

A l'échelle de l'Asie, il est admis que la déformation engendrée par la collision Inde/Eurasie ne se limite pas à la formation de la chaîne himalayenne mais se propage

vers le nord jusqu'en Sibérie (Molnar et Tapponnier, 1975; Tapponnier et Molnar, 1977, 1979). Cependant, dans la majorité des modèles de déformation asiatique, la déformation au nord du Tien Shan, lorsqu'elle n'est pas ignorée, est considérée comme négligeable (section 1.5). De plus, que ces modèles supposent une déformation par déplacement de blocs rigides le long de failles lithosphériques ou qu'ils supposent une déformation continue et distribuée, ils prédisent tous des vitesses vers le NE en Mongolie et une vitesse d'extension de 1 mm/an maximum à travers le rift Baïkal (Peltzer et Saucier, 1996; England et Molnar, 1997b, par exemple), en contradiction avec les données géodésiques existantes (Calais et al., 1998; Calais et Amarjargal, 2000; Calais et al., 2002). Par contre, ces modèles prédisent des vitesses cohérentes avec les résultats géodésiques en Chine du Sud, qui ne sont, par conséquent, pas suffisantes pour discriminer entre les modèles. Il est donc important de compléter les données de déformation actuelle en Asie par des mesures dans la région Mongolie-Baïkal.

Obtention d'un champ de vitesse GPS en Mongolie-Baïkal : problème de la mise en référence

Un réseau GPS a été installé en 1994 dans la zone du rift Baïkal puis étendu à la Mongolie en 1997. J'ai participé aux campagnes de mesures qui ont eu lieu depuis 1999 et au traitement de ces données GPS. Les modalités d'acquisition et de traitement des données des 44 stations GPS dans cette région et l'interprétation du champ de vitesse obtenu sont décrits dans l'article *"GPS measurements of crustal deformation in the Baïkal-Mongolia area (1994-2002) : Implication for current kinematics of Asia"*, publié dans *Journal of Geophysical Research* et présenté dans le chapitre suivant. Nous insistons ci-dessous sur deux points particuliers relatifs (1) à l'interprétation tectonique des données GPS et (2) à l'interprétation commune de l'ensemble des solutions GPS en Asie.

Les vitesses que nous obtenons après traitement des données sont exprimées dans l'ITRF2000. Les vitesses calculées correspondent alors aux mouvements absolus des sites GPS sur la plaque Eurasie. Cette représentation du champ de vitesse n'est donc pas la plus appropriée pour interpréter la déformation régionale à l'intérieur de la plaque. En général, pour les études régionales, les vitesses sont représentées par rapport à l'intérieur stable de la plaque tectonique. Dans notre cas, il faut donc s'affranchir de la rotation rigide de l'Eurasie pour représenter le champ de vitesse par rapport à l'Eurasie "stable". Cependant, la définition du référentiel Eurasie fixe n'est pas triviale et unique (Kogan et al., 2000; Chen et al., 2000; Nocquet et al., 2001, par exemple). Il existe aujourd'hui deux stratégies extrêmes pour représenter les vitesses GPS par rapport à l'intérieur stable d'une plaque tectonique. La première consiste à minimiser les vitesses GPS aux stations localisées sur la plaque Eurasie stable (Chen et al., 2000; Wang et al., 2001) afin d'obtenir la rotation rigide de l'Eurasie. La seconde consiste à définir le référentiel Eurasie à partir d'un modèle cinématique global de plaque rigide comme NUVEL1A (DeMets et al., 1994, déplacement relatif) ou NNR-NUVEL1A (Argus et Gordon, 1991, déplacement absolu). Chen et al. (2000) ont montré que suivant la réalisation du référentiel Eurasie, les vitesses GPS en Chine peuvent varier jusqu'à 6 mm/an.

Nous avons choisi de ne pas utiliser un modèle de plaque global tel que NUVEL1A

ou NNR-NUVEL1A pour définir la plaque Eurasie. D'après Nocquet et al. (2001) pour l'ITRF97 et Altamimi et al. (2002) pour l'ITRF00, il y a un écart systématique entre NNR-NUVEL1A et ITRF. De plus, NUVEL1A peut ne pas être assez précis pour définir un intérieur de plaque stable à l'échelle des données géodésiques étant donnée que le mouvement relatif des plaques et la rigidité de celle-ci dans NUVEL1A sont moyennés sur 3 Ma. Enfin, Gordon et al. (1999) ont montré qu'une erreur sur la géométrie des plaques choisies dans NUVEL1A peut introduire une erreur significative dans le déplacement relatif de celles-ci. En particulier, en divisant la plaque africaine en deux plaques (Nubie et Somalie), ces auteurs trouvent une vitesse de convergence entre l'Inde et l'Eurasie 25% plus faible que la prédiction de NUVEL1A.

Nous avons donc choisi de définir le référentiel Eurasie fixe à partir de données géodésiques. Nous recherchons la rotation rigide de l'Eurasie en inversant et minimisant les vitesses d'un groupe de stations se déplaçant rigidement à la précision des mesures. Puis, nous soustrayons cette rotation au champ de vitesse originel dans l'ITRF00. Dans cette méthode, la définition du référentiel Eurasie va dépendre du choix des sites utilisés pour l'inversion. Idéalement, il faudrait que la distribution des sites soit homogène sur la plaque. De même, ces sites doivent se situer à l'extérieur des zones de déformation active et donc éloignés de toutes structures tectoniques actives. Enfin, il faut choisir des sites pour lesquels la détermination de la vitesse est la meilleure. Kogan et al. (2000) et Chen et al. (2000) ont testé la définition de l'Eurasie en fonction du groupe de stations choisi et Chen et al. (2000) montrent que les vitesses en Chine peuvent varier de 3 mm/an selon la réalisation du référentiel Eurasie. Dans notre étude, nous nous sommes particulièrement concentrés sur la définition du référentiel Eurasie.

Enfin, la difficulté qui existe à mettre les solutions géodésiques dans un référentiel Eurasie fixe et la diversité des référentiels obtenus posent le problème de l'interprétation groupée que l'on est tenté de faire des différentes solutions géodésiques en Asie. En effet, compte tenu de la discussion précédente, il est nécessaire de replacer les différentes solutions géodésiques dans le même référentiel avant de pouvoir les comparer. Ensuite, il devient possible d'interpréter précisément les vitesses à travers l'Asie et de confirmer ou infirmer des résultats obtenus par d'autres méthodes, comme par exemple la différence de vitesse de 5-10 mm/an entre la Chine du nord et la Chine du sud, suggérée par les données géologiques (Zhang et al., 1995). La solution géodésique la plus complète et cohérente aujourd'hui sur l'Asie est la solution de Wang et al. (2001) pour la Chine. Nous avons décidé de la combiner avec notre solution pour la région Mongolie-Baïkal afin d'obtenir un champ de vitesse cohérent sur la majeure partie de l'Asie.

Chapitre 2

Champ de vitesse GPS 1994-2002 dans la région Mongolie-Baïkal

GPS measurements of crustal deformation in the Baïkal-Mongolia area (1994-2002) : Implication for current kinematics of Asia.

(J. Geophys. Res., vol 108, B10, 2501, doi :10.1029/2002JB002373, 2003)

E. Calais[1], M. Vergnolle[2], V. San'kov[3], A. Lukhnev[3], A. Miroshnitchenko[3], S. Amarjargal[4] et J. Déverchère[5].

[1] Purdue University, Department of Earth and Atmospheric Sciences, West Lafayette, IN 47907-1397, USA.

[2] University of Nice, UMR 6526, CNRS Géosciences Azur, 250 Rue A. Einstein, 06560 Valbonne, France.

[3] Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Lermontova Street, Irkutsk, Russia.

[4] Research Center for Astronomy and Geophysics, Ulan Baatar, Mongolia

[5] University Bretagne Occidentale, UMR CNRS 6538, Technopôle Brest-Iroise, Place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France

Abstract We present new geodetic results of crustal velocities over a large part of northern Asia based on GPS measurements in the Baikal rift zone and Mongolia spanning the 1994-2002 period. We combine our results with the GPS velocity field for China of Wang et al. (2001) and derive a consistent velocity field for most of Asia. We find contrasted kinematic and strain regimes in Mongolia, with northward velocities and NS shortening in westernmost Mongolia but east- to southeastward motion and left-lateral shear for central and eastern Mongolia. This east- to southeastward motion of central and eastern Mongolia is accommodated by left-lateral slip on the E-W trending Tunka, Bolnay, and Gobi Altay faults (2±1.2 mm/yr, 2.6±1.0 mm/yr, and 1.2 mm/yr, respectively) and by about 4 mm/yr of extension across the Baikal rift zone. Consequently, ∼15% of the India-Eurasia convergence is accommodated north of the Tien Shan, by NS shortening combined with dextral shear in the Mongolian Altay, by eastward displacements along major left-lateral strike-slip faults in central and eastern Mongolia. We find a counter-clockwise rotation of North and South China as a quasi-rigid block around a pole north of the Stanovoy belt, which rules out the existence of an Amurian plate as

previously defined and implies less than 2 mm/yr of left-lateral slip on the Qinling Shan fault zone.

2.1 Introduction

The ability of plate tectonics concepts to describe deformation of large continental areas like Asia or the Western United States is subject to much debate. End-member models assume that continents deform either by rigid motion of lithospheric blocks along narrow fault zones or by viscous flow as continuously deforming solids. Discriminating these end-member models requires spatially dense measurements of surface strain rates covering the whole deforming area, including areas outside the obvious active faults and plate boundary zones.

Asia is the major example of present-day deformation of a large continental domain (figure 2.1). Current deformation in Asia is distributed over a broad area extending from the Himalayas in the south to the Baikal rift zone in the north, with a number of rigid blocks such as the Tarim basin, South China, North China, and the Sunda block, embedded in the deforming zone. The analysis of Landsat imagery in the late 1970's (Tapponnier et Molnar, 1977, 1979), together with geologic and seismological data (e.g. Molnar et Deng, 1984; Molnar et al., 1987), led to the identification of a limited number of large strike-slip faults straddling Asia, accommodating lateral displacements of these rigid lithospheric blocks. Some of the India-Eurasia convergence is also accommodated by thrusting and crustal shortening in high topography compressional ranges such as the Himalayas, the Pamir-Tien Shan range, the Mongolian Altay and Gobi Altay. In addition, Asia is characterized by two broad high elevation plateaus, the Tibetan and Mongolia plateaus, with an average elevation of 5,000 and 2,500 m and crustal thicknesses up to 70 and 50 km, respectively.

It was recognized early on that intracontinental deformation in Asia was the result of the collision between India and Eurasia (Argand, 1924). Since then, a number of deformation models have been proposed to explain the available geological and geophysical data sets. "Kinematic" models propose that continental deformation occurs by eastward extrusion of lithospheric blocks of quasi-rigid behavior, bounded by lithospheric-scale strike-slip faults, in response to the India-Eurasia collision (Tapponnier et al., 1982; Peltzer et Tapponnier, 1988; Avouac et Tapponnier, 1993; Peltzer et Saucier, 1996). In these models, continental deformation is entirely edge-driven, and continental tectonics does not differ from that of the oceans. Conversely, "dynamic" models assume that the lithosphere can be treated as a continuous viscous medium. In these models, India-Eurasia convergence is accommodated by crustal thickening, inducing lateral variations in gravitational potential energy that, in turn, drive the present-day deformation (Vilotte et al., 1982; England et Houseman, 1986; Cobbold et Davy, 1988; Houseman et England, 1986, 1993; England et Molnar, 1997a; Magnier et al., 2002). While the advances made in modelling continental deformation in Asia during the last 20 years are impressive, each of these studies have suffered from limited data quality and quantity. The differences in the conclusions drawn might not only reflect the true complexity of deformation processes and heterogeneity of the lithosphere, but also the limitations of the data sets used.

The past few years have seen a rapid increase in the amount of geodetic results

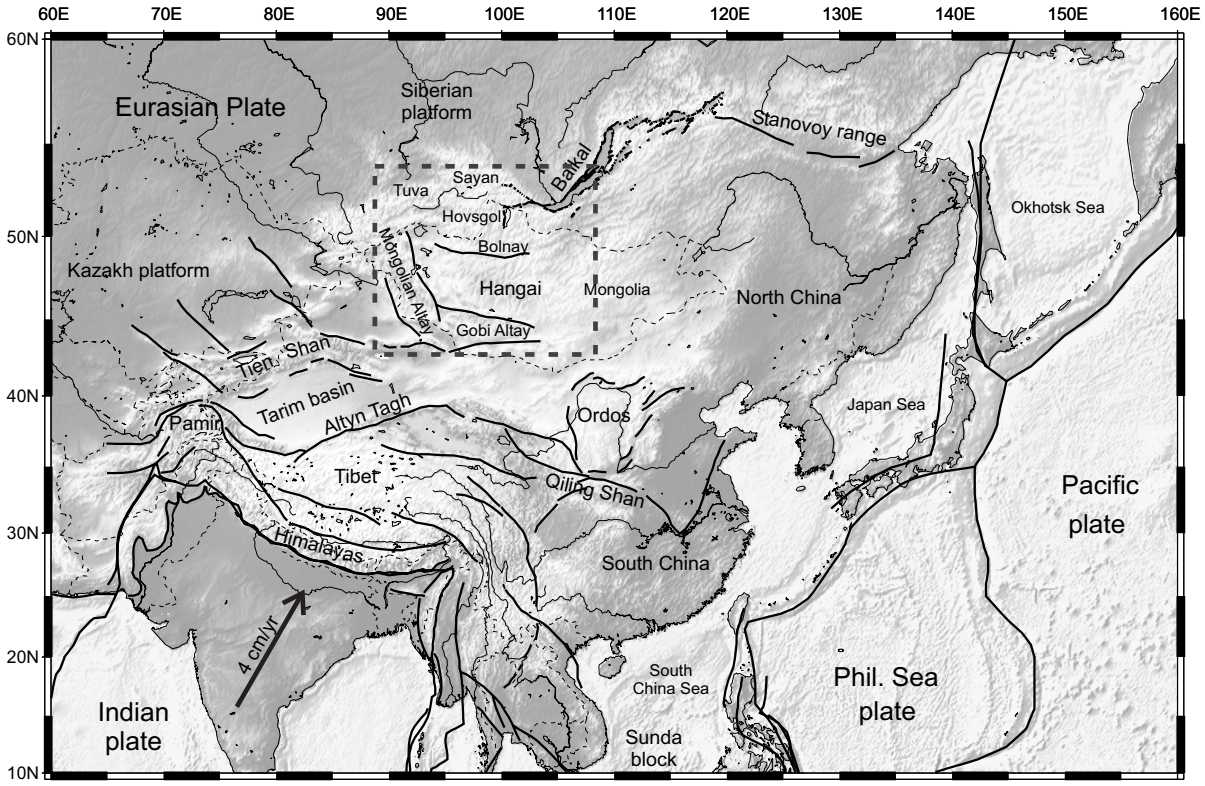

Fig. ***2.1:*** *Topography, main active faults, and index of the geographical names used in this paper. The box centered on Mongolia shows the study area, shown in more detail on figure 2.2.*

available in Asia (e.g. Abdrakhmatov et al., 1996; Bilham et al., 1997; King et al., 1997; Paul et al., 2001; Calais et al., 1998; Larson et al., 1999; Heki et al., 1999; Shen et al., 2000; Chen et al., 2000; Kogan et al., 2000; Calais et Amarjargal, 2000; Bendick et al., 2000; Wang et al., 2001; Calais et al., 2002). One of the main motivations for geodetic studies is the hope to discriminate between "kinematic" deformation models, that favor the motion of rigid crustal blocks along large active faults, and "dynamic" models, that favor deformation by lithospheric thickening with a significant role of buoyancy forces rather than the extrusion of rigid crustal blocks (see discussion above). For instance, Bendick et al. (2000) claim that the 9 mm/yr GPS-derived slip rate on the Altyn Tagh fault, together with N-S shortening of Tibet at ∼9 mm/yr, supports the idea of pervasive deformation and thickening of the Asian lithosphere better than extrusion models. On the other hand, the eastward velocity of south China at 8 to 10 mm/yr measured by GPS (e.g. Larson et al., 1999; Wang et al., 2001) fits kinematic and dynamic models equally well. Therefore, even though it is now accepted that only 20 to 30% of the India-Eurasia convergence is accommodated by lateral extrusion of continental blocks (e.g. Molnar et Gipson, 1996; Peltzer et Saucier, 1996), no consensus has yet been reached on the processes and relative importance of the forces that drive present-day continental deformation in Asia.

One of the reasons may reside in the geographical distribution of the available geodetic data, mostly concentrated in the Himalayas, Tibet, Pamir-Tien Shan, and surrounding regions (mostly south China). In contrast, the current level of knowledge is much lo-

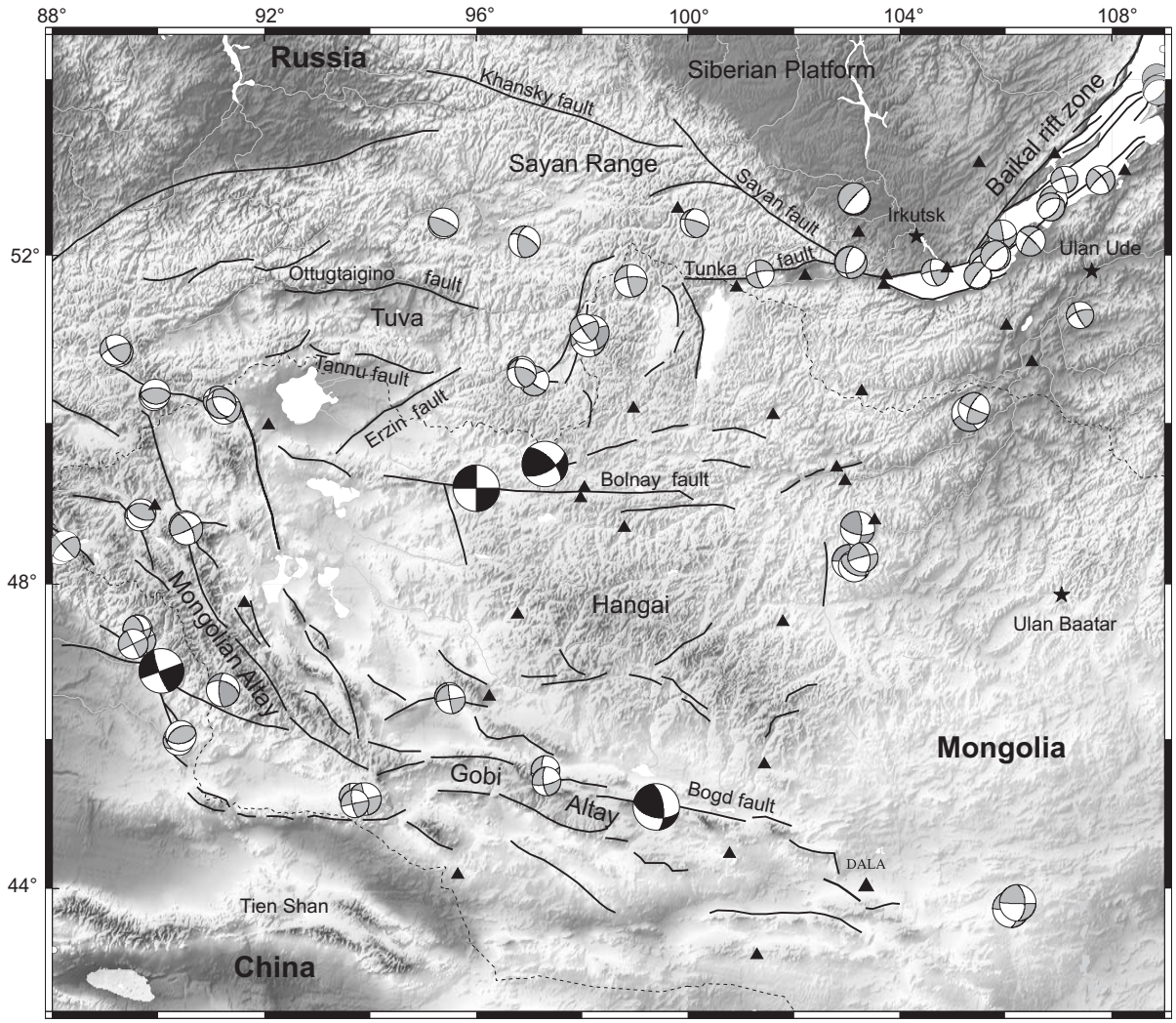

Fig. 2.2: *Topography, main active faults, and focal mechanisms of major earthquakes (6<M<8 in grey, M>8 in black) in the Mongolia-Baikal region (see location map on figure 2.1). Triangles : location of campaign GPS sites. Black stars : permanent GPS sites. Topography indicates strong elevation changes from the Siberian craton to the north (∼450m), to the Hangay dome and Mongolia-Altay belt (∼4500m).*

wer to the north in Northern China, Mongolia, and southern Siberia, to a point where active deformation in these regions is sometimes assumed to be negligible or even not considered at all in the models, in spite of major active structures such as the Baikal rift zone, the Altay mountains, and M8 and greater historical earthquakes in Mongolia and the Baikal rift zone (Okal, 1977; Khilko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993). As a result, intracontinental deformation in Asia is sometimes thought of as equivalent to India-Eurasia collision, even though the relative importance of the collision versus other processes (such as continental subduction, gravitational potential energy, mantle dynamics, shear traction at oceanic subductions) in the current force balance in Asia is still matter of debate.

In addition, although geodetic data could potentially provide decisive constraints for discriminating deformation models and assessing the rheology of the Asian lithosphere, the available geodetic data sets suffer a number of problems. First, most solutions cover only parts of Asia. The most comprehensive solution to date (Wang et al., 2001) covers most of China but does not include the Altay area, Mongolia, and the Baikal rift zone. Moreover, the solutions published so far are expressed in significantly different reference frames and therefore cannot be readily compared. Finally, the definition of a Eurasia-fixed framework to map the velocity has proven difficult to achieve (Kogan et al., 2000; Calais et Amarjargal, 2000; Sella et al., 2002).

In this paper, we present new geodetic results of crustal velocities over a large part of northern Asia in the Baikal rift zone and Mongolia based on GPS measurements spanning the 1994-2002 period (figure 2.2). We put a particular emphasis on the definition of a Eurasia-fixed reference frame for mapping the GPS-derived velocities. We combine our results with recently published velocities for China (Wang et al., 2001), produce a consistent velocity field that covers most of Asia, and discuss its implications in terms of continental deformation in Asia.

2.2 Data and Methods

2.2.1 GPS data processing

We began GPS measurements in July 1994 in the Baikal rift zone and in August 1997 in western Mongolia. The whole network currently consists of 44 sites, all of which have been surveyed at least three times. The measurements were made with Ashtech Z12 GPS receivers, initially equipped with Geodetic II and Geodetic III antennas, and with choke ring antennas since 1998. During each campaign, each site was usually surveyed 22 to 24 hours a day for an average of three consecutive days. In addition, we incorporate GPS data from two permanent sites located inside the network : Irkutsk (IRKT), which has been operating in the framework of the International GPS Service for Geodynamics (IGS) since October 1996, and Ulan Baatar (ULA1), which operated continuously from 1995 to 2000 and has since been replaced by the ULAB IGS station. The data set contains a total of 464 site.days and 1822 daily RINEX (Receiver INdependent EXchange format) files.

We analyze pseudorange and phase GPS data in single-day solutions using the GAMIT software (King et Bock, 2002). We solve for regional station coordinates, satellite

state vectors, 7 tropospheric zenith delay parameters per site and day, and phase ambiguities using doubly-differenced GPS phase measurements. We use IGS final orbits, IERS earth orientation parameters, and apply azimuth and elevation dependent antenna phase center models, following the tables recommended by the IGS. We include 16 global IGS stations to serve as ties with the ITRF2000 (Altamimi et al., 2002). The least squares adjustment vector and its corresponding variance-covariance matrix for station positions and orbital elements estimated for each independent daily solution are then passed to a Kalman filter (GLOBK, Herring et al., 1990) and combined with global SINEX (Solution Independent Exchange format) files from the IGS daily processing routinely done at Scripps Institution of Oceanography (SIO). We then impose the reference frame using this combined solution by minimizing the position and velocity deviations of IGS core stations with respect to the ITRF2000 while estimating an orientation, translation and scale transformation. The height coordinates and vertical velocities are weighted by a factor of 10 less than the horizontal components. This estimation is based on 41 globally distributed stations, that we chose as the ones with the lowest uncertainties in position and velocity in the ITRF2000 definition. The post-fit root-mean-square (RMS) of the reference frame stabilization is 2.3 mm in position and 0.6 mm/yr in velocity.

Our results over the eight year period 1994-2002 are listed in Table 2.1. The standard deviations have been computed by scaling the formal 1-σ uncertainties of the final adjustment by the overall chi-squared per degree of freedom. Long term baseline repeatabilities (weighted RMS scatter about the best fit linear regression to the position time series) are 2 to 4 mm for the horizontal components and 5 to 12 mm for the vertical component. The velocity field, described hereafter, confirms and consolidates earlier results obtained in the southern part of the Baikal rift zone and northern Mongolia using a smaller number of sites and shorter time span (Calais et al., 1998, 2002). In addition, velocities are now available at 24 new sites in the Baikal rift zone and western Mongolia.

2.2.2 Eurasia reference frame

We define the Eurasian plate by inverting GPS velocities at 15 sites distributed across the Eurasian plate (YAKT, IRKT, KSTU, ARTU, ZWEN, GLSV, GRAZ, WSRT, POTS, WTZR, KOSG, CAGL, NRIL, NVSK, VILL ; figure 2.3). This site distribution is similar to the one used by Kogan et al. (2000), but covers a broader area than the one used by Wang et al. (2001). Contrarily to Kogan et al. (2000) and Wang et al. (2001), we did not use KIT3, POL2, and IRKT to define the Eurasian plate because these sites are located in Central Asia within 50 km of actively deforming areas (Tien Shan mountains and Baikal rift zone). We also avoided using stations located in areas where the contribution of glacial isostatic adjustment to horizontal velocities may be greater than 1 mm/yr such as ONSA, NYAL, and METS (Milne et al., 1991; Sella et al., 2002). Four of the sites chosen to define Eurasia are included in our regional solutions as well as in the global solutions downloaded from the SIO IGS analysis center (YAKT, GRAZ, NVSK, KSTU). These sites therefore benefit from the redundancy of the combination of two independent solutions.

We subtract the Eurasia-ITRF2000 rotation found here from the ITRF2000 velocities in order to map our results in a Eurasia-fixed frame (Table 2.2). The residual velocities are shown on figure 2.3 for the Eurasian plate and most of Asia, and on figure 2.4 for the

Site	lon	lat	V_e	V_n	σ_e	σ_n	Corr.
ALTA	96.25	46.55	3.9	2.0	0.4	0.3	0.039
ANGA	106.58	52.79	-0.9	1.5	0.5	0.4	-0.001
ARVA	102.79	46.26	6.1	-0.7	0.9	0.8	-0.067
ARVX	103.02	46.12	5.2	1.0	1.0	0.6	-0.045
BADA	102.21	51.76	0.6	-0.5	0.3	0.3	-0.012
BATS	110.85	48.52	1.0	-3.5	0.7	0.5	0.087
BAYA	105.50	53.06	-2.2	3.0	0.6	0.6	-0.010
BOL1	98.05	49.21	2.3	-0.2	0.3	0.3	0.009
BOL2	97.98	49.08	3.0	1.4	0.4	0.4	0.004
BULG	103.52	48.80	1.5	0.5	0.3	0.3	-0.004
BZUR	98.98	50.18	1.6	-0.9	0.4	0.3	-0.023
CHOI	114.58	48.09	2.0	-2.4	0.5	0.4	0.058
DALA	104.43	43.59	4.8	1.2	0.3	0.2	-0.015
ERBL	101.61	50.10	1.4	2.1	0.3	0.3	0.001
ERDE	104.22	49.04	-0.3	-2.6	1.4	1.0	-0.017
HADR	103.22	52.26	-0.5	-0.9	0.4	0.5	0.037
HARA	102.35	51.60	0.8	1.0	1.1	0.9	-0.034
HOVD	91.63	47.76	2.1	4.7	0.5	0.3	0.025
IKUL	98.80	48.71	2.7	-0.1	0.5	0.3	-0.003
IRKT	104.32	52.22	-0.6	0.3	0.1	0.1	-0.052
KHAR	100.79	44.47	3.9	-0.1	0.5	0.4	0.015
KIAT	106.49	50.74	1.8	-0.6	0.2	0.2	-0.022
KULT	103.74	51.77	0.7	0.2	0.3	0.3	0.004
LIST	104.89	51.85	0.1	2.1	0.3	0.2	-0.041
MAND	106.22	45.80	3.6	-0.2	0.4	0.3	-0.030
MOND	100.91	51.62	0.5	-0.4	0.4	0.3	-0.017
MURN	100.10	49.66	2.1	0.3	0.4	0.4	-0.041
NSEL	102.81	49.45	0.5	1.1	0.4	0.3	-0.013
NVSK	83.24	54.84	-0.7	1.3	0.7	0.5	0.014
ORLK	99.80	52.54	-0.4	2.2	0.4	0.3	-0.038
SLYU	103.70	51.65	0.9	0.0	0.3	0.2	-0.003
SSEL	102.96	49.29	1.4	0.5	0.4	0.4	0.011
SUKG	106.25	50.23	1.2	-1.5	0.3	0.3	-0.038
TEEG	101.44	45.67	2.0	-1.7	0.6	0.4	0.010
TES1	95.87	49.62	0.3	2.4	0.5	0.4	0.047
TSET	101.80	47.52	4.3	-1.4	0.5	0.4	-0.011
TURK	108.24	52.97	1.0	-0.3	0.3	0.3	-0.010
UDUN	106.01	51.17	1.5	-0.9	0.2	0.2	-0.036
ULA1	107.05	47.87	3.7	-1.8	0.3	0.2	-0.011
ULAA	92.08	49.97	0.8	2.8	0.4	0.3	0.032
ULGI	89.94	48.98	2.1	4.6	0.5	0.4	0.032
ULIA	96.78	47.61	3.6	0.7	0.5	0.3	0.018
UNDE	110.59	47.26	1.8	-0.6	0.6	0.4	0.071
UNDU	101.31	43.09	3.2	0.5	0.5	0.3	0.017
URUM	87.60	43.81	2.6	10.0	0.2	0.1	-0.001
UZUR	107.74	53.33	-0.8	2.0	0.4	0.4	0.040
ZAKM	103.28	50.38	2.5	0.8	0.5	0.6	0.060

Tab. *2.1:* *Velocities (V, $mm.yr^{-1}$) with respect to Eurasia and associated one standard deviation formal errors (σ, $mm.yr^{-1}$).*

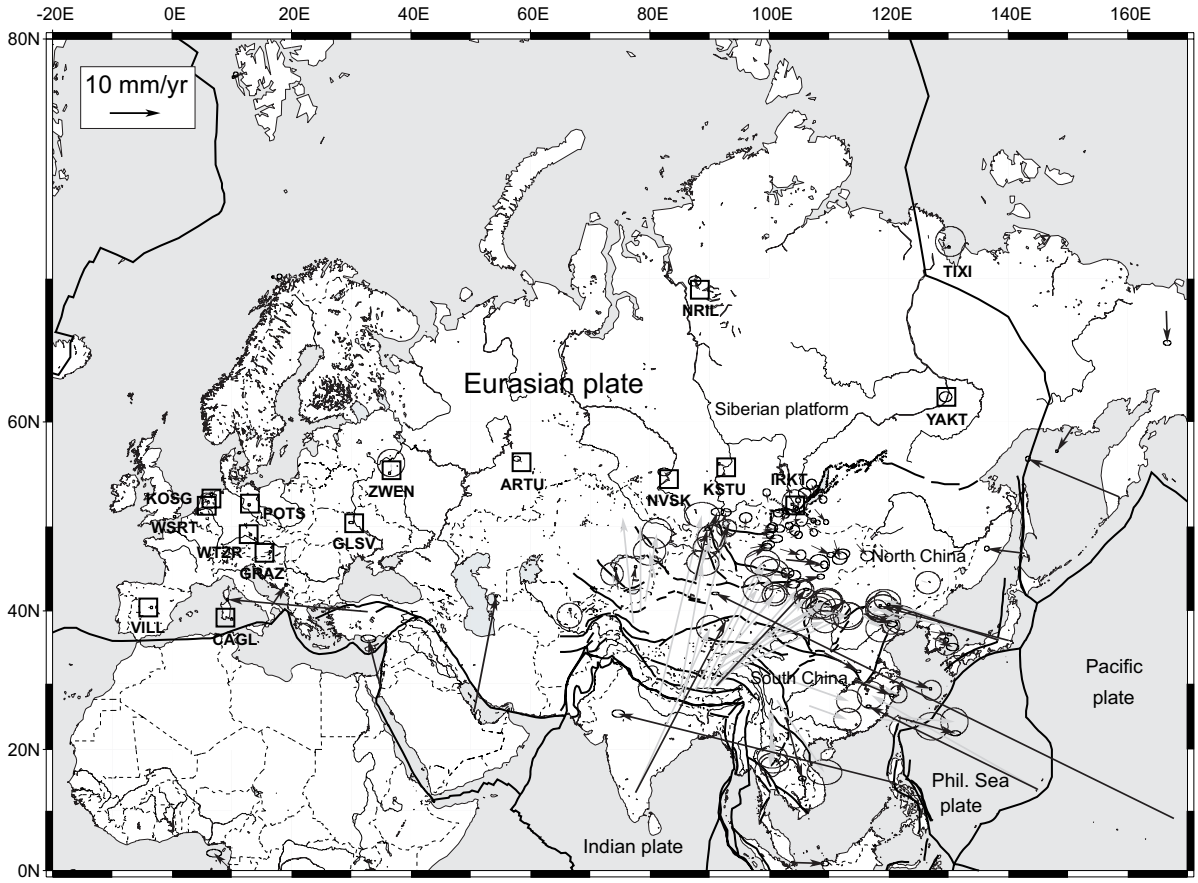

Fig. *2.3: GPS-derived velocities with respect to Eurasia. Squares show sites used to estimate the ITRF2000-Eurasia rotation parameters. Ellipses are 95% confidence.*

Plates	Lat. (deg.)	±	Long. (deg.)	±	Rate (deg./My)	±
Eura-ITRF	52.266	0.18	-107.022	0.18	0.245	0.005

Tab. *2.2: Eurasia-ITRF2000 rotation parameters.*

Mongolia-Baikal area. We find significant residual velocities at POL2, KIT3, and NYAL (as well as at TROM), which justifies, a posteriori, our choice of excluding these sites from the definition of stable Eurasia. We find a systematic NW-ward residual at stations located in the eastern part of the Eurasian plate (east of the Ural mountains : NVSK, KSTU, YAKT, NRIL), however close or below their associated uncertainty. We find insignificant residual velocities at IRKT and ONSA. Adding these sites to the Eurasia reference frame definition has no significant impact on the resulting Eurasia-fixed velocity field. We find no significant residual velocity at TIXI, situated on the north American plate, close to the seismically active area that marks the Eurasia/North America plate boundary (Cook et al., 1986). This result is consistent with the location of the Eurasia-North America Euler pole derived from several geodetic studies (Kogan et al., 2000; Sella et al., 2002) found to be located close to TIXI.

2.3 Combination

In order to obtain a consistent velocity field for Asia, we combined our results with the velocities published by Wang et al. (2001). We used 22 continuous IGS sites common to the two data sets (GUAM, TSKB, YAKZ, TIXI, TAEJ, SUWN, TAIW, SHAO, BJFS, WUHN, XIAN, BAKO, IRKT, NTUS, KUNM, KSTU, LHAS, URUM, SELE, POL2, KIT3, ZWEN) to estimate a 7-parameter Helmert transformation between the two solutions and convert Wang et al. (2001)'s velocities from ITRF97 to ITRF2000. We did not use the vertical velocities in the estimation because of the large uncertainties associated with this component. The RMS of the differences at the 22 common sites between the Wang et al. (2001)'s horizontal velocities in ITRF2000 and ours is 1.1 mm/yr. The relatively good fit probably results from the fact that the transformation is based on continuous GPS stations with a long data time span in both solutions (1991-2001 in Wang et al. (2001), 1994-2002 in this work). We then converted the combined velocity field in a Eurasia-fixed frame using the ITRF2000-Eurasia rotation parameters described above. The resulting combined velocity field is shown on figure 2.7. Note that we chose to discard sites that had an uncertainty larger than 1.5 mm/yr at the 95% confidence level.

2.4 Interpretation and discussion

2.4.1 Mongolia-Baikal area

Mongolia occupies a peculiar place in Asia (figure 2.2), at the transition between a N-S convergent province to the south in the Tien Shan and a NW-SE extensional province to the north in the Baikal rift zone (e.g. Baljinnyam et al., 1993; Cunningham et al., 1996a,b; Schlupp, 1996; Bayasgalan, 1999; Bayasgalan et al., 1999). Western Mongolia is an area of high elevation (1600 m average), with contrasting topographic features (figure 2.2) : (1) two narrow linear belts that develop along major strike-slip faults, the Altay to the west with right-lateral motion on N150 trending strike-slip faults, the Gobi Altay to the south with left-lateral motion on N100 trending strike-slip faults ; (2) two broad dome-shaped areas of elevated relief associated with sparse Cenozoic and

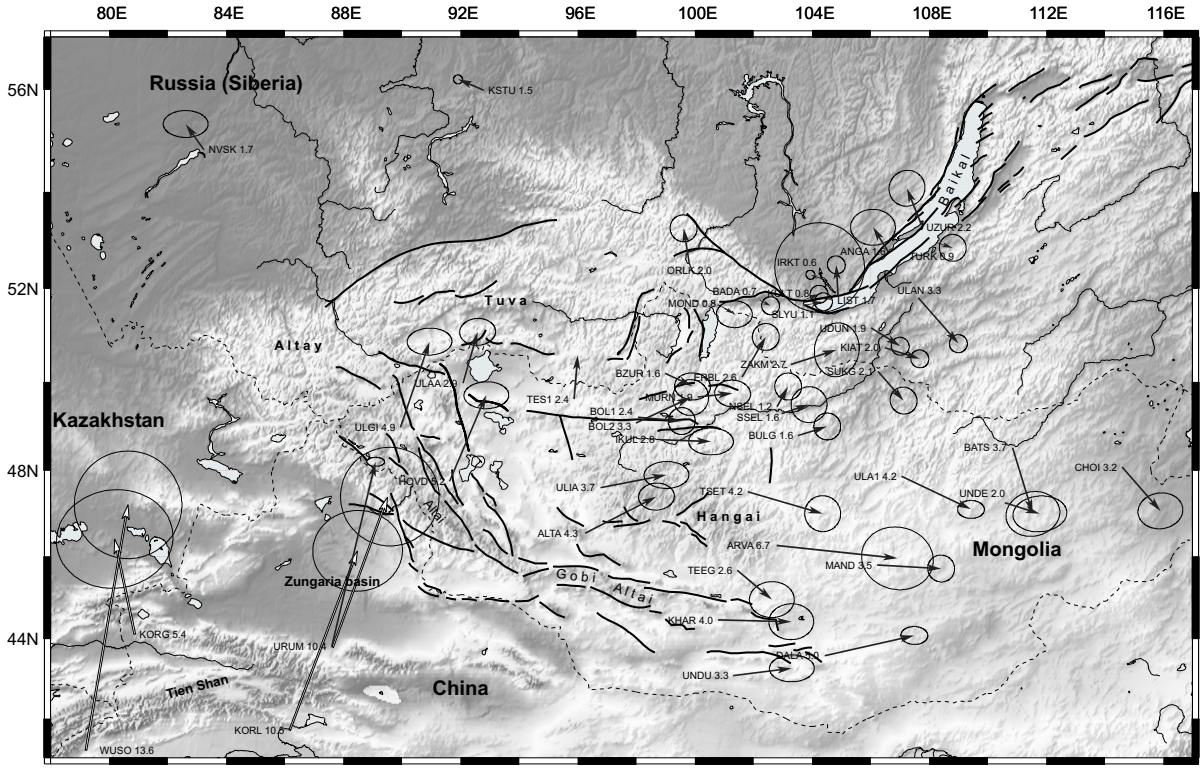

Fig. *2.4: GPS-derived velocities with respect to Eurasia. Ellipses are 95% confidence. Numbers by the site names are velocities with respect to Eurasia in mm/yr.*

Quaternary volcanics and a moderate heat flow, the Hangai and Hovsgol domes. These two features are not associated with recent faulting, except for a few short normal faults in the central part of the Hangai dome and along the Hovsgol and Busingol half-grabens. The Altay and Gobi Altay ranges show evidence for strike-slip and shortening, but their relative amount is unknown. The current strain regime in Mongolia is usually inferred to be transpressional, resulting from the combination of the NS India-Eurasia convergence and the eastward extrusion of Tibet and China (Tapponnier et Molnar, 1979).

West of the Hangai and Hovsgol domes, we find velocities[1] directed northwards, with rates decreasing from south to north, from 10 mm/yr south of the Altay at Urumqi, ∼4 mm/yr in the Altay, to about zero on the Siberian platform. This gradual northward decrease of velocities suggests shortening distributed over a broad area. Some of that shortening may be accommodated by right-lateral motion on NW-SE trending faults in the Altay. The velocities at ULAA and TES1 suggest that about 3 mm/yr of shortening occurs north of western Mongolia, in the mountains of the Tuva Republic. Active deformation in the Tuva area and further east in the Sayan mountains is poorly known. However, recent geological observations along the Kansky fault on the northern border of East Sayan range (figure 2.2) report reverse fault scarps affecting Quaternary lacustrine sediments, with a total throw reaching 8 m (Arzhannikov et al., 2003). Similar investigations along the EW trending Ottugtaigino-Azassky and South Tannu-Ola faults and the NE trending Erzin-Agardag fault (figure 2.2) report post-Late Pleistocene left lateral

[1] Velocities discussed below are with respect to Eurasia, unless quoted otherwise.

strike-slip motions with reverse component (Arzhannikov, 2000; Parfeevets et al., 2002). These observations are consistent with the GPS data and suggest that the Tuva-Sayan area is currently deforming, possibly under a strain regime combining NS compression and left-lateral strike-slip.

One of the most striking features of the velocity field shown on figure 2.4 is the sharp transition between northward velocities west of ∼96°E longitude and eastward velocities east of that longitude. Using an average ∼5 mm/yr NNE-ward velocity for the Altay (see sites ULGI and HOVD on figure 2.4), and an average ∼4 mm/yr ENE velocity for the western part of the Hangai dome (sites ALTA and ULIA on figure 2.4), results in ∼4 mm/yr of relative motion between the two domains, probably accommodated by right-lateral strike-slip on the NNW-SSE trending faults of the Altay range.

In central Mongolia, from the Gobi Altay to the Hovsgol dome (i.e. from 96°E to 104°E), we find velocities directed eastward, with the east velocity component decreasing from ∼4 mm/yr in the Gobi Altay to zero on the Siberian platform. This NS velocity gradient appears clearly in the velocity component parallel to the major strike-slip faults, whereas the fault-perpendicular component shows a larger scatter (figure 2.5). This spatial fault-parallel velocity gradient suggest elastic strain accumulation on the Tunka, Bolnay, and Bogd strike-slip faults. We construct a simple deformation model that assumes elastic strain accumulation on locked faults embedded in an elastic half-space (e.g. Savage, 1983). Faults are locked from the surface through the brittle upper crust and slip freely below that depth. Input into the model includes fault location, dip, strike, and sense of slip as constrained by geologic data (Khilko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993; Kurushin et al., 1997), as well as fault locking depth.

The distribution of earthquakes with depth in the Baikal rift zone and Mongolia shows that most of the seismicity is concentrated between 10-20 km, but that the crust is seismogenic at depths as great as ∼35-40 km (Déverchère et al., 1993; Vertlib, 1981; Bayasgalan, 1999; Déverchère et al., 2001). For instance, Bayasgalan (1999) used waveform modelling of several recent earthquakes in Western Mongolia and found that 5 out of 29 earthquakes with m_b>5.0 occurred at depths between 20 and 30 km. These indications of a thick seismogenic crust in the Western Mongolia-Baikal area are consistent with the analysis of the earthquake depth distribution in terms of rheological properties of the lithosphere, that indicates a brittle-ductile transition at about 25 km and a seismogenic thickness of 35±5 km (Déverchère et al., 2001). We will therefore use a 35 km thick seismogenic depth in our models. In order to account for postseismic relaxation effects of the Bolnay and Bogd earthquakes, that are still contributing to surface deformation in Mongolia in the time period of the GPS measurements at the 1-2 mm/yr level (Vergnolle et al., 2003), we remove the postseismic effects from the observed GPS velocities according to the best-fit model of Vergnolle et al. (2003).

We model the Tunka, Bolnay, and Bogd faults as pure strike-slip faults with vertical dip, as indicated by the source mechanism of the major earthquakes that occurred on these faults. An additional component of shortening may be associated with the Bogd fault (Kurushin et al., 1997). However, including that additional reverse component did not significantly affect our results. Also, the number of GPS sites available near the Bogd fault is too small and the scatter of their fault-perpendicular velocity components too large to allow us to derive conclusions on fault-perpendicular motion at this point. We prescribe a 1.2 mm/yr slip rate on the Bogd fault, according to the average Holocene rate

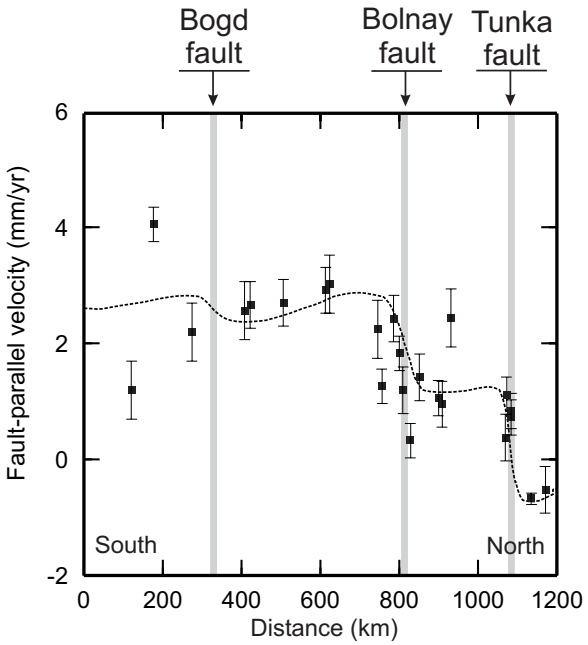

Fig. 2.5: *Fault-parallel velocities on a north-south profile across central Mongolia. Dashed line = elastic strain accumulation model, using the best-fit parameters (explanations in text), squares = GPS velocity and associated 95% confidence error bar. The grey lines indicate the location of the three faults modelled. The apparent "reverse" gradients are result of the projection.*

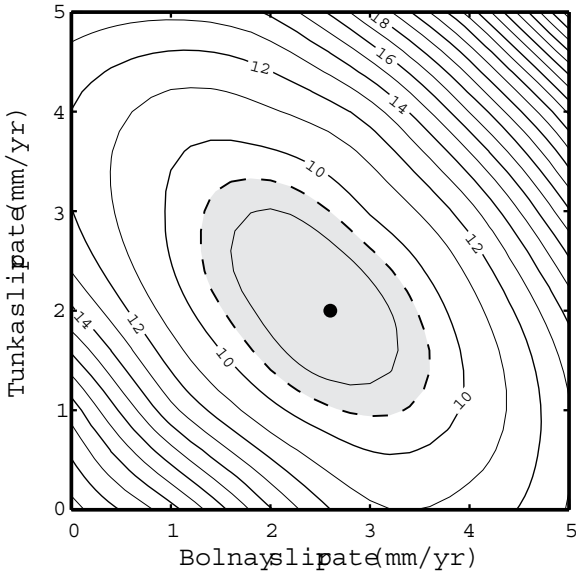

Fig. 2.6: *Contour plots of the χ^2_r statistic for the Bolnay fault versus Tunka fault slip rates. The dashed line is the boundary of the 95% confidence area.*

estimated by Ritz et al. (1995). The slip rate on the Bolnay and Tunka faults are unknown, we estimate these two parameters by running a series of models and ranking them by their χ^2 statistics. Figure 2.6 shows that the best fit is obtained with 2±1.2 mm/yr of slip on the Tunka fault and 2.6±1.0 mm/yr of slip on the Bolnay fault (95% confidence). No Holocene geologic slip rates have yet been published for the Bolnay fault. Using offsets in Holocene alluvial fans along the Tunka fault, San'kov et al. (2002) found a minimum left-lateral slip rate of 0.86-2.5 mm/yr. Figure 2.5 compares the GPS data with the best-fit elastic strain accumulation model. This result does not change significantly if we prescribe 0 mm/yr of slip on the Bogd fault. Repeating this search with locking depths ranging from 10 to 55 km show that the lowest χ^2 value is indeed obtained for 35 km. These low slip rates are consistent with the long repeat time of large earthquakes on large strike-slip faults in Mongolia (3,000 to 4,000 years, Prentice et al., 2002; Ritz et al., 2003). Also, the 5.8 mm/yr cumulative left-lateral slip rate across central Mongolia found here is consistent with the total amount of simple shear estimated by Vergnolle et al. (2003) on the basis of an inversion of the GPS velocities that accounts for postseismic effects of the large Mongolia earthquakes.

East of the Hangai dome (i.e. east of about 104°E), GPS velocities are directed east- to southeastward at 2 to 5 mm/yr. In that area, the most prominent active structure is the Baikal rift zone, the largest active continental rift system in Eurasia. It extends over a distance of about 2000 km along the S-shaped paleozoic suture that separates the Siberian Platform to the north from the Sayan-Baikal mobile belt to the south. The GPS velocities indicate that the Baikal rift zone is currently opening at 4±1 mm/yr (using stations IRKT, LIST, ANGA, UZUR on its northern flank and stations TURK, ULAN, UDUN, KIAT, and SUKG on its southern flank, figure 2.4). This result is in good agreement with geological estimates based on topographic offsets in Holocene alluvial fans, that indicate 3.2±0.5 mm/yr of total extension in the northern part of the Baikal rift zone during the last 10,000 years (San'kov et al., 2002). The direction of extension is roughly perpendicular to the direction of the major normal faults, except in the southernmost part of the rift zone, where extension is combined with left-lateral shear, as also indicated by earthquake focal mechanisms (Solonenko et al., 1997; Delvaux et al., 1997; Delouis et al., 2002). The velocities found here south of the Baikal rift zone and in eastern Mongolia are consistent with southeastward velocities found by Shen et al. (2000) and Wang et al. (2001) at GPS sites in North China. We present hereafter a further discussion of these velocities in the broader context of crustal motions in Asia.

2.4.2 Comparison with deformation models of Asia

The GPS velocity field on figure 2.7 shows many of the most prominent features predicted by most deformation models of Asia, in particular the NNE-SSW shortening between India and the Tarim basin, accommodated in part by eastward motion of Tibet and south China and by clockwise rotation of eastern Tibet around the eastern Himalayan syntaxis, and the NNW-SSE shortening across the Tien Shan at ∼20 mm/yr in the west, decreasing eastward to ∼10 mm/yr.

Figure 2.8 shows a comparison between the observed GPS velocities and the kinematic model of Peltzer et Saucier (1996). The model predicts a combination of NS shortening north of the Indian plate (figure 2.8a and c) and eastward velocities in Tibet and South

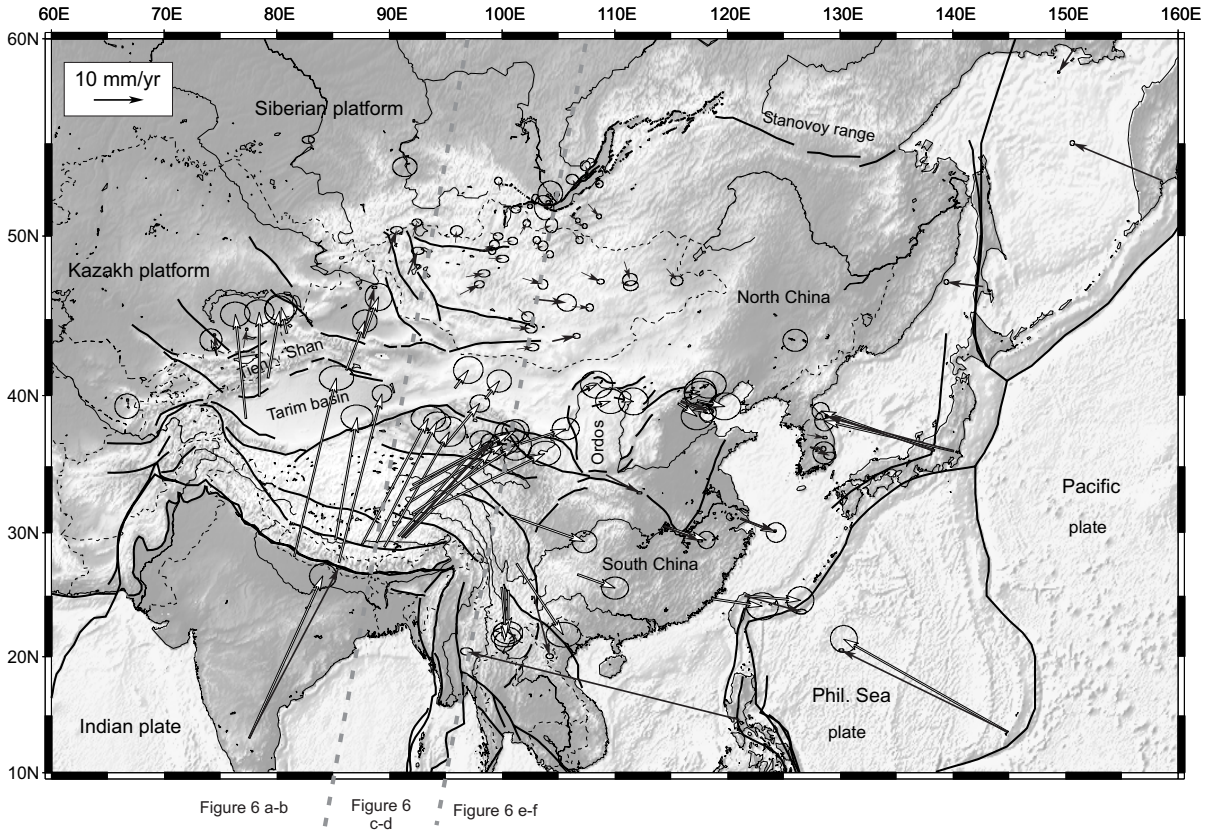

Fig. 2.7: *GPS-derived velocities with respect to Eurasia. Black arrows : our solution ; White arrows : Wang et al. (2001) solution after transformation into ITRF2000 and rotation into a Eurasia-fixed frame (explanation in text). The grey dashed lines across the figure delineate the 3 domains shown on figure 2.8. Ellipses are 95% confidence.*

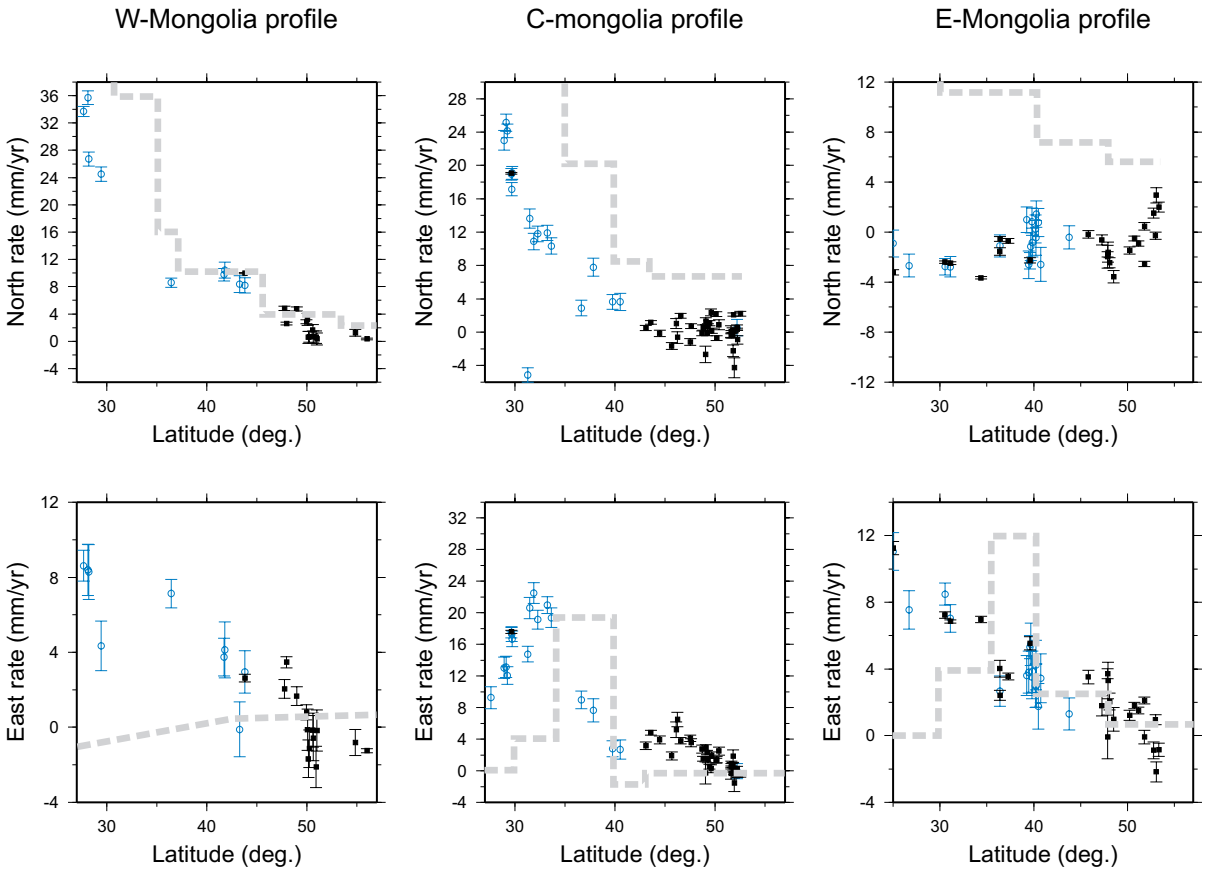

Fig. *2.8: Velocity profiles across Asia, based on the combination of the Baikal-Mongolia data set presented above (filled symbols) and the GPS results of Wang et al. (2001) (open symbols). The thick dashed gray line shows the velocity solution of Peltzer et Saucier (1996). The location and width of these profiles is shown on figure 2.7. W(est)-Mongolia profile (a : north, b : east), C(entral)-Mongolia profile (c : north, d : east), E(ast)-Mongolia profile (e : north, f :east).*

China (figure 2.8b and d), qualitatively consistent with the GPS observations. The model rates are overestimated in the NS component, which could simply reflect the choice of the NUVEL1A India-Eurasia convergence rate as boundary condition. Recent reevaluation of seafloor magnetic anomalies in the Indian ocean, together with splitting Africa into a Nubian and a Somalian plate indeed reduced the India/Eurasia convergence by about 25% (Gordon et al., 1999), consistent with the 38 mm/yr velocity found here in southern India (Bangalore, where NUVEL1A predicts 48 mm/yr). This lower angular velocity of India compared to NUVEL-1A is also supported by GPS-derived plate motion parameters for India (Paul et al., 2001; Sella et al., 2002).

The observed velocity field shows in general a smooth pattern, with deformation evenly distributed over a broad area. As expected, Peltzer et Saucier (1996)'s fault-bounded rigid block model shows deformation localized on single faults or in their close vicinity. This apparent disagreement requires a more detailed analysis, as it may result from a lack of spatial resolution in the GPS data and/or to elastic strain accumulation on locked faults. For instance, the Tarim basin is known to behave largely as a rigid block, rotating clockwise with respect to Eurasia (Avouac et Tapponnier, 1993; Molnar et Ghose, 2000).

A notable result of the GPS data is the absence of NS shortening in east China, which is contrary to the model prediction on figure 2.8e. Also, the GPS measurements show east- to southeastward motions in eastern Mongolia and north China, where the model shows northeastward motions (figure 2.7 and figure 2.8e and f). This is also quite clear for central Mongolia (figure 2.8c and d), with GPS data showing eastward velocities up to 5 mm/yr decreasing northwards to zero (pure E-W left-lateral shear), whereas the model predicts purely northward velocities (NS compression). Similarly, GPS results indicate that the Baikal rift zone is currently opening at 4 ± 1 mm/yr, consistent with previous GPS results based on a shorter data time span (Calais et al., 1998), whereas Peltzer et Saucier (1996)'s model predicts 0-1 mm/yr.

A possible explanation for these misfits could be that extrusion models are missing a significant dynamic component of the force balance driving continental deformation in Asia and/or that their rheology is not adequate. Extrusion models assume full coupling at the India/Eurasia collision zone, zero coupling along the Pacific subductions (no shear traction), and neglect gravitational forces. England et Molnar (1997a) and Flesch et al. (2001) propose that gravitational forces play a major role in the dynamics of continental deformation in Asia. Kong et Bird (1996) show that shear traction at the Pacific subductions has a significant impact on deformation over the entire Asian continent. They argue that, even though subduction shear traction may be low (less than 1 MPa), it will result in a significant net force because of the large N-S extent of the Pacific subductions. However, in spite of the possibility that forces and processes other than the India-Eurasia collision participate in driving continental deformation in Asia, their magnitude and relative importance remain currently unknown.

An important additional observation for the extrusion debate was recently reported by Wang et al. (2001). They find a low shortening rate across the eastern border of the Tibetan plateau (< 3 mm/year, also reported by Shen et al. (1999)) but 5 to 11 mm/yr of far-field convergence between eastern Tibet and south China. They interpret this apparent inconsistency as an indication that Tibet is not "pushing" south China eastward. In their interpretation, the Tibetan crust is rather rotating clockwise around the east

Sites used in estimation	Lat. deg.	±	Long deg.	±	Rate deg/My	±	χ^2
XIAN, BJFS, ULA1, CHOI, ULAN	58.360	6.11	130.968	-1.91	0.1430	0.0289	120.049
same + SHAO, WUHN	61.209	5.36	139.089	-1.31	0.1193	0.0132	172.618
same + GUIV, QUAN	60.578	4.61	136.746	-1.12	0.1229	0.0124	209.230

Tab. *2.3: Rotation parameters for north and south China with respect to Eurasia.*

Himalayan syntaxis resulting in the southward velocities observed in southwestern China, and the eastward motion of south China is occurring independently of the motion of Tibet. Similarly, the east- to southeastward velocities in Mongolia and North China with respect to Eurasia also suggest that crustal motions and deformations in northern Asia occur independently of the NS shortening observed further south from the Himalayas to the Tien Shan. If the eastward motion of south and north China is not solely driven by India-Eurasia collision, then the driving force for the counter-clockwise rotation of north and south China as a quasi-rigid block may be sought in the dynamics of the subduction zones bordering Asia to the east.

2.4.3 Current motion of North and South China

One of the implications of kinematic models of Asia is a significant differential motion between north and south China, assumed to be accommodated by left-lateral slip on the Qinling Shan and Ordos graben faults. On the contrary, dynamic models imply no or very little differential motion between north and south China, as a large part of the deformation is accommodated by crustal thickening rather than lateral block motions.

We test the hypothesis of a differential motion between north and south China by estimating rotation parameters using the best determined sites located on the north China block : XIAN, BJFS, ULA1, ULAN, CHOI. The resulting parameters and associated χ^2 are given in Table 2.3. We do not include continuous sites in Korea because of the proximity of the strongly coupled subduction of the Pacific Sea plate under southern Japan, associated with elastic strain accumulation in the upper plate reaching far inland (Mazzotti et al., 2000). In a second step, we add sites WUHN and SHAO, located on the south China block, and estimate new rotation parameters for the new site subset (Table 2.3). We then use an F-ratio test to compare the results of the two least-squares estimations. We find that the two estimates are similar at the 67% confidence level. Adding the two best determined campaign sites on the south China block to the estimation (GUIV and QUAN) strengthens this result with a 77% F-ratio confidence level (Table 2.3). Figure 2.9 shows the residual velocities in a model that includes XIAN, BJFS, ULA1, ULAN, CHOI, SHAO, WUHN. Maximum residuals are 1.6 mm/yr at ULA1 and CHOI. Residual velocities at the two best determined campaign sites in south China, GUIY and QUAN, are 0.9 and 2.2 mm/yr, respectively.

Clearly, this analysis is based on a limited amount of data and needs to be confirmed with additional GPS in north and south China. Nevertheless, it indicates that North and South China can be modelled as a single rigid block at the 2 mm/yr level, rotating counter-clockwise around a pole located north of the Stanovoy fault zone. The Stanovoy

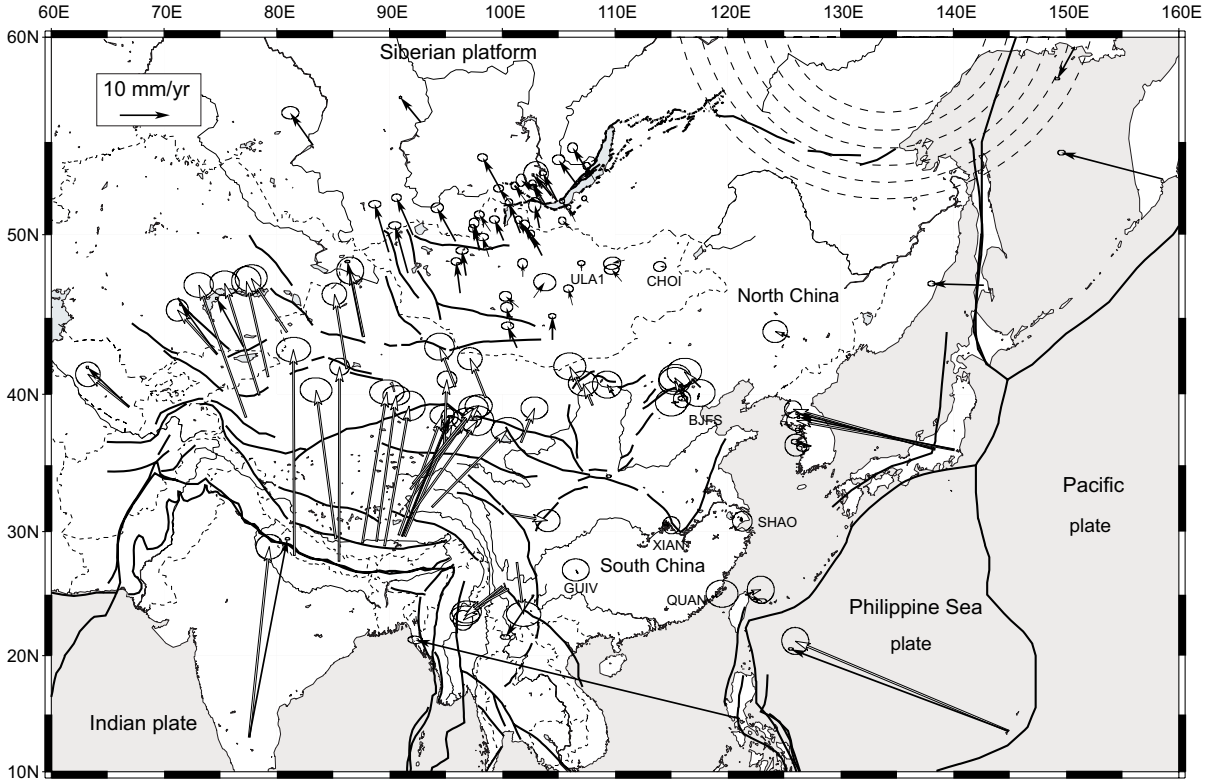

Fig. 2.9: *GPS-derived velocities with respect to East China. Black arrows : our solution ; Grey arrows : Wang et al. (2001)'s solution after transformation into ITRF2000 and rotation into a Eurasia-fixed frame (explanation in text). Ellipses are 95% confidence. Dashed lines are small circles around the rotation pole of East China with respect to Eurasia.*

fault zone is close to a small circle about that pole. The rotation found above implies a general left-lateral motion along that fault zone, with an additional extensional component in its western part, and an additional compressional component in its eastern part, consistent with seismotectonic data (Fujita et al., 1992, 1995). Incidentally, this new GPS data set rules out Heki et al. (1999)'s definition of the Amurian plate, that predicts eastward velocities of ∼10 mm/yr in Mongolia and northern China, not observed in the data.

If this quasi-rigid rotation of north and south China is correct, then slip rates on the Qinling Shan fault and the faults bordering the Ordos grabens to the north should not exceed 2 mm/yr, unless local block rotation are involved. This observation is not consistent with extrusion models, which predict at least 5 mm/yr of differential motion between North and South China (Peltzer et Tapponnier, 1988; Avouac et Tapponnier, 1993; Peltzer et Saucier, 1996).

2.5 Conclusions

GPS measurements of horizontal surface motions in the Baikal rift zone and Mongolia show that ∼15% of the India-Eurasia convergence is accommodated north of the Tien Shan, by NS shortening combined with dextral shear in the Mongolian Altay, by eastward displacements along major left-lateral strike-slip faults in central and eastern Mongolia. The combination of our data set with GPS velocity field for China of Wang et al. (2001) shows a counter-clockwise rotation of North and South China as a quasi-rigid block around a pole north of the Stanovoy belt. A comparison with the extrusion model of Peltzer et Saucier (1996) shows in general a fair agreement with the GPS-derived velocities, with, however, a few notable misfits. In particular, the EW left-lateral shear regime in central Mongolia, the SE-ward velocity of Amuria/North China, and the < 2 mm/yr differential motion between north and south China observed in the GPS data are not reproduced by the model.

Our results point to a model where the continued convergence between India and Eurasia would provide the driving force for crustal shortening and thickening, whereas the state of stress along the subduction zones bounding Asia to the east, together with gravitational potential energy gradients, would control the amount of eastward motion of North and South China as a quasi-rigid lithospheric block.

Clearly, the amount and quality of geodetic results in Asia is raising a number of fundamental questions that are not resolved by any of the deformation models of Asia proposed to date. Together with other strain indicators, such as earthquakes and fault slip rates from geological studies, the GPS velocity field described above provides an extensive and objective data set to quantitatively validate a new generation of deformation models for Asia.

Acknowledgments This work was initiated in 1994 by a collaboration between the Institute of the Earth Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Irkutsk, and the CNRS. This collaboration was extended in 1997 to the Research Center for Astronomy and Geophysics, Ulan Bator, Mongolia. We are particularly grateful to Academician N.A. Logatchev, former director of the Institute of the Earth's Crust, whose

support allowed us to initiate this work. We also thank Dr. B. Bekhtur, director of the Research Center for Astronomy and Geophysics, for its continuous support. We thank all the field operators who participated in the acquisition of the GPS data through the years and to the staff of the Institute of the Earth's Crust and of the Research Center for Astronomy and Geophysics for the efficient support they were able to provide. We thank Dr. Saandar (MonMap Engineering Services Co. Ltd) and Dr. Enkhbayar (Mongolia State Agency for Geodesy and Cartography) for their contribution to this work. We acknowledge the contribution of the earlier work by Olivia Lesne, who has been a significant contributor to the success of this research project. We thank Paul Tregoning for insightful discussions on the reference frame issues and on the definition of the "Amurian plate" as well as Tim Dixon, Nancy King, Ken Hudnut, and Associate Editor Joan Gomberg, whose comments help improve the quality of this paper. This research was supported by the INSU-CNRS ("Tectoscope-Positionnement 1994", "Intérieur de la Terre 1997 and 2000"), the French Ministry for Foreign Affairs and the CNRS through a PICS program ("Programme International de Coopération Scientifique"), the French Ministry for Education and Research ("DSPT3") and the French Ministry of Foreign Affairs ("Enveloppe Echanges Scientifiques"), the INTAS European agency (grants 96-2194 and 97-30874), NATO (grant LG#961302), the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences.

Conclusion

Nous avons calculé un champ de vitesse géodésique couvrant le nord du système de déformation asiatique à partir de mesures GPS acquises entre 1994 et 2002 en Mongolie et dans la région du rift Baïkal (Sibérie) [2]. A partir de la combinaison de notre solution avec la solution GPS de Wang et al. (2001) en Chine, nous avons obtenu un champ de vitesse cohérent couvrant la majeure partie de l'Asie déformée (figure 2.7).

Ce champ de vitesse met en évidence les traits majeurs de la cinématique en Asie, y compris dans les zones septentrionales. Nous confirmons la convergence vers le nord de l'Inde estimée à 38 mm/an, le raccourcissement NNE-SSO entre l'Inde et le bassin du Tarim, la rotation horaire du bassin du Tarim, la rotation horaire des vitesses autour de la syntaxe est-himalayenne, le raccourcissement NNO-SSE à travers le Tien Shan de 20 mm/an dans sa partie ouest à 10 mm/an dans sa partie est, le mouvement vers le NE du Tibet et l'ouverture du rift Baïkal à 4±1 mm/an perpendiculairement à l'axe du rift dans sa partie centrale.

Nous obtenons par ailleurs des nouveaux résultats. En Mongolie, les vitesses GPS obtenues montrent :

- un raccourcissement de ∼10 mm/an vers le nord à travers la chaîne de l'Altaï, accommodé par des déplacements dextres sur des failles orientées ∼ NO-SE et du raccourcissement sur des failles inverses dans la chaîne de Tuva et plus au nord dans la chaîne de Sayan occidentale.
- une transition rapide entre les vitesses vers le nord dans l'Altaï et les vitesses vers l'est au niveau du dôme de Hangaï.
- un cisaillement sénestre en Mongolie centrale entre le sud de la Mongolie et la Sibérie. D'après un modèle d'accumulation de déformation élastique sur les trois failles majeures sénestres E-O supposées bloquées dans cette zone, le déplacement sur la faille de Bogd est de 1,2 mm/an (fixé d'après Ritz et al., 1995), le déplacement sur la faille de Bolnaï de 2,6±1 mm/an et sur la faille de Tunka de 2±1,2 mm/an, résultant en un taux de déplacement cumulé de 5,8 mm/an à travers la Mongolie centrale. Ces résultats sont en accord avec les longs temps de récurrence des grands séismes de Mongolie (3000–4000 ans, Prentice et al. (2002) et Ritz et al. (2003)) et avec la quantité totale de cisaillement simple estimée dans notre étude de relaxation postsismique (partie II).
- un déplacement vers l'E-SE de 2 à 5 mm/an au sud du lac Baïkal et en Mongolie orientale cohérent avec le déplacement obtenu par Shen et al. (2000) et Wang et al.

[2] Participation à l'acquisition et au traitement des données GPS depuis 1999.

(2001) pour la Chine du nord.

En terme de cinématique asiatique, ce champ de vitesse montre que ∼15% de la convergence Inde/Eurasie est accommodée au nord du Tien Shan par du raccourcissement N-S combiné avec du cisaillement dextre dans l'Altaï et par des déplacements vers l'est le long des failles décrochantes sénestres majeures en Mongolie centrale. Il montre aussi que le différentiel de vitesse entre la Mongolie-Chine du nord et la Chine du sud est inférieur à 2 mm/an et infirme l'hypothèse d'une plaque Amour comme définie par Zonenshain et Savostin (1981). Enfin, ces résultats suggèrent que si la convergence entre l'Inde et l'Eurasie contrôle le raccourcissement et l'épaississement crustal au nord du front de chevauchement himalayen jusqu'en Sibérie, le déplacement vers l'est de la Chine du nord et du sud pourrait être contrôlé par d'autres processus (variation d'énergie potentielle de gravité ou dynamique des subductions océaniques péri-asiatiques). Ce champ de vitesse couvrant la majeure partie de l'Asie est un nouveau jeu de données complet et cohérent qui va pouvoir être utilisé pour contraindre et valider qualitativement et quantitativement des nouveaux modèles de déformation de l'Asie, ce que nous proposons dans la 3$^{\text{ème}}$ et dernière partie de cette thèse.

Auparavant, dans la 2$^{\text{nde}}$ partie, nous présentons une étude visant à estimer la structure viscoélastique de la lithosphère sous la Mongolie à partir des données GPS en Mongolie et de modèles de déformation postsismique. Ceci nous permet aussi de quantifier la déformation postsismique actuelle en Mongolie, ∼95 ans après le 1$^{\text{er}}$ séisme de M>8. Pour le modèle de lithosphère obtenu, nous étudions le transfert de contrainte entre les failles majeures en Mongolie pour tenter d'expliquer la succession des forts séismes dans cette région.

Deuxième partie

Déformation postsismique, structure rhéologique et interaction entre failles en Mongolie

Introduction

Parmi la vingtaine de séismes intracontinentaux de magnitude supérieure ou égale à 8 connus au XX$^{\text{ème}}$ siècle en Asie, quatre se sont produits en Mongolie entre 1905 et 1957 (section 1.3, figure 1.22). Il s'agit des séismes de Tsetserleg et de Bolnaï en 1905 ($M_w \sim 8$ et 8.4 respectivement, Schlupp (1996)), de Fu Yun en 1931 dans l'Altaï ($M_w = 8$, Khilko et al. (1985)) et de Bogd en 1957 dans le Gobi-Altaï ($M_w = 8.1$, Okal (1976)). Ce sont des séismes purement ou majoritairement décrochants, sénestres pour Tsetserleg, Bolnaï et Bogd et dextre pour Fu Yun. Ils ont généré des déplacements latéraux moyens d'au moins 2 m et jusqu'à 10 m, et des ruptures de 130 km à 375 km de long (Baljinnyam et al., 1993; Kurushin et al., 1997, et références incluses). De plus, le relâchement d'énergie sismique occasionné par ces seuls quatre séismes en Mongolie en un demi-siècle est le plus important jamais observé en domaine intracontinental (Baljinnyam et al., 1993). Le taux de raccourcissement équivalent estimé à partir de la somme de leur moment sismique correspond au taux de convergence actuel de l'Inde vers le nord d'après NUVEL1A (DeMets et al., 1994). Ce taux de déformation n'est donc a priori pas représentatif du taux de déformation long terme dans cette région (Baljinnyam et al., 1993) mais d'un taux de déformation transitoire.

Les effets postsismiques causés par de forts séismes peuvent être à l'origine de déformations postsismiques importantes (Thatcher, 1983, 1984a; Savage et Svarc, 1997; Pollitz et Sacks, 1992) comparables aux déformations cosismiques sur de longues échelles de temps (plusieurs dizaines d'années, Pollitz, 1997). D'après des études sur les effets postsismiques, nous considérons que les déformations postsismiques succédant à chacun des forts séismes de Mongolie ne peuvent persister jusqu'à aujourd'hui ($\sim$95 ans après) que par processus de relaxation viscoélastique dans la croûte inférieure et/ou le manteau supérieur, (Pollitz et Sacks, 1992; Rydelek et Pollitz, 1994; Pollitz, 1997; Deng et al., 1998; Pollitz et al., 2000). Calais et al. (2002) ont modélisé la relaxation viscoélastique dans la croûte inférieure causée par le séisme de Bolnaï (1905, $M_w = 8.4$). Ils montrent que les déplacements postsismiques, pendant la période couverte par les mesures GPS, peuvent varier de 0 à 7 mm/an en Mongolie selon les paramètres du modèle lithosphérique testés (section 3.2). Cette étude ne prenait ni en compte la possible relaxation viscoélastique dans le manteau supérieur ni les effets des séismes de Fu Yun et Bogd ($M_w = 8$ et $M_w = 8.1$ respectivement).

Dans notre étude, pour quantifier les déformations postsismiques possibles aujourd'hui en Mongolie, nous modélisons les effets de la relaxation viscoélastique dans la croûte inférieure et le manteau supérieur causés par les forts séismes de Mongolie ($M \geq 7$). La

relaxation viscoélastique dépend des caractéristiques de la source sismique et de la structure rhéologique de la lithosphère. En particulier, la viscosité de la croûte inférieure et du manteau supérieur jouent un rôle prépondérant. Il est possible de déduire la viscosité de ces deux couches viscoélastiques à partir de déformation en surface acquises après un séisme (Thatcher et al., 1980; Deng et al., 1998; Pollitz et al., 2000, 2001). Nous proposons au chapitre 3 d'estimer la stratification viscoélastique sous la Mongolie à partir de la comparaison entre les vitesses GPS et des vitesses modélisées qui prennent en compte la composante long terme de la déformation et la composante transitoire postsismique. Nous comparons qualitativement ce résultat avec d'autres données indépendantes de sismologie et de pétrologie sur la structure de la lithosphère sous la Mongolie (section 1.2.2) et nous le replaçons dans le cadre plus général de la rhéologie de la lithosphère continentale. Nous obtenons finalement un modèle de relaxation viscoélastique optimal qui nous permet d'estimer la déformation postsismique actuelle en Mongolie et la contribution des effets postsismiques aux vitesses GPS sur la période 1994-2002. Ainsi, nous pourrons déterminer si le champ de vitesse observé est représentatif de la déformation long terme ou d'une déformation transitoire.

Il est classiquement proposé que les variations de contrainte causées par un séisme peuvent déclencher d'autres séismes sur ou à proximité du plan de rupture (répliques), voire sur d'autres failles distantes de plusieurs dizaines de kilomètres. King et al. (1994) ont montré que la distribution spatiale des répliques peut s'expliquer en terme de chute de contrainte de Coulomb statique, c'est-à-dire par la variation de contrainte produite pendant la phase cosismique du séisme principal sur les plans de rupture des séismes secondaires. Cependant, la variation de contrainte de Coulomb statique ne dépend pas du temps et ne permet pas d'expliquer la distribution temporelle des répliques. Différents processus ont vu le jour pour tenter d'expliquer cette dernière dont la chute de contrainte de Coulomb induite par la relaxation viscoélastique (Deng et al., 1999). Chéry et al. (2001a,b) montrent (1) que la variation de contrainte est amplifiée par la prise en compte de la variation de contrainte viscoélastique en plus de la variation de contrainte statique, (2) que la relaxation de contrainte postsismique peut influencer l'état de contrainte à de grandes distances du séisme principal et longtemps après le séisme principal et (3) que le transfert de contrainte viscoélastique peut expliquer l'avancement du déclenchement d'un séisme ultérieur et augmente la probabilité d'essaims de séismes. Chéry et al. (2001a) appuient leur conclusion sur la succession des forts séismes en Mongolie. Dans le chapitre 4, nous étudions le transfert de contrainte statique et viscoélastique entre les différents grands séismes ainsi que plusieurs plus petits séismes en Mongolie en utilisant le modèle viscoélastique contraint par les données GPS (chapitre 3). Nous estimons la variation du champ de contrainte à la date d'occurrence de chacun des séismes (ultérieurs au séisme de Bolnaï-Tsetserleg), causée par les grands séismes antérieurs. Nous souhaitons montrer que l'occurrence des forts séismes en Mongolie, et de plus petits, est liée voire contrôlée par la variation de contrainte statique et viscoélastique causée par le (ou les) séisme(s) précédent(s) pour la structure lithosphérique obtenue dans l'étude précédente.

Dans l'annexe A, nous proposons un rappel (1) du comportement rhéologique macroscopique des différents matériaux (des matériaux viscoélastiques en particulier), (2) des

différents modèles existant pour modéliser le comportement des corps viscoélastiques et (3) des mécanismes de déformation à l'échelle microscopique à laquelle le lecteur peut se reporter en cas de besoin.

Chapitre 3

Modélisation de la structure rhéologique et de la déformation postsismique en Mongolie

3.1 Processus postsismiques

Trois mécanismes sont généralement proposés pour expliquer les déplacements postsismiques après un séisme. Il s'agit de la réponse d'un milieu poroélastique à une sollicitation, du glissement asismique sur le plan de rupture et sur son extension en surface ou en profondeur et de la relaxation viscoélastique des niveaux sous-jacents à la croûte supérieure cassante.

3.1.1 Poroélasticité

La poroélasticité, rebond poroélastique dû à la circulation de fluides à l'intérieur des couches superficielles, est un des phénomènes évoqués pour expliquer la déformation postsismique (Peltzer et al., 1996; Jónsson et al., 2003). Pendant la phase cosismique d'un séisme, les roches peuvent se déformer en compression ou en traction. Ces déformations impliquent de faibles changements de volume et génèrent une augmentation instantanée de la pression de fluide dans les quadrants en compression et une diminution de la pression de fluide dans les quadrants en extension. Parallèlement, il a été observé que les quadrants en compression se soulèvent et que les quadrants en extension subsident pendant le séisme. Après le séisme, la circulation des fluides dans le milieu permet d'annuler progressivement le gradient de pression des pores. Il y a un retour à l'équilibre qui se traduit par un rééquilibrage de la pression vers la pression hydrostatique. Le drainage du milieu se manifeste par le soulèvement des zones qui ont subsidé et la subsidence des zones qui se sont soulevées. La réponse d'un milieu poroélastique à une sollicitation brutale peut alors être divisée en une réponse élastique instantanée et en une réponse retardée associée au retour à l'équilibre hydrostatique par circulation de fluides (figure 3.1). Le rebond poroélastique est un processus de surface qui n'implique a priori que les premiers kilomètres de la croûte terrestre (bien que le contraire n'ait pas été démontré (Jónsson et al., 2003)). L'extension spatiale en surface serait de l'ordre de

30 km (Peltzer et al., 1998; Jónsson et al., 2003) et temporelle de quelques mois (Jónsson et al., 2003).

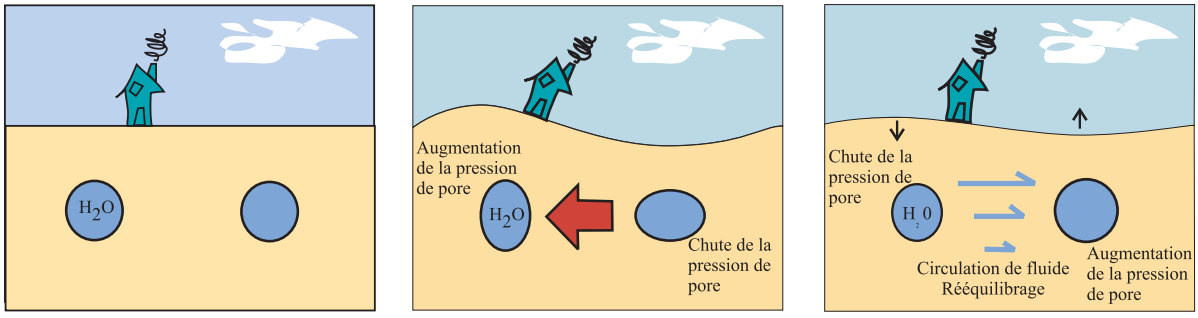

Fig. *3.1: Schéma simplifié du rééquilibrage de la pression de pore à la suite d'un séisme sur une faille décrochante (Jónsson et al., 2002).*

3.1.2 Glissement asismique

La déformation postsismique peut aussi être interprétée par du glissement asismique sur le plan de rupture, sur l'extension en profondeur ou en surface de la zone de faille (figure 3.2, Thatcher, 1975; Savage et Svarc, 1997; Bürgmann et al., 1997). Le glissement cosismique instantané résulte du chargement en contrainte de la croûte cassante supérieure pendant la phase intersismique. Le glissement asismique correspond à du glissement lent et continu comparativement au glissement cosismique. Il permet d'expliquer les déplacements de surface beaucoup plus rapides mesurés après un séisme par rapport aux déplacements mesurés avant un séisme dans la zone de faille (Thatcher, 1983). En général, le calcul du déplacement postsismique associé à ce processus correspond, comme pour le déplacement cosismique, au calcul du déplacement associé à une dislocation élastique dans un demi espace élastique homogène (Okada, 1985). L'extension spatiale de ce processus en surface serait du même ordre que le rééquilibrage de la pression de pore (Bürgmann et al., 1997). Il pourrait se produire sur des temps plus longs, de l'ordre de quelques années à dizaines d'années (Savage et Svarc, 1997; Freymueller et al., 2000).

3.1.3 Relaxation viscoélastique

Enfin, le phénomène de relaxation viscoélastique (figure 3.3) est basé sur l'hypothèse que les contraintes cosismiques générées par un séisme dans la partie élastique de la croûte sont transférées en profondeur dans la croûte inférieure et le manteau supérieur ductiles (Nur et Mavko, 1974; Cohen, 1982; Pollitz, 1997; Piersanti et al., 1997). Ces contraintes se propagent et se relaxent alors dans ces couches que l'on suppose se comporter de manière viscoélastique. Puis, elles sont transférées à nouveau dans la croûte supérieure et produisent une déformation postsismique observable en surface. Ces déplacements postsismiques sont directement liés au temps succédant au séisme et à la distance à la source. Ce processus de mouvements postsismiques profonds peut produire des déformations postsismiques significatives sur des temps longs (supérieur à 10 ans) et sur de grandes distances (supérieures à 100 km) (Pollitz, 1997).

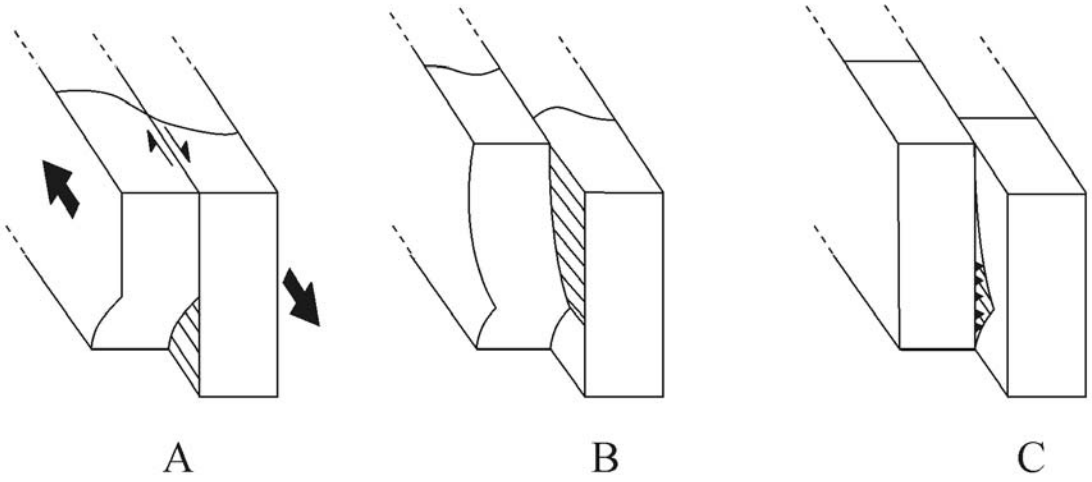

Fig. 3.2: *Schéma simplifié (non unique) du processus de glissement asismique sur l'extension en profondeur d'un plan de rupture associé à une faille décrochante. A : phase intersismique, B : phase cosismique, C : phase postsismique.*

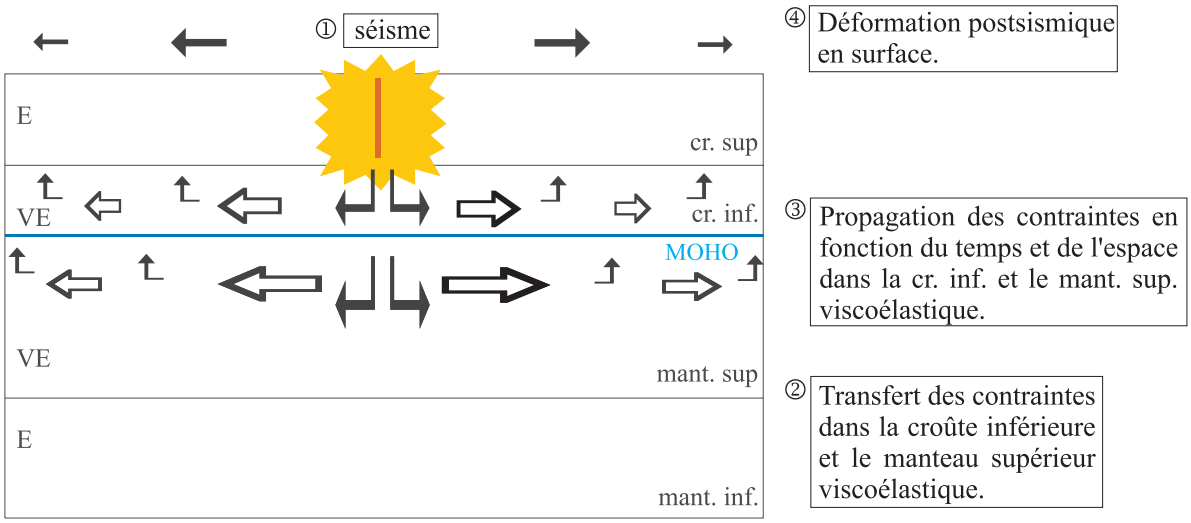

Fig. 3.3: *Schéma simplifié du processus de relaxation viscoélastique dans la croûte inférieure et le manteau supérieur ductiles pour une faille décrochante.*

3.1.4 Quel(s) effet(s) postsismique(s) en Mongolie aujourd'hui ?

Dans l'étude des effets postsismiques causés par la succession des grands séismes en Mongolie, le but n'est pas de discriminer entre les différents processus décrits ci-dessus puisqu'il n'y a pas de mesures de déformation disponibles en Mongolie depuis 1905 autres que nos mesures GPS sur la période 1997-2002 (partie I). Par contre, nous cherchons à quantifier les effets postsismiques de ces séismes environ 95 ans après le premier d'entre eux. Ceci nécessite que nous considérions le ou les processus postsismiques qui persistent sur les temps longs. De même, les séismes majeurs de Mongolie étant espacées de centaines de kilomètres, une relation entre ces événements, si elle existe, nécessite un processus postsismique affectant une zone spatialement étendue. Il s'avère que seule la relaxation viscoélastique est susceptible de produire des déformations postsismiques sur les temps longs et à travers de grandes zones (Pollitz et Sacks, 1992; Rydelek et Pollitz, 1994; Pollitz, 1997; Pollitz et al., 2000; Deng et al., 1998). De plus, d'après Pollitz (1997), les déplacements postsismiques deviennent plus importants que les déplacements cosismiques après un temps suffisamment grand (plusieurs fois le temps de relaxation de Maxwell du milieu viscoélastique) et à des distances correspondant à plusieurs fois l'épaisseur élastique. Si un signal postsismique persiste aujourd'hui en Mongolie, il est donc probable que le mécanisme en jeu soit la relaxation viscoélastique.

3.1.5 Le modèle de corps viscoélastique

Un corps viscoélastique répond à une mise sous contrainte de manière élastique instantanément et comme un fluide visqueux sur les temps longs, supérieurs au temps de relaxation viscoélastique ($\tau = \eta/\mu$ avec τ le temps de relaxation, η la viscosité et μ le coefficient de cisaillement). La déformation totale, pour une contrainte constante donnée, en fonction du temps est : $\varepsilon(t) = \varepsilon_e + \varepsilon_t + \dot{\varepsilon}t$. Le premier terme correspond à la déformation élastique, le second à la déformation transitoire et le dernier à la déformation stationnaire à taux de déformation constant ($\dot{\varepsilon}$). Si on supprime la contrainte, les déformations élastique et transitoire sont restaurées et la déformation stationnaire est permanente (figure 3.4, gauche).

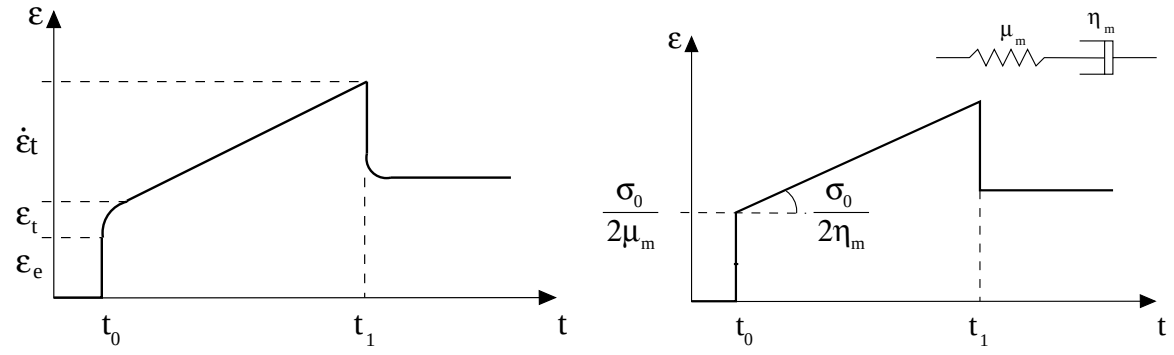

FIG. *3.4: A gauche : Déformation théorique d'un corps viscoélastique en fonction du temps. A droite : Déformation d'un corps viscoélastique de Maxwell. Dans les deux cas, une contrainte constante est appliquée entre t_0 et t_1 et supprimée à partir de t_1. Pour les symboles, voir dans le texte.*

Différents corps théoriques permettent de modéliser le comportement viscoélastique des matériaux terrestres. Ce qui va contrôler la réponse viscoélastique de la croûte inférieure et du manteau est la relation entre la contrainte et la déformation. Dans les modèles de relaxation postsismique présentés dans les sections suivantes, nous modélisons la croûte inférieure et le manteau supérieur par un modèle de Maxwell. L'équation constitutive du corps de Maxwell est la suivante : $\dot{\varepsilon} = \frac{\dot{\sigma}}{2\mu_m} + \frac{\sigma}{2\eta_m}$, avec μ_m le coefficient de cisaillement de Maxwell et η_m la viscosité de Maxwell. C'est un modèle de corps viscoélastique linéaire simple à mettre en oeuvre car il n'implique que deux paramètres : un coefficient de cisaillement (associé au comportement élastique) et une viscosité indépendante de la contrainte (associée au comportement visqueux linéaire). La réponse instantanée est élastique et la réponse long terme stationnaire visqueuse. Il n'y a pas de période transitoire (figure 3.4, droite).

Pour un corps de Maxwell, si la déformation est constante, les contraintes se relaxent exponentiellement dans le temps depuis la contrainte initiale jusqu'à zéro pour les temps infinis : $\sigma = \sigma_0 \exp(-\frac{\mu_m}{\eta_m} t)$, avec σ la contrainte au temps t et $\tau = \frac{\eta_m}{\mu_m}$ le temps de relaxation de Maxwell. Il peut rester une contrainte résiduelle très longtemps après le chargement en contrainte.

Le modèle de Maxwell est le plus couramment utilisé pour modéliser le comportement de la croûte inférieure et du manteau supérieur dans les études de relaxation postsismique et de rebond post-glaciaire (Peltier, 1974; Pollitz, 1992, 1997; Piersanti et al., 1995; Piersanti, 1999; Deng et al., 1998). Cependant, il existe des alternatives à ce modèle : des modèles viscoélastiques linéaires plus complexes comme le corps de Burgers (Yuen et Peltier, 1982; Pollitz, 2003b) qui impliquent deux coefficients de cisaillement et deux viscosités (voir annexe A.2.3) ou des modèles faisant intervenir une déformation visqueuse non linéaire (Pollitz et al., 2001) (voir annexe A.1.3).

3.2 Etat des lieux sur la déformation postsismique en Mongolie

Pendant mon DEA, nous avions commencé à travailler sur ce thème afin de quantifier les effets actuels des déformations postsismiques associées à la séquence de séismes Bolnaï-Tsetserleg en Mongolie et leurs contributions au champ de vitesse mesuré par GPS sur la période 1994-1999 (Vergnolle, 2000). Nous voulions savoir si ces effets transitoires persistaient encore aujourd'hui et dans l'affirmative, s'ils pouvaient expliquer la différence entre les vitesses GPS et les vitesses obtenues par la modélisation de la déformation long terme à l'échelle de l'Asie (section 1.5.2). Les résultats de ce travail ont donné lieu à une publication dans *Geophysical Journal International*, Calais et al. (2002).

Méthodes

Dans cette étude, nous avons modélisé les effets de la relaxation viscoélastique dans la croûte inférieure (le manteau supérieur étant considéré comme élastique) causés par la séquence de séismes Bolnaï-Tsetserleg suivant la méthode de Pollitz (VISCO1D, 1992, 1997). Cette méthode permet d'obtenir la déformation postsismique en fonction du temps

sur une Terre sphérique stratifiée en couches élastique-viscoélastique pour une source localisée dans la couche élastique. Le comportement viscoélastique est supposé être celui d'un corps de Maxwell et la rupture est modélisée par la somme de points sources sur le plan de faille. Le calcul des déplacements et des déformations postsismiques se fait par identification et décomposition des composantes toroïdales et spheroïdales des oscillations libres de la Terre générées par chaque point source, puis par sommation des différents modes normaux. C'est le calcul des modes normaux, dont la longueur d'onde dépend du temps de relaxation, qui permet de décrire le champ de déformation postsismique à un instant et en un point donnés. La distribution spatiale et temporelle des déformations postsismiques dépend des paramètres de la rupture (géométrie de la faille et glissement) et du modèle de Terre utilisé (épaisseur et viscosité des différentes couches).

Tests et résultats

La structure rhéologique de la lithosphère sous la Mongolie étant très mal connue, nous avons testé l'influence de la variation de la profondeur de l'interface croûte inférieure–croûte supérieure et de la viscosité de la croûte inférieure (n_c). Nous avons montré que selon les paramètres choisis, les vitesses postsismiques modélisées varient de zéro à 7 mm/an. L'épaisseur de la croûte inférieure viscoélastique contrôle l'amplitude des déplacements postsismiques à la surface. Quand elle diminue l'amplitude des déplacements diminue. La viscosité contrôle principalement l'évolution temporelle des déplacements. Plus elle est faible, plus la relaxation se fait rapidement et affecte une zone étendue. D'après le modèle permettant de maximiser les déplacements postsismiques 95 ans après la séquence de séismes de Bolnaï-Tsetserleg tout en restant raisonnable du point de vue du modèle lithosphérique (croûte supérieure élastique : 30 km, croûte inférieure viscoélastique : 15 km, $\eta_c = 3 \times 10^{18}$ Pa.s, manteau supérieur élastique), les vitesses postsismiques obtenues atteignent 6 mm/an dans des zones localisées à plus de 100 km de la rupture (figure 3.5). Ces modèles nous ont donc permis (1) de déterminer les déplacements postsismiques maximum causés par la séquence de séismes de Bolnaï-Tsetserleg et (2) de quantifier l'influence de la profondeur des interfaces et de la viscosité de la croûte inférieure sur la relaxation viscoélastique.

Propositions

L'enveloppe rhéologique continentale traditionnelle correspond à une croûte supérieure élastique superposée à une croûte inférieure ductile sur un manteau supérieur plus résistant ("jelly sandwich", Chen et Molnar, 1983; Brace et Kohlstedt, 1980; Watts et Burov, 2003, par exemple). A l'origine, cette vision de la rhéologie de la lithosphère se base sur les études de distribution des séismes en profondeur combinées avec les expériences menées en laboratoire sur la mécanique des roches. C'est pourquoi, la structure lithosphérique en Mongolie n'étant pas très bien connue, nous l'avions modélisée, dans l'étude décrite ci-dessus, avec une croûte supérieure élastique, une croûte inférieure viscoélastique et un manteau supérieur élastique. Cependant, des études récentes de la déformation transitoire à la suite d'un séisme (Pollitz et al., 2000, 2001) ou du remplissage d'un bassin (Kaufmann et Amelung, 2000) ont montré que le manteau supérieur pouvait être moins visqueux que la croûte inférieure avec des viscosités de l'ordre de $10^{17} - 10^{18}$ Pa.s et supé-

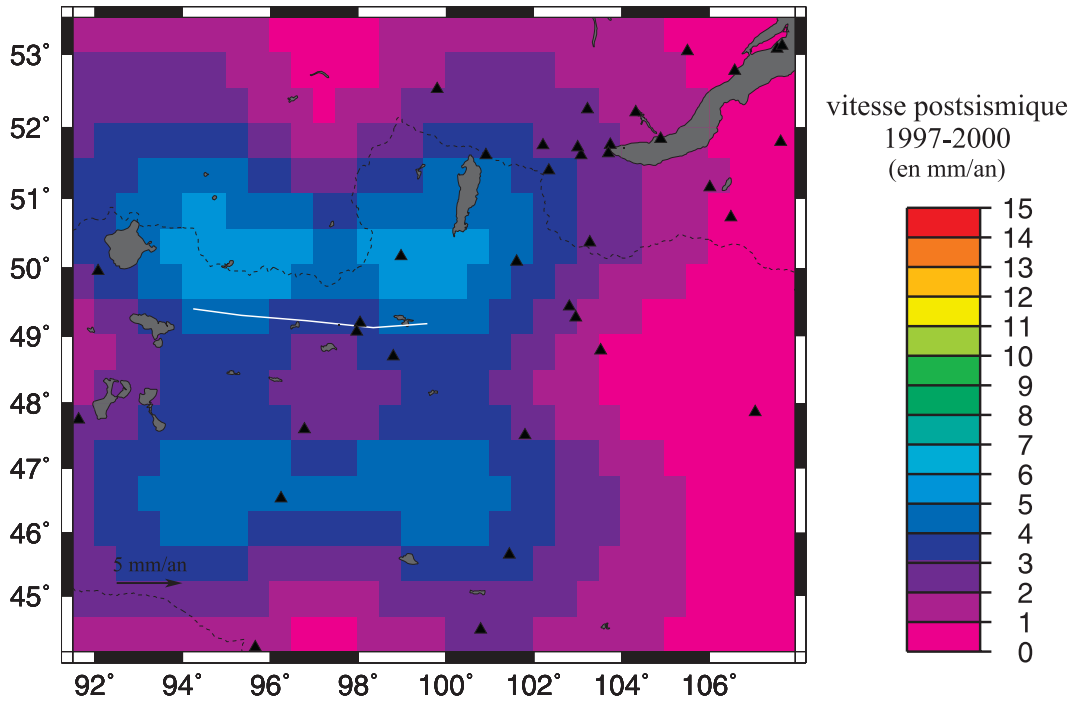

Fig. *3.5: Vitesses postsismiques 1997-2000 pour un modèle de Terre composé d'une croûte supérieure élastique de 30 km d'épaisseur, d'une croûte inférieure viscoélastique de 15 km d'épaisseur avec* $\eta_c = 3 \times 10^{18}$ *Pa.s et d'un manteau supérieur élastique. Le trait blanc correspond à la rupture simplifiée de Bolnaï (Vergnolle, 2000).*

rieur à 10^{19} Pa.s respectivement. Ces résultats impliquent, sur la période des phénomènes modélisés, une distribution de la résistance dans la lithosphère différente de celle de la vue traditionnelle. Le conflit vient, en particulier, du fait que les enveloppes rhéologiques de la lithosphère ont été définies pour des pressions, températures et compositions (non hydratées) supposées standards et représentatives de la croûte et du manteau. Or une variation de l'un de ces paramètres peut induire un changement de résistance significatif. Par exemple, la figure 3.6 montre la variation de la résistance de la lithosphère en fonction de l'hydratation des minéraux traditionnels censés composer la croûte supérieure, la croûte inférieure et le manteau supérieur.

En Mongolie, les récents modèles de tomographie (Villaseñor et al., 2001) et de gravimétrie (Petit et al., 2002), associés aux données provenant d'analyses thermobarométriques et pétrologiques de xénolithes du manteau et de la croûte (Ionov et al., 1998; Ionov, 2002; Kopylova et al., 1995; Stosch et al., 1995), montrent tous l'existence d'un manteau supérieur anormalement chaud. Ces résultats et ceux obtenus récemment sur la viscosité du manteau supérieur à partir d'études de déformation transitoire dans d'autres régions (Bills et al., 1994; Kaufmann et Amelung, 2000; Pollitz et al., 2000, 2001), suggèrent donc qu'il faille prendre en compte la possibilité d'une croûte inférieure et d'un manteau supérieur viscoélastique dans les modèles de relaxation. De plus, nous incluons dans les prochains modèles les effets postsismiques des séismes de Fu Yun et de Bogd qui n'étaient pas pris en compte dans nos précédents modèles. Enfin, les profondeurs des interfaces croûte–manteau et croûte inférieure–croûte supérieure sont maintenant mieux déterminées dans la région Mongolie-Baïkal grâce à de récentes études sismologiques (Dé-

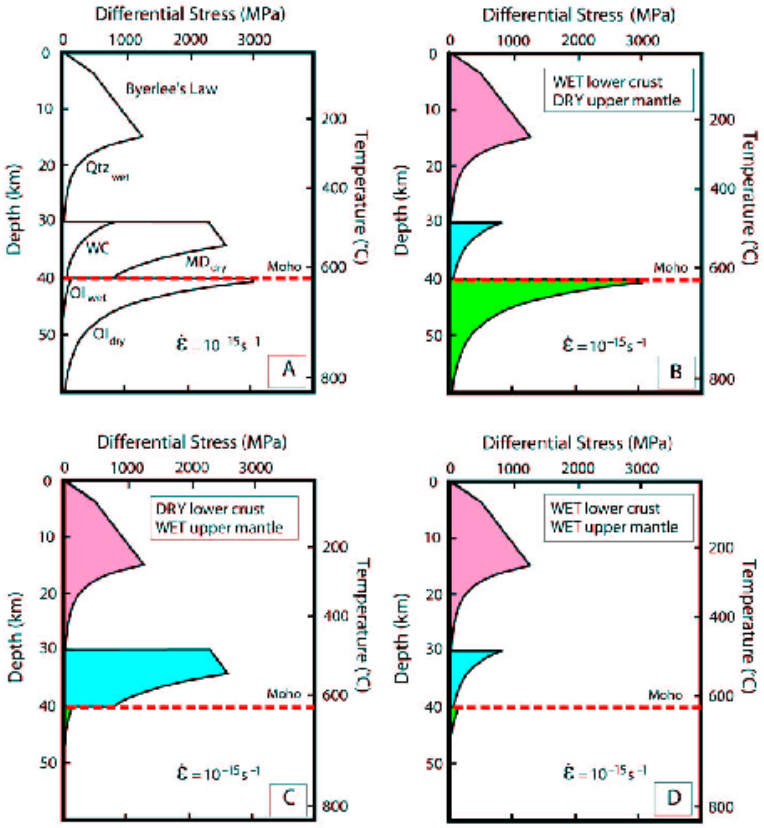

Fig. *3.6:* *Enveloppes rhéologiques lithosphériques (contrainte déviatorique en fonction de la profondeur et de la température) pour différentes conditions en milieu continental (de Jackson (2002), d'après Mackwell et al. (1998)). Qtz, quartz ; WC, granulite hydratée, ; MD, diabase non hydratée ; Ol, olivine. A : Synthèse des résultats expérimentaux. B : Vue traditionnelle de l'enveloppe rhéologique impliquant une croûte inférieure faible et un manteau supérieur fort. C : Enveloppe rhéologique pour une croûte inférieure résistante et un manteau très peu résistant qui pourrait correspondre à celle sous certains cratons selon Jackson (2002) mais fortement discuté par Watts et Burov (2003). D : Enveloppe rhéologique pour une lithosphère où l'ensemble de sa résistance est localisée dans la croûte sismogène qui pourrait correspondre à certaines zones continentales comme le Tibet selon Jackson (2002).*

verchère et al., 2001; Bayasgalan, 1999), pétrologiques (Ionov et al., 1998; Ionov, 2002; Kopylova et al., 1995; Stosch et al., 1995), et le calcul de modèles gravimétriques (Petit et al., 2002) et tomographiques (Villaseñor et al., 2001) ce qui nous permet de les fixer dans les modèles.

3.3 Structure rhéologique en terme de viscosité et modèles de déformation postsismique en Mongolie

Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in Western Mongolia

(J. Geophys. Res., vol 108, B10, 2502, doi :10.1029/2002JB002374, 2003)

M. Vergnolle[1], F. F. Pollitz[2] et E. Calais[3]

[1] University of Nice, UMR 6526, CNRS Géosciences Azur, 250 Rue A. Einstein, 06560 Valbonne, France.

[2] U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA USA.

[3] Purdue University, Department of Earth and Atmospheric Sciences, West Lafayette, IN 47907-1397, USA.

Abstract We use GPS measurements and models of postseismic deformation caused by seven M6.8 to 8.4 earthquakes that occurred in the past 100 years in Mongolia to assess the viscosity of the lower crust and upper mantle. We find an upper mantle viscosity between 1×10^{18} and 4×10^{18} Pa.s. The presence of such a weak mantle is consistent with results from independent seismological and petrological studies, that show an abnormally hot upper mantle beneath Mongolia. The viscosity of the lower crust is less well constrained, but a weak lower crust (3×10^{16} to 2×10^{17} Pa.s) is preferred by the data. Using our best-fit upper mantle and lower crust viscosities, we find that the postseismic effects of viscoelastic relaxation on present-day horizontal GPS velocities are small (less than 2 mm/yr) but still persist 100 years after the 1905, M8.4, Bolnay earthquake. This study shows that the GPS velocity field in the Baikal-Mongolia area can be modelled as the sum of (1) a rigid translation and rotation of the whole network, (2) a 3 to 5 mm/yr simple shear velocity gradient between the Siberian platform to the north and northern China to the south, and (3) the contribution of postseismic deformation, mostly caused by the 1905 Bolnay-Tsetserleg sequence and by the smaller, but more recent, 1957 Bogd earthquake.

3.3.1 Introduction

In the traditional view of lithospheric rheology, a weak (ductile) lower crust overlies a strong upper mantle (e.g. Brace et Kohlstedt, 1980; Chen et Molnar, 1983; Strehlau et Meissner, 1987; Kirby et Kronenberg, 1987; Molnar, 1992). Although such a model has prevailed over the past 20 years, recent studies suggest that the upper mantle in many regions may actually be more ductile than the lower crust. For instance, Pollitz et al. (2000, 2001), using postseismic deformation data following the 1992 Landers and

1999 Hector Mine earthquakes in southern California, found an upper mantle viscosity ranging from 3×10^{17} to 8×10^{17} Pa.s and a lower crust viscosity on the order of 10^{19} Pa.s. Similarly, Kaufmann et Amelung (2000) and Bills et al. (1994), using transient surface deformation data following water level fluctuations in large lakes of the western United States, found an upper mantle viscosity on the order of 1×10^{18} Pa.s and a lower crust viscosity greater than 4×10^{19} Pa.s.

The apparent conflict with the traditional view stems from the fact that earlier ideas were based almost entirely on laboratory data on the rheology of specific minerals considered to be representative of the crust and mantle. Generally, quartz and dry olivine have been used as proxies for the behavior of the crust and mantle, respectively. Since the strength of quartz greatly decreases at temperatures greater than about 350°C, a temperature reached at mid-crustal depth, it was concluded that a brittle-ductile transition occurs in the mid-crust, in apparent agreement with the general cessation of crustal seismicity at depths below that where this temperature is reached (Sibson, 1982). Furthermore, at temperatures of about 600 to 700° C, that prevail at the crust-mantle boundary and at considerable depth beneath it, dry olivine has relatively high strength, completing the picture of a strong upper crust, weak lower crust, and strong uppermost mantle. However, the significance of the cutoff in seismicity has been questioned and re-interpreted as the transition from unstable to stable sliding (Tse et Rice, 1986). In addition, it is generally recognized that quartz is likely only a minor constituent of the lower crust. Its more important constituents are feldspar and pyroxene in amphibolite and granulite facies rocks (Rudnick et Fountain, 1995), which maintain a higher strength than quartz at lower crustal conditions. The concept of a weak lower crust may only be valid in thickened crust, for which temperatures near or exceeding the homologous temperature of quartz may be reached. In western Mongolia, we shall advocate here a strong crust down to about 30 km depth, underlain by a weak lower crust. Furthermore, it has been increasingly recognized that the upper mantle in many regions may be hydrated, especially in continental areas affected by subduction in the recent geologic past (Brandon et al., 1996) or by a mantle plume (Wallace, 1998). Laboratory experiments on wet olivine indicate a much weaker behavior than dry olivine at similar temperatures (Hirth et Kohlstedt, 1996).

Western Mongolia has been the most seismically active intracontinental region in the world in the past century. Four earthquakes of magnitude 8 and greater have occurred between 1905 and 1957 (figure 3.7). They have ruptured three major fault systems along several hundred kilometers : the Bolnay fault system (Tsetserleg earthquake, M=7.9, July 1905 ; Bolnay earthquake, M=8.4, July 1905), the Altai fault system (Fu Yun earthquake, M=8.0, 1931), and the Gobi-Altai fault system (Bogd earthquake, M=8.1, 1957) (Okal, 1976, 1977; Khilko et al., 1985; Schlupp, 1996; Kurushin et al., 1997). The Bolnay-Tsetserleg earthquake sequence, in particular, has released the largest amount of seismic energy ever observed inside a continent.

Postseismic strain following large earthquakes can persist over a large area and for several decades after the event. Such long-lasting postseismic effects have been observed after large earthquakes such as the 1906, M=8.3, San Francisco earthquake (Thatcher, 1975; Kenner et Segall, 2000), the 1857, M=8, Fort Tejon earthquake (Pollitz et Sacks, 1992), the 1964, Mw=9.2, Great Alaskan earthquake (Savage et Plafker, 1991; Freymueller et al., 2000), and the 1946, M=8.2, Nankaido earthquake (Thatcher, 1984b).

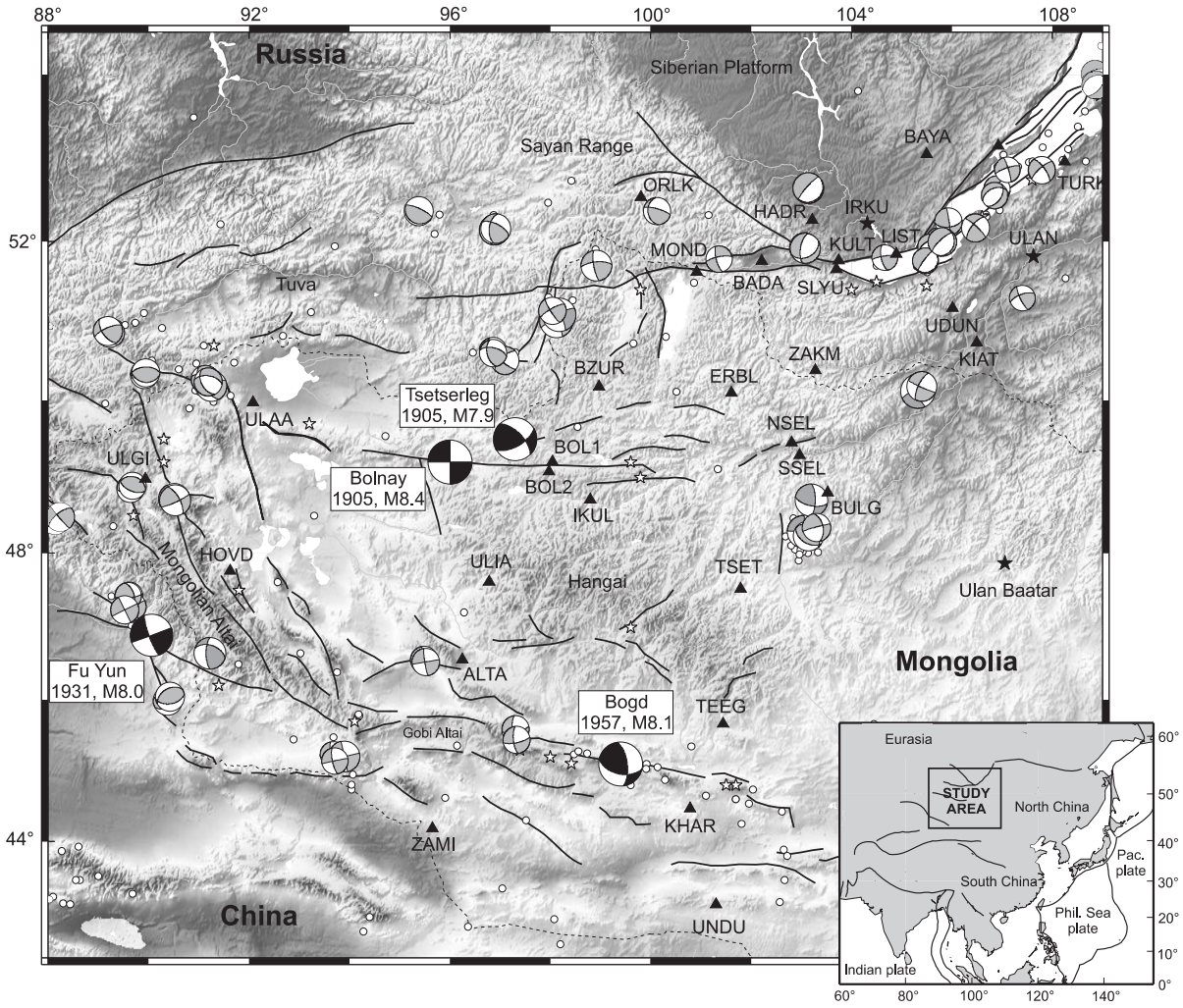

Fig. 3.7: *Seismotectonic setting and location of the GPS sites, main active faults, and major earthquakes of Mongolia and Baikal regions. White circles, recent earthquakes (ISC catalog) ; White stars, historical earthquakes (Khilko et al., 1985; Schlupp, 1996). Focal mechanisms,* $6 < M < 8$ *in grey,* $M > 8$ *in black (Bayasgalan, 1999). Triangles : location of campaign GPS sites. Black stars : continuous GPS sites. The topography shows strong elevation changes from the Siberian craton to the north (∼450 m), to the Hangay dome and Mongolia-Altay belt (∼4500 m) to the south.*

In Western Mongolia, Calais et al. (2002) showed that postseismic strain following the Mw=8.4, 1905, Bolnay earthquake may still continue through the present day. They assumed that viscoelastic relaxation in the lower crust is the only mechanism driving postseismic strain following this earthquake, in which case it was concluded that postseismic deformation affects an area that extends up to 300 km away from the rupture zone. Although the largest postseismic effects in this model occur during the first 20-30 years after the earthquake, they showed that postseismic readjustment may still contribute up to 7 mm/yr to present surface velocities in Western Mongolia, more than 95 years after the Bolnay earthquake. However, Calais et al. (2002)'s results are strongly dependent on the viscosity of the lower crust and the assumed high strength of the mantle. They assumed a lower crust viscosity of 3×10^{18} Pa.s, similar to some other estimates for continental domains (Ranalli, 1987; Piersanti, 1999), but with no regional data to support it. Also, Calais et al. (2002) assumed that relaxation occurs only in the lower crust, whereas other authors have proposed that in other regions it may also affect the upper mantle (Freed et Lin, 2001; Pollitz et al., 2000, 2001).

Several authors have used transient signals in GPS-derived velocities to infer the viscosity of the crust and/or mantle in various tectonic environments, e.g. rifting (Pollitz, 1996; Hofton et Foulge, 1996), strike-slip (Pollitz et al., 2000, 2001; Rydelek et Sacks, 2001), compression (Pollitz et Dixon, 1998; Piersanti, 1999), post-glacial rebound (Milne et al., 1991). In this work, we use GPS-derived velocities in Western Mongolia (Calais et al., 2003), together with postseismic viscoelastic relaxation models for the main earthquakes in the area, in order to assess the viscosity of the lower crust and upper mantle. We compare our results with thermobarometric and petrologic analysis of lower crustal and mantle xenoliths in central Mongolia, with seismic tomography results and with gravity modelling applied to this region. In a companion paper, we use the viscosities found here in order to investigate stress transfer trough viscoelastic relaxation in an attempt to explain the clustering of large earthquakes in Mongolia in this century (Pollitz, 2003b).

3.3.2 Modelling GPS velocities

Interseismic velocities

We model the GPS velocity field (figure 3.8) as the combination of : (1) a rigid translation of the whole GPS network, (2) a rigid rotation of the whole GPS network (3) a simple shear component modelled as a north-south linear velocity gradient between the Siberian platform to the north and northern China to the south, and (4) the episodic and transient deformation attributable to earthquake faulting. Note that in a spherical geometry, components (1) and (2) could, in principle, be represented together as a rigid rotation of the network about an Euler pole. The first three components describe the long-term velocity field, whereas the fourth one represents coseismic deformation caused by earthquake(s) that occurred during the GPS survey time span as well as postseismic deformation following recent large earthquakes. We shall give explicit forms for these components in section 3.3.3.

Since no significant earthquake occurred in the study area during the period of the GPS observations, the GPS velocity field can be decomposed into a term representing the long-term background displacements (rigid rotation, translation, and simple shear), and

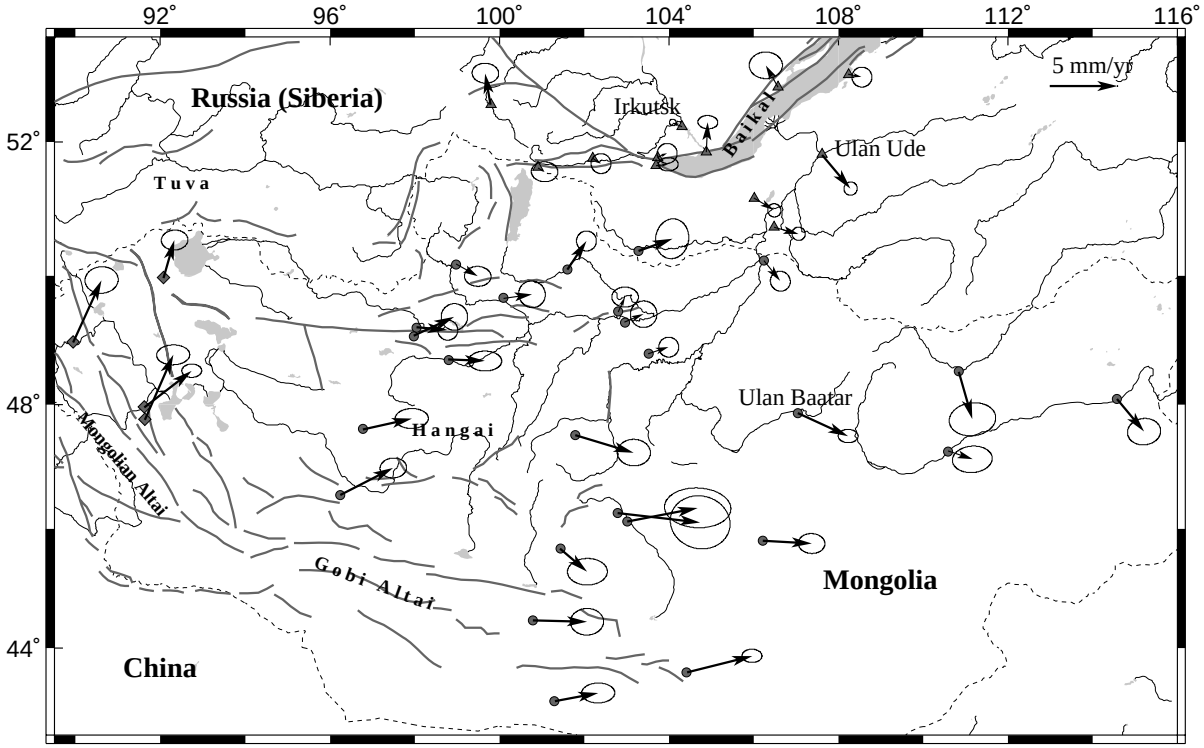

FIG. *3.8: GPS-derived velocities with their 95% confidence error ellipse, shown with respect to Eurasia (Calais et al., 2003). Circles show the Central Mongolia data set; Circles and diamonds together show the Mongolia data set; Circles, diamonds, and triangles show the Mongolia-Baikal data set.*

a term representing postseismic deformation from the large 20^{th} century earthquakes. The aim of our study is to find the viscosity structure that best-fits the observed GPS velocities, given the model described above, and to determine the contribution of postseismic effects to current deformation in the Mongolia-Baikal area.

Postseismic Deformation Model

Viscoelastic relaxation approach Transient deformation is often attributed to postseismic processes following major earthquakes. Three different mechanisms are usually considered : afterslip on the rupture plane and its downdip extension (e.g. Savage et Svarc, 1997; Bürgmann et al., 1997; Kenner et Segall, 2000), pore pressure reequilibration (e.g. Peltzer et al., 1996) and postseismic relaxation of the lower crust and upper mantle (e.g. Pollitz, 1997; Deng et al., 1998). Viscoelastic relaxation is the only process susceptible to produce postseismic deformation over a long time periods (10 years and longer) and large spatial scales (over 100 km) (Rydelek et Sacks, 1990; Pollitz, 1992; Pollitz et Sacks, 1992; Pollitz et al., 2000). Moreover, Pollitz (1997) showed that, after a sufficiently long time, (typically a few Maxwell relaxation times of the viscoelastic medium), postseismic effects become larger than the coseismic effects at distances several times the elastic plate thickness and greater. The long time elapsed since the major 20^{th} century Mongolian earthquakes (*e.g.*, 97 years since the 1905 Bolnay event) creates the conditions for potentially large and measurable long wavelength postseismic transient signals.

Viscoelastic relaxation results from the coupling between a brittle/elastic crustal layer and an underlying viscoelastic layer. Large deviatoric stress levels caused by stress redistribution following an earthquake cannot be sustained in ductile layers for long periods of time. Relaxation of the ductile regions, typically the continental lower crust and uppermost mantle, couples into persistent straining of the elastic layer with time. In this study, we use the VISCO1D program (Pollitz, 1997) to compute these postseismic viscoelastic relaxation effects. For a spherically stratified viscoelastic-elastic earth, assuming a Maxwell rheology, VISCO1D computes the spatial distribution of stresses generated by a given point source (in the elastic portion of the crust) at given time intervals. The stresses are computed in terms of a spherical harmonic expansion of spheroidal and toroidal components and are evaluated using a modal summation. The finite faults considered in this study are modelled as the discrete sum of a large number of representative point sources.

The most important factors controlling the viscoelastic relaxation are the rupture parameters (fault geometry and slip) and the Earth model characteristics (thicknesses of the elastic and viscoelastic layers and viscosity structure). The spatial pattern of the relaxation is mainly controlled by the relative thickness of the elastic and dominant viscoelastic regions whereas the temporal evolution is constrained primarily by the viscosity (Pollitz, 1992). We discuss hereafter the rupture parameters of the earthquakes used in this study and the parametrization of the rheological structure of western Mongolia.

Rupture parameters We model the viscoelastic relaxation due to the seven largest earthquakes that occurred in Mongolia and surroundings in the past 100 years. Their magnitude range from 6.8 to 8.4 (table 3.1). For the sake of simplicity, we associate a

Earthquake	Date	Strike	Dip	Rake	Slip (cm)	Depth (km)	Length (km)	M_o (N.m)	M	Ref.
Tsetserleg	09/07/1905	72.7	90	000	343	35	177	8.81×10^{20}	7.9	1
		85.9					90			
Bolnay	23/07/1905	95.5	90	000	877	35	218	4.95×10^{21}	8.4	1
		97.10					80			
Fu Yun	10/08/1931	161.7	90	180	1114	20	171	1.26×10^{21}	8.0	2
Mondy	04/04/1950	100	75	000	188	15	30	3×10^{19}	7.0	3
Bogd	04/12/1957	101.4	70	009	1005	20	264	1.76×10^{21}	8.1	4,5
Baikal	29/08/1959	248	53	-50	198	10	30	1.63×10^{19}	6.8	6
		002	90	180	241	10	15	1.2×10^{19}		
Mogod	05/01/1967	020	90	165	362	10	20	2.4×10^{19}	7.1	7,8
		310	24	90	503	6	12	1.19×10^{19}		

1-Schlupp (1996), 2-Khilko et al. (1985), 3-Delouis et al. (2002)
4-Okal (1976), 5-Kurushin et al. (1997), 6-Doser (991a),
7-Huang et Chen (1986), 8-Bayasgalan (1999).

Tab. ***3.1:*** *List of earthquakes used in the viscoelastic relaxation models and their rupture parameters.*

given earthquake with one or several rectangular fault plane(s). Fault parameters are specified by the rupture length, maximum and minimum edge depths, and strike, dip, slip, and rake. We derived these parameters from published information (Okal, 1977; Khilko et al., 1985; Huang et Chen, 1986; Déverchère et al., 1991; Baljinnyam et al., 1993; Schlupp, 1996; Delouis et al., 2002). We fix the rupture length (L) and width (W) at preferred values and determine the coseismic slip (U) in conformity with the known seismic moment (M_o) using the relation $M_o = \mu LWU$. Since we assume uniform slip, we use an effective rigidity μ which is a weighted average of rigidity values along the given fault plane according to the elastic stratification ($\mu = 3.3 \times 10^{10}$ Pa for a fault depth shallower than 20 km, $\mu = 4.15 \times 10^{10}$ Pa for deeper faults).

Rheological structure We specify the rheological structure of the region in terms of its elastic structure, the location of the major rheological discontinuities, and the viscosities of the ductile portions of the model. Layering is assumed to be spherically symmetric, it therefore depends on depth only. The elastic structure is essentially provided by PREM (Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski and Anderson, 1981). The first 20 km of the crust, however, are derived from Nolet (1977)'s surface wave study in order to better match the regional characteristics.

Thermobarometric and petrologic analysis of mantle and lower crustal xenoliths in Western Mongolia indicate that the crust-mantle boundary is located at a depth of 45 km on average (Ionov et al., 1998), reaching 50 km beneath the northern Hangai area (Stosch et al., 1995; Kopylova et al., 1995). These results are consistent with a seismic tomography study (Villaseñor et al., 2001), that shows a crustal thickness of 50 to 60 km in Western Mongolia, and with forward modelling of gravity data (Petit et al., 2002), that indicates a 48 km thick crust. In addition, wide-angle seismic data show crustal thicknesses of 45 km south of lake Baikal, about 500 km to the northeast of the Bolnay

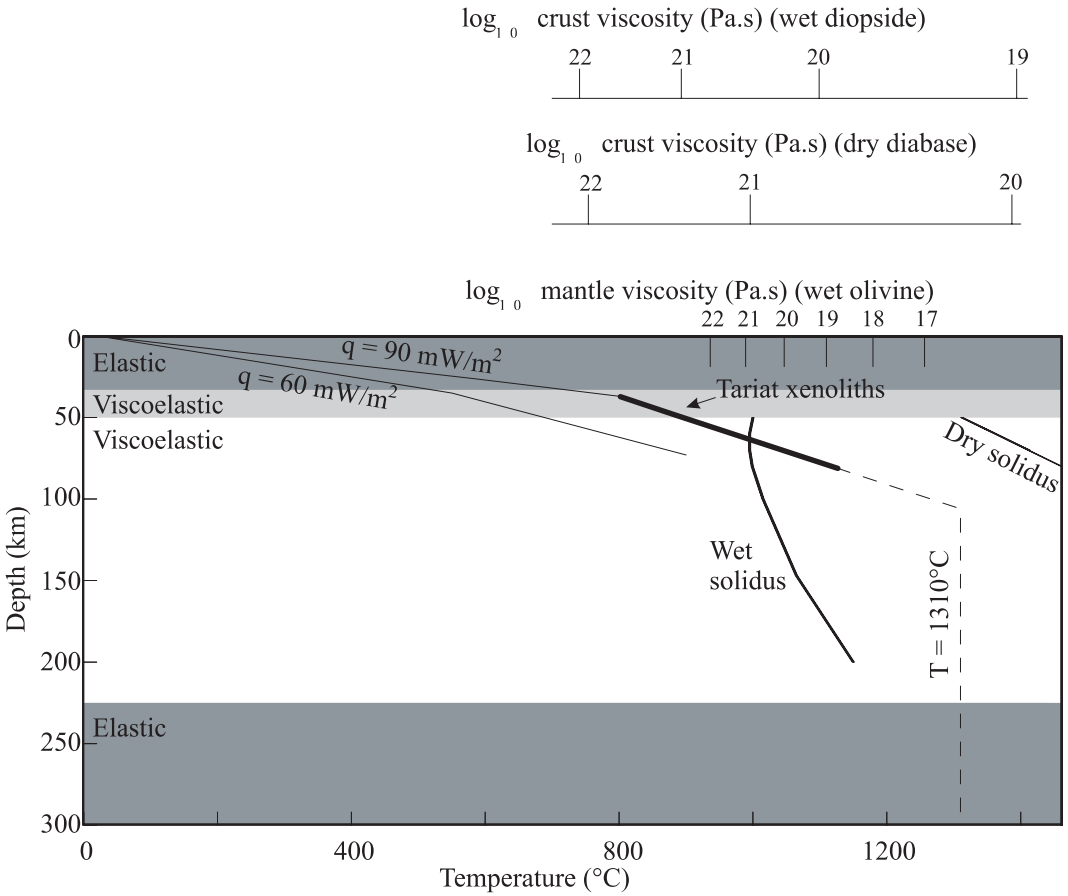

Fig. 3.9: *Viscoelastic stratification used to model postseismic deformation in Western Mongolia. The thick black line represents the geotherm for the Tariat region (Ionov et al., 1998), the thin black lines are theoretical conductive geotherms for continental domains for surface heat flows of 60 and 90 mW/m^2 (Pollack et Chapman, 1977). The experimentally-derived viscosity law for wet olivine are from Hirth et Kohlstedt (1996), for dry diabase and wet diopside from Mackwell et al. (1998). These laws are computed with $\dot{\varepsilon}$ constant ($\dot{\varepsilon} = 2,2 \times 10^{-15} s^{-1}$) for the crust and σ constant ($\sigma = 0,3 MPa/yr$) for the mantle.*

rupture but in the same geological domain (Khamar-Daban range), and of 48-49 km about 250 km north of the Bolnay fault (Krylov et al., 1991). We therefore use a crustal thickness of 50 km in the models (figure 3.9).

Déverchère et al. (2001) recently analyzed the earthquake depth distribution in the Baikal rift zone and northern central Mongolia using a subset of 632 relocated earthquakes extracted from an instrumental seismicity catalog covering the past 30 years (Institute of the Earth Crust, Irkutsk, Russia). Although most of the hypocenters are concentrated between 10-20 km, they show that a significant seismicity persists at greater depth, with 9 to 15% of the hypocenters located between 25 and 35 km and 7 to 13% located between 35 and 40 km. The occurrence of relatively deep earthquakes (30-40 km) had previously been evidenced in the northern part of the Baikal rift zone by Déverchère et al. (1993) and Vertlib (1981). Déverchère et al. (2001) use the hypocenter depth distribution to infer a brittle-ductile transition at about 25 km and a seismogenic thickness of 35 ± 5 km (assuming a 100 Ma thermal lithosphere), with a quartz rheo-

logy in the upper 10 km and a diabase one from 10 to 45 km. In Mongolia, Bayasgalan (1999) performed waveform modelling of several recent earthquakes and found that 5 out of 29 earthquakes with $m_b > 5.0$ occurred at depths between 20 and 30 km. These observations therefore indicate that the lower limit of the seismogenic upper crust in the Western Mongolia-Baikal area may reach a depth of 30 to 40 km. In our models, we will use a 35 km thick upper elastic crust. We also tested a 25 km thick upper crust and found no significant impact on the results presented here (see section 3.3.4, Influence of the elastic upper crust thickness).

The ductile behavior of the upper mantle can be represented by power-law creep (Weertman, 1978) :

$$\dot{\varepsilon} = A_0 exp\left(-\frac{E^* + PV^*}{RT}\right)\sigma^n \tag{3.1}$$

where $\dot{\varepsilon}$ is the strain rate, A_0 is a pre-exponential factor, E^* is the activation energy, V^* is the activation volume, R is the gas constant, σ is the stress, n is the power-law exponent (3.5 in the mantle), P is the pressure, and T is the absolute temperature. In the shallow mantle, the strain rate depends primarily on temperature rather than pressure. Hence, since T increases with depth, for a given stress, the viscosity is predicted to decrease with depth. At depths greater than 200 to 300 km , the effect of pressure dominates, resulting in a viscosity increase with depth (Karato et Wu, 1993). We assign a sharp boundary to what is most likely a gradual transition from a lower to higher viscosity mantle and neglect possible viscosity variations within the uppermost mantle. As a compromise, we fix the bottom depth of the ductile portion of the upper mantle at 220 km and assign uniform viscosity to the mantle from 50 to 220 km depth. Below 220 km, we assume an elastic mantle (figure 3.9).

3.3.3 Inversion

At a given position r on the spherical Earth, let x and y measure distance in the local East and North directions, respectively, and let $\hat{x}$ and $\hat{y}$ be the corresponding local unit vectors. We model the observed horizontal velocities $V = v_x\hat{x} + v_y\hat{y}$ at point r between times t_1 and t_2 as :

$$V(r; t_1, t_2) = V_{trans}(r) + V_{rot}(r) + V_{sz}(r) + V_{ps}(r; t_1, t_2; \eta_c, \eta_m) \tag{3.2}$$

In equation 3.2, V_{trans} and V_{rot} represent velocity vectors associated with a rigid translation and rotation, respectively :

$$V_{trans}(r) = (A_1\hat{x} + A_2\hat{y}) \tag{3.3}$$

$$V_{rot}(r) = \frac{A_3(\hat{r}_0 \times r)}{R} \tag{3.4}$$

where, without loss of generality, $\hat{r}_0$ represents an arbitrary reference position near the study area, and R is Earth's radius. V_{sz} represents the velocity field associated with a simple shear zone. Based on the regional pattern of faulting (Schlupp, 1996; Cunningham et al., 1996b,a), we assume a constant North-South velocity gradient through the deformed area from China in the south to the Siberian platform in the north :

$$V_{sz}(r) = \left[\frac{A_4(y - y_0)}{W}\right]\hat{x} \tag{3.5}$$

where, without loss of generality, y_0 represents the position of an arbitrary constant latitude near the study region, and $W = 1110$ km is the width of the shear zone bounded by latitudes 52^oN and 42^oN. Finally, V_{ps} represents the postseismic velocity, which depends on the viscosity structure through parameters η_c (lower crust viscosity) and η_m (mantle viscosity).

It is useful to define the total rotation rate contributed by the rotational and shear zone velocity fields, i.e., $v' = V_{rot} + V_{sz}$:

$$\dot{\omega}_{xy} = \frac{1}{2}\left[\frac{\partial v'_x}{\partial y} - \frac{\partial v'_y}{\partial x}\right] \tag{3.6}$$

Substituting equations 4 and 3.5 into equation 3.6 gives :

$$\dot{\omega}_{xy} = \frac{1}{2}\left[-\frac{A_3}{R} + \frac{A_4}{W}\right] \tag{3.7}$$

We may write a similar formula for the horizontal shear strain :

$$\varepsilon_{xy} = \frac{1}{2}\left[\frac{\partial v'_x}{\partial y} + \frac{\partial v'_y}{\partial x}\right] = \frac{1}{2}A_4, \tag{3.8}$$

which is negative for left-lateral shear along vertical east-west-trending planes.

Let $\{V^n_{obs}(r_n; t_1, t_2) \mid n = 1, ...N\}$ with associated East and North components v^n_{xobs} and v^n_{yobs}, respectively, represent the observed velocity field at N GPS sites located at r_n, and let C be their associated covariance matrix. Our modelling strategy is to minimize the fit of this data with the model of equation 3.2 by performing a grid search in the space $\{\eta_c, \eta_m\}$, correcting the observed velocity field for predicted postseismic velocities, and estimating the parameters A_1, A_2, A_3, A_4 by least squares inversion. Specifically, for each pair of trial viscosities η_c and η_m, we minimize the χ^2 statistic

$$\begin{aligned} \chi^2 &= [\Delta v_1 \Delta v_2 ... \Delta v_N] \,.C.\, [\Delta v_1 \Delta v_2 ... \Delta v_N]^T \\ \Delta\nu_n &= \left[(v_x(r_n; t_1, t_2) - v^n_{xobs})(v_y(r_n; t_1, t_2) - v^n_{yobs})\right] \end{aligned} \tag{3.9}$$

with respect to the four parameters A_1, A_2, A_3, and A_4 by least squares inversion. Thus the factors V_{trans}, V_{rot}, and V_{sz} are determined by inversion of the data, and the resulting minimum χ^2 is a function of η_c and η_m. We are at liberty to include or exclude any of V_{trans}, V_{rot}, or V_{sz} in this inversion (*i.e.*, $A_1 = A_2 = 0$ or $A_3 = 0$ or $A_4 = 0$ a priori). Likewise, we can estimate one or more of these background velocity components without postseismic relaxation (*i.e.*, $V_{ps} = 0$ a priori).

In addition, we find that there are strong tradeoffs between the estimations of V_{rot} and V_{sz}, so that it is desirable to impose an external constraint on these parameters. According to the geologic slip rates known on the two main E-W left-lateral ruptures in Mongolia (in the Gobi Altay and Bolnay), the shear velocity ($= A_4$) is at least 3 mm/yr (Ritz et al., 1995, 2003). Taking into account other possible left-lateral strike-slip faults (e.g. Sayan in the northern edge of the defined shear zone) and distributed deformation which is not localized near a major fault, we consider that the maximum amount of left-lateral shear is 10 mm/yr. Thus, in one class of inversions that we implement, we impose the constraint $3 < A_4 < 10$ mm/yr. We shall refer to inversions that have this

constraint as "V_{sz}-restricted", whereas inversions with A_4 unrestricted will be called "V_{sz} unrestricted".

Postseismic velocities are computed a priori, using the method described above. For the standard Earth model, we computed a set of 375 viscoelastic relaxation models for the 1997-2002 period, varying the upper mantle viscosities from 3×10^{17} to 3×10^{22} Pa.s and the ratio of the lower crust to upper mantle viscosity from 0.03 to 10 (i.e. lower crust viscosities ranging from 9×10^{15} to 3×10^{23} Pa.s)

3.3.4 Models and tests

We perform a series of tests in order to understand the tradeoffs between the parameters estimated in the inversion, the impact of the uncertainties on the GPS velocities, and the subset of sites used in the inversion.

One of the issues of the inversion process is the assignment of a proper weight to the GPS data. In principle, the a priori covariance matrix C should simply reflect the formal errors of the GPS-derived velocities. However, the fact that the number of GPS measurement epoch per site and the total measurement time span vary significantly across the network implies an uneven spatial distribution of the GPS uncertainties, with the best determined velocities in the Baikal rift zone. In order to investigate the influence of this uneven distribution of the GPS uncertainties, we ran three series of tests with the diagonal terms of the a priori covariance matrix C :

(1) derived from the formal GPS errors ("true errors") ;

(2) derived from the formal GPS errors, except for stations with formal errors less than 1 mm/yr, for which they are set to 1 mm/yr ("mixed errors") ;

(3) fixed to 1 mm/yr for all stations ("fixed errors").

Also, since the study area shows 3 major areas of contrasting tectonic regime (right-lateral transpression in the Altay, left-lateral shear in Western Mongolia, left-lateral transpression to normal faulting in the Baikal rift zone), we tested 3 different subsets of the data :

(1) the entire GPS data set (41 velocities, all GPS stations on figure 3.8) ;

(2) a data set without GPS sites from the Baikal area (Mongolia, 29 velocities, circles and diamonds on figure 3.8) ;

(3) data set without GPS sites from both the Altay and Baikal areas (central Mongolia, 25 velocities, circles on figure 3.8).

For each of these tests, we further implemented the "V_{sz}-restricted" and the "V_{sz}-unrestricted" inversions (see above) and use the three covariance matrices C defined above. Finally, we tested the influence of a 25 km thickness for the elastic upper crust.

"Benchmark" model

Before the details of the parameter tests, we first present the results of a "benchmark" model based on the Mongolian GPS data set, using "mixed errors" (see above), and the "V_{sz}-restricted" inversion scheme. We first test whether allowing for postseismic strain

significantly improves the model fit to the data by comparing inversions performed with and without postseismic effects. As shown on figure 3.10a, we find a χ^2 improvement when postseismic effects are taken into account. An F-test (e.g. Stein et Gordon, 1984) shows that this χ^2 improvement is significant at the 80% confidence level, given the degrees of freedom of the inversions (58 data, $n_2 = 6$ unknown parameters (A_1, A_2, A_3, A_4, η_c, and η_m) with postseismic effects, $n_1 = 4$ without postseismic effects).

Figure 3.10b shows the χ^2 in the $[\eta_m$ / $(\eta_c/\eta_m)]$ domain. We find that the minimum χ^2 is obtained for two domains of upper mantle viscosity, independently of the $[(\eta_m/\eta_c)]$ ratio : a low viscosity domain ($< 6\times10^{18}$ Pa.s) and high viscosity domain ($> 6^{20}$ Pa.s). We used the F-test statistics to delineate the 70% and 80% confidence level area (bold lines on figure 3.10b). We find two domains in which postseismic effects significantly improve the inversion results, corresponding to either a weak viscoelastic structure (2×10^{18} Pa.s $< \eta_m < 3 \times 10^{18}$ Pa.s and 6×10^{16} Pa.s $< \eta_c < 9 \times 10^{16}$ Pa.s, 80% confidence), or a strong viscoelastic structure (5×10^{20} Pa.s $< \eta_m < 1 \times 10^{21}$ Pa.s and a 9×10^{20} Pa.s $< \eta_c < 1\times10^{22}$ Pa.s, 70% level confidence) (tables 3.2 and 3.3). These results are not altered when we use a different subset of GPS sites in the inversion or by the assumption about formal errors of the data. In the first case (low upper mantle/lower crust viscosity), postseismic stresses will relax rapidly after each event. In the second case (high upper mantle/lower crust viscosity), postseismic stresses will relax slowly. In both cases, surface deformation due to postseismic relaxation for a 5 year period, 100 years after major earthquakes, are therefore expected to be small.

Tests

Influence of the GPS data subset We tested the influence of using 3 different GPS data subsets (see above) in the inversion and found that, regardless of the GPS data subset used, χ^2 minimum are located in the same $[\eta_m$ / $(\eta_c/\eta_m)]$ domains (tables 3.2 and 3.3). The F-tests always favor a low viscosity structure, but levels depend on the data used in the inversion (table 3.2). The confidence level for the low viscosity χ^2 minimum decreases from 90% when using the most restricted GPS data set (central Mongolia stations) to 70% when using the entire GPS data set. For the stronger viscosity χ^2 minimum, using the entire data set and the Mongolia data set both result in a 70% confidence level domain whereas the restricted data set results in a 62% confidence level only (table 3.3).

This dependency of the F-test confidence level on the GPS data set used in the inversion may result from the different tectonic regimes in the study area (right-lateral shear in western Mongolia, left-lateral shear in central Mongolia, NW-SE extension in the Baikal area) or may reflect lateral variations of the viscosity structure (tables 3.2 and 3.3).

Influence of the GPS uncertainties We tested the influence of the uncertainties on the GPS data using the three cases described above ("true", "mixed", or "fixed" errors). We find that the χ^2 in the $[\eta_m$ / $(\eta_c/\eta_m)]$ domain for the "mixed errors" and the "fixed errors" does not change whereas it is 8 times higher for the χ^2 minimum using the "true errors". This suggests that there are signals in the observed velocities that are not accounted for in our model. In particular, lateral variations in elastic and viscoelastic properties

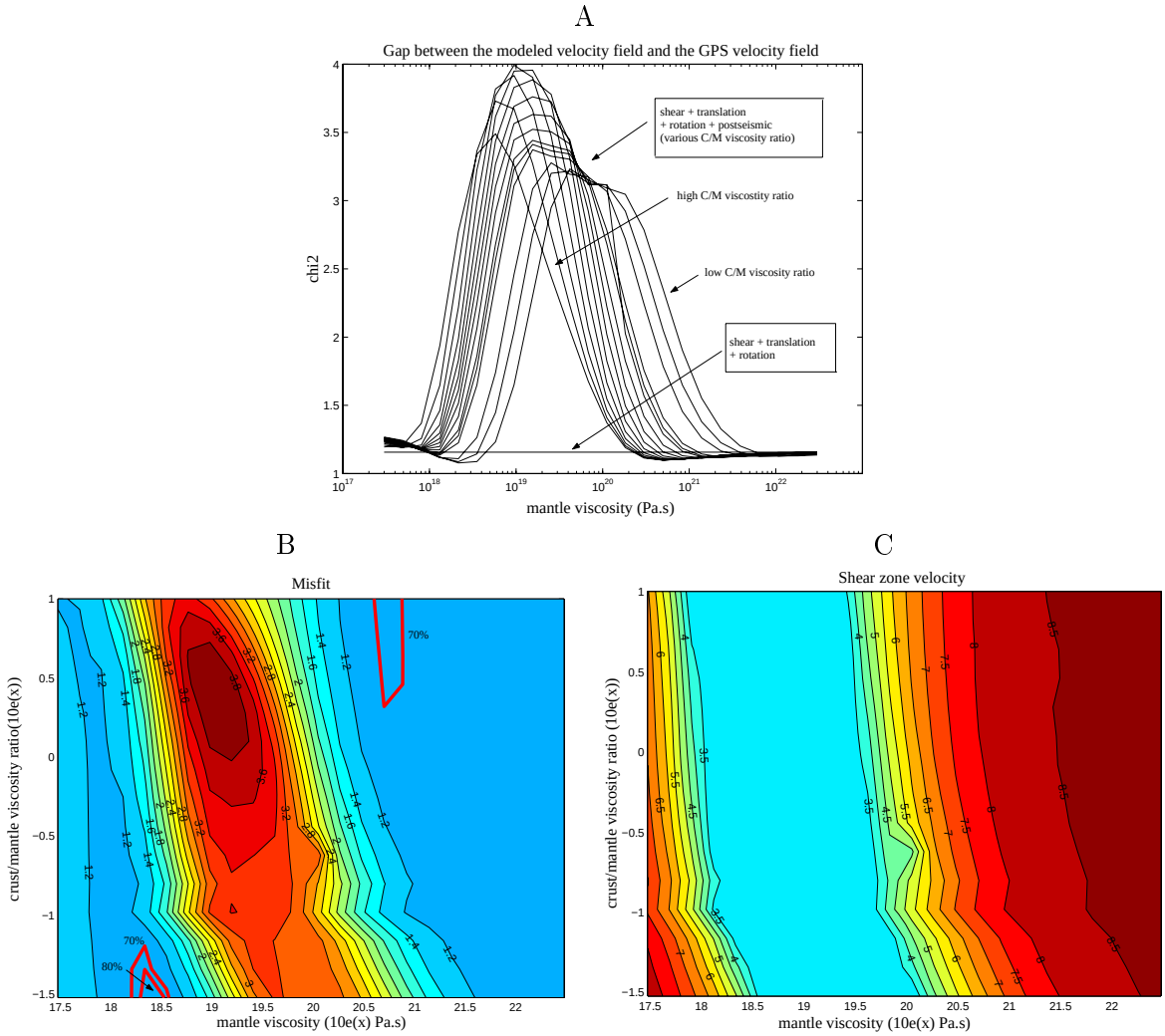

Fig. *3.10:* *Result for the inversion of the Mongolia GPS data set (29 stations), with a covariance matrix derived from the formal GPS errors with the restriction that the standard deviation in any velocity component must be greater than 1 mm/yr and with "Vsz restricted" scheme. A : χ^2 as a function of upper mantle viscosity with postseismic effects (curves), without postseismic effects (horizontal line). B : Logarithmic misfit of GPS data with respect to the viscoelastic relaxation model as a function of mantle viscosity and crust-to-mantle viscosity ratio. The contours show the 70% and 80% confidence area where the null hypothesis is verified by an F-test* (i.e., *accounting for postseismic effects significantly improves the χ^2). C : Shear velocities across Mongolia obtained from this inversion (in mm/yr).*

GPS data set	Uncertainties	Weak viscoelastic structure η_m (Pa.s)	η_c (Pa.s)	Vsz (mm/yr)	f-test %	Vsz (without PS) (mm/yr)
Central Mongolia	fixed	$2\times10^{18}-2.5\times10^{18}$	$6\times10^{16}-7.6\times10^{16}$	3.5-4	90	7.3
	and	$1\times10^{18}-4\times10^{18}$	$3\times10^{16}-1.5\times10^{17}$	3-5	80	
	mixed	$1\times10^{18}-4\times10^{18}$	$3\times10^{16}-2\times10^{17}$	3-5	70	
	true	$8\times10^{17}-3\times10^{18}$	$2.5\times10^{16}-1\times10^{17}$	3-5.5	-	
Mongolia	fixed and	$2\times10^{18}-3\times10^{18}$	$6\times10^{16}-9\times10^{16}$	3.5-5.5	80	8.6
	mixed	$1.5\times10^{18}-4\times10^{18}$	$4.5\times10^{16}-2\times10^{17}$	3-5.5	70	
	true	$1\times10^{18}-4\times10^{18}$	$3\times10^{16}-1\times10^{17}$	4.5-6.5	-	
Mongolia + Baikal	f. and m.	$2\times10^{18}-2.7\times10^{18}$	$6\times10^{16}-8.1\times10^{16}$	5-5.5	70	8.9
	true	-	-	-	-	9.4
SUMMARY		$1\times10^{18}-4\times10^{18}$	$3\times10^{16}-2\times10^{17}$	3-5.5	-	-

Tab. *3.2: Viscosities, shear zone velocity, and F-test results for the weak mantle viscosity minimum, with respect to the GPS data subset and covariance matrix used in the inversion (true, mixed (or m.) and fixed (or f.)). The depth of the interfaces is 35 km for the upper/lower crust boundary, 50 km for the Moho, and 220 km for the lower limit of the upper mantle.*

GPS data set	Uncertainties	Strong viscoelastic structure η_m (Pa.s)	η_c (Pa.s)	Vsz (mm/yr)	f-test %
Central Mongolia	f. and m.	$>3\times10^{21}$	$>9\times10^{19}$	7-7.5	<70
	true	6×10^{20}	$9\times10^{20}-6\times10^{21}$	6.5-7	-
Mongolia	f. and m.	$5\times10^{20}-1\times10^{21}$	$9\times10^{20}-1\times10^{22}$	8-9	70
	true	$3.8\times10^{20}-8.3\times10^{20}$	$9.5\times10^{20}-8.3\times10^{21}$	7.5-8.5	-
Mongolia + Baikal	f. and m.	$6\times10^{20}-1\times10^{21}$	$6\times10^{20}-1\times10^{22}$	8-8.5	70
	true	$3\times10^{20}-4.5\times10^{21}$	$4.5\times10^{20}-4.5\times10^{22}$	8.5-9.5	-
SUMMARY		$5\times10^{20}-1\times10^{21}$	$6\times10^{20}-1\times10^{22}$	6.5-9.5	-

Tab. *3.3: Same as table 3.2 for the higher mantle viscosity minimum.*

GPS data set	Uncertainties	25 km upper crust thickness η_m (Pa.s)	η_c (Pa.s)	Vsz (mm/yr)	f-test %
Central Mongolia	fixed	$8\times10^{17}-2\times10^{18}$	$2.4\times10^{16}-8\times10^{16}$	3-5	90
	and	$5.3\times10^{17}-2.2\times10^{18}$	$1.6\times10^{16}-1.6\times10^{17}$	3-5.5	80
	mixed	$4.5\times10^{17}-2.2\times10^{18}$	$1.35\times10^{16}-9.5\times10^{17}$	3-5.5	70
	true	$6\times10^{17}-1.7\times10^{18}$	$1.8\times10^{16}-4\times10^{16}$	3-5.5	-
Mongolia	fixed	$1\times10^{18}-2\times10^{18}$	$3\times10^{16}-2\times10^{16}$	3.5-5.5	90
	and	$8\times10^{17}-2.3\times10^{18}$	$2.4\times10^{16}-8\times10^{16}$	3-6	80
	mixed	$5\times10^{17}-2.4\times10^{18}$	$1.5\times10^{16}-9\times10^{16}$	3-6.5	70
	true	$7.7\times10^{17}-2\times10^{18}$	$2.3\times10^{16}-7\times10^{16}$	3.5-6.5	-
Mongolia + Baikal	fixed and	$1\times10^{18}-2\times10^{18}$	$3\times10^{16}-6.5\times10^{16}$	3.5-6	80
	mixed	$8\times10^{17}-2\times10^{18}$	$2.4\times10^{16}-6\times10^{16}$	3.5-6.5	70
	true	-	-	-	-
SUMMARY		$5\times10^{17}-2\times10^{18}$	$2\times10^{16}-8\times10^{16}$	3-6	-

Tab. *3.4: Same as table 3.2 for a 25 km upper elastic crust thickness instead of 35 km.*

would modify the response to background tectonic forces or earthquakes. For example, large velocity gradients are observed locally in the eastern Hangai region (48°N, 103°W) which are not matched in the model (figure 3.11). However, this region is underlain by very slow seismic-velocity mantle (Friederich, 2003) and is characterized by a steep thermal gradient (Ionov et al., 1998; Ionov, 2002; Kopylova et al., 1995), suggesting more compliant crust and mantle. This region could thus accommodate a higher-than-normal background strain for given tectonic background forces, and it may also respond to postseismic stresses in a different manner than surrounding regions. Nevertheless, the χ^2 pattern and minima in the $[\eta_m \ / \ (\eta_c/\eta_m)]$ space remain the same in the three cases.

Influence of the shear velocity We find best-fit models in the same $[\eta_m \ / \ (\eta_c/\eta_m)]$ domains when we invert the data using the "V_{sz}-unrestricted" scheme or "V_{sz}-restricted" scheme. The difference between the minimum χ^2 between the two strategies is less than 10^{-4}. For the weak viscosity structure, we find a best-fit shear zone velocity that ranges from 3 to 5.5 mm/yr using the entire GPS data set and "fixed" or "mixed" velocity uncertainties. We find a slightly larger shear velocity (3 to 6.5 mm/yr) when using the "true" GPS uncertainties (table 3.2). For the strong viscosity structure, we find a best-fit shear zone velocity that ranges from 6.5 to 9 mm/yr. The higher velocity is obtained when inverting the entire GPS data set (table 3.3). The results are similar to the former one if we assume no postseismic component (table 3.2). These results are discussed in section 3.3.4.

Influence of the elastic upper crust thickness We tested the effect of a 25 km thick elastic upper crust instead of the 35 km used in our standard model (table 3.4). The general χ^2 pattern in the $[\eta_m \ / \ (\eta_c/\eta_m)]$ domain shows little change compared to a 35 km thick upper crust. However, we find that a 25 km thick upper crust results in a best-fit mantle viscosity twice smaller than in the 35 km thick upper crust case. The best fit viscosities for the 25 km thick upper crust range from 5×10^{17} Pa.s to 2×10^{18} Pa.s for the mantle and from $2 \times 10^{16} Pa.s$ to 1×10^{17} Pa.s for the lower crust (table 3.4).

Final results

The tests presented above show that the mantle and crust viscosities derived from the inversion of the GPS data are not strongly dependent on the GPS data set, the background shear strain, the GPS data uncertainties, or the upper/lower crust limit. The results obtained with the GPS data errors and/or all of the GPS stations inverted yield somewhat worse fits because of the disproportionate weight given to some GPS sites and the possible effect of a laterally variable viscosity structure. However, regardless of the data set or inversion scheme, we find that the mantle viscosity beneath Mongolia ranges fits both a high viscosity model ($5 \times 10^{20} < \eta_m < 1 \times 10^{21}$ Pa.s) and a low viscosity model ($1 \times 10^{18} < \eta_m < 4 \times 10^{18}$ Pa.s). As shown above, the statistical tests slightly favor a low viscosity model. Also, the shear zone velocity associated with the low viscosity model (3 to 5.5 mm/yr) is more consistent with the cumulative slip rate on active faults in Mongolia (Ritz et al., 1995, 2003).

The viscosity of the lower crust is not as well constrained as that of the upper mantle. The F-tests favors a lower crust viscosity ranging from 3×10^{16} to 2×10^{17} Pa.s for the

weak mantle models and ranging from 6×10^{20} to 1×10^{22} Pa.s for the strong mantle models (tables 3.2 and 3.3).

3.3.5 Discussion

A weak upper mantle in Mongolia

The usually assumed "jelly sandwich" model of the continental lithosphere is consistent with the strong mantle models found above. However, our data tend to favor a weak mantle model. Recent results derived from modelling transient surface deformation signals sensitive to uppermost mantle rheology also support low viscosity values for the upper mantle (Bills et al., 1994; Pollitz et al., 2000; Kaufmann et Amelung, 2000; Pollitz et al., 2001). We review hereafter regional arguments that support the hypothesis of the existence of a weak mantle beneath Western Mongolia.

Villaseñor et al. (2001) and Friederich (2003), using surface wave tomography, found a low velocity anomaly in the upper mantle (about -4% at 100 km depth), centered under Western Mongolia, that may be interpreted as an anomalously hot mantle, qualitatively consistent with the low viscosity found here.

Ionov et al. (1998); Ionov (2002) and Kopylova et al. (1995), using thermobarometric and petrologic analysis of crustal and mantle xenoliths embedded in Miocene to Quaternary alkali basalts from central Mongolia (Tariat volcanic field, Hangai region), found a high upper mantle temperature and a much steeper geotherm in that area than in the adjacent cratonic Asia lithosphere (90 mW/m^2 against 60 mW/m^2). This geotherm, together with an experimentally-derived law for the rheology of wet olivine (Hirth et Kohlstedt, 1996), indicates an average viscosity of 10^{17} to 10^{18} Pa.s for the upper mantle (50 to 220 km, figure 3.9), consistent with our results.

Kopylova et al. (1995) suggest a thermal perturbation by advection under Mongolia, possibly caused by a recent magmatic underplating and the intrusion of basaltic magma at the crust-mantle boundary and in the uppermost mantle. Kopylova et al. (1995) and Ionov (2002) both find that the fertile composition of the uppermost mantle in Mongolia, as sampled by the xenoliths, and the moderately high geothermal gradient are consistent with low seismic velocities in the upper mantle.

Finally, Petit et al. (2002) modelled the Bouguer gravity anomaly in Western Mongolia and propose the existence of a thermal anomaly at 100 to 200 km depth beneath the Hangai-Hövsgöl area, caused by mantle upwelling. They also propose the existence of a mafic body underplated at the crust-mantle boundary in order to explain the high topography/low gravity anomaly centered on the Hangai-Hövsgöl area.

All these results point to a high temperature anomaly at the base of the crust and/or in the upper mantle below Western Mongolia. A possible scenario may be that a large part of the basaltic magmas generated by the heating of the asthenosphere above the solidus are underplated at the crust-mantle boundary instead of reaching the surface. These underplated magma would then quickly heat up the upper mantle and the base of the crust, with a high-temperature front advancing upwards by conduction and fluid percolation (Ionov, 2002). This high temperature anomaly at the base of the crust and/or in the upper mantle, combined with the olivine composition of the upper mantle, are consistent with the relatively low viscosity found here.

Lower crust viscosity

As shown above, the viscosity of the lower crust is more difficult to constrain, with possible values ranging from 1×10^{16} to 1×10^{19} Pa.s or more narrowly-restricted values of $3 \times 10^{16} - 2 \times 10^{17}$ Pa.s in the low mantle viscosity case. The lower crust composition is known from xenolith studies to be that of a mafic granulite derived from a basic protolith (Kopylova et al., 1995; Stosch et al., 1995). The most important minerals in these granulites are plagioclase and pyroxene. Stosch et al. (1995) found that the Mongolia granulites are also quite rich in SiO_2 and that quartz is present as an accessory mineral. According to the temperature estimates for the Mongolia granulites (840 $\pm$30°C) and the temperature range obtained for mantle xenoliths (850-1050°C) (Ionov, 1986; Ionov et al., 1998), they inferred no abrupt temperature change across the crust-mantle boundary and that the geotherm in the lower crust is similar to that in upper mantle. In addition, Ionov et al. (1998) found evidence for hydrated minerals at the base of the lower crust. The experimentally-derived law for the rheology of wet diopside or dry diabase (Mackwell et al., 1998) (figure 3.9), assuming a dislocation creep deformation mechanism, together with the geotherm proposed by Ionov et al. (1998), indicates that the viscosity of the lower crust in Mongolia should be greater than 10^{21} Pa.s (figure 3.9). Dry clinopyroxene is predicted to be even stronger than these materials (Bystricky et Mackwell, 2001), and our estimated viscosity thus does not agree with available laboratory measurements. There is no available robust flow law for wet diabase or similar mixtures of plagioclase and clinopyroxene. Hence, we can not compare our results with experimentally-derived law based on these materials that may occupy the lower crust under Mongolia.

An alternate explanation is to invoke a non-Newtonian rheology. Indeed, laboratory experiments show that lithospheric minerals deform in a non-Newtonian manner with a power law viscosity (strain rate proportional to stress raised to a power, usually 2-4 ; Kirby et Kronenberg (1987); Karato et Wu (1993); Kohlstedt et al. (1995)). A power law rheology will result in a smaller short term strength than a Newtonian rheology, but in a stronger long term strength. Pollitz et al. (2001) suggest non-linear rheology as a possible source of apparent differences in inferred viscosities for different time intervals following the Landers and Hector Mine earthquakes. Alternatively, Ivins et Sammis (1996) investigated the rheology of polymineralic materials and found that they may exhibit a transient rheology with two distinct relaxation times. This behavior can be modelled as a Burgher's body, which may be represented as a Maxwell element in series with a Kelvin-Voigt element. The resulting time-dependent response involves a rapid short-term relaxation associated with a low transient viscosity caused by weak inclusions in a harder dominant matrix, and a slow long-term relaxation associated with a higher viscosity of the matrix. Ivins (1996) proposes that a 5% concentration level of weak material in the lower crust is sufficient to induce a substantial weakening effect. Thus, either a non-Newtonian rheology or a transient rheology will produce a viscoelastic material characterized by a spectrum of relaxation times. In general, a short decay constant will be associated with the initial part of the relaxation close to the source fault or with the onset of significant postseismic deformation at great distance from the fault. The latter case corresponds to the arrival of a postseismic stress pulse, which can be sharp when the layering is characterized as a thin low-viscosity channel embedded between stronger materials (e.g. Rydelek et Sacks, 1990; Calais et al., 2002). The largest postseismic ve-

locities in our preferred model are achieved at large distance from the 1905 (and 1957) source ruptures (*i.e.*, easternmost and westernmost Mongolia in figure 3.11). According to this interpretation, these regions are located within a broad "front" of postseismic stress diffusion after decades of diffusion away from the source faults.

Substantial weakening of the lower crust could also result from the presence of partial melt through either melt-enhanced diffusional creep at low melt fractions (Dell'Angelo et Tullis, 1988) or melt-enhanced embrittlement at larger melt fractions (Davisdon et al., 1994). Temperatures sufficient to melt quartz and feldspar in the deeper crust are suggested by the geotherm of Ionov et al. (1998). That is, from temperatures above about 820°C, a condition which is reached in the thick crust beneath Mongolia (Ionov, 1986; Stosch et al., 1995), quartz and feldspar may be partially molten (Presnall, 1995; Ivins, 2000). Such a bi-viscous rheology would imply rapid strain rates during the early postseismic phase while the lower crust behavior is dominated by its weak components, followed by a slow long-term relaxation associated with the higher viscosity of the matrix. Pollitz et Sacks (2002) finds that such a rheology can also match the observed time-dependent GPS site motions following the 1999 Hector Mine earthquake.

There are geological arguments for the presence of weak material in the lower crust in Mongolia. Kopylova et al. (1995) found evidence for fusion at grain boundaries in many of the granulite samples they studied. Moreover, H_2O-saturated plagioclase is partially molten at temperatures above about 800°C (Presnall, 1995), a temperature which is likely reached in the Mongolian lower crust (figure 3.9).

Current contribution of postseismic deformation

We used the best-fit lower crust and upper mantle viscosities found here (10^{17} Pa.s and 2×10^{18} Pa.s respectively) to compute the contribution of postseismic deformation to horizontal surface velocities for the 1997-2002 period in Mongolia (figure 3.11). The model velocities include 3 mm/yr of simple shear between north China and the Siberian platform, a -0.569×10^{-9} /yr rigid rotation rate, and a 3.8 mm/yr eastward and 0.2 mm/yr northward rigid translation. We find a fair agreement between the model and the observations, with a weighted RMS of 0.8 mm/yr for the east velocity component, and 1.2 mm/yr for the north component, consistent with the uncertainties of the GPS velocities. We find that the current contribution of postseismic deformation on horizontal surface velocities does not exceed 2 mm/yr over the entire study area, and is less than 1 mm/yr in the Hangai region (figure 3.11). This small contribution of postseismic deformation on present-day horizontal surface velocities is due to the weak lower crust and upper mantle of our best-fit model, which imply that most of the postseismic strain was released in the first 20 years after each event. Figure 3.12 shows the accumulated strain within 5 year periods during the following ten years after each major events (Bolnay-Tsetserleg sequence earthquake in 1905, Fu Yun earthquake in 1931 and Bogd earthquake in 1957) and at present (1995-2000). The evolution of the relaxation of strain (and strain rate) since 1905 supports the hypothesis of a non-linear rheology to explain the viscosity results, knowing that it will result in an effective viscosity that is small at large strain rate, which is the case after each event.

Our models show that the postseismic signal currently observable in Mongolia is due to the long-lasting effect of the Bolnay-Tsetserleg earthquake sequence, that diffuse away

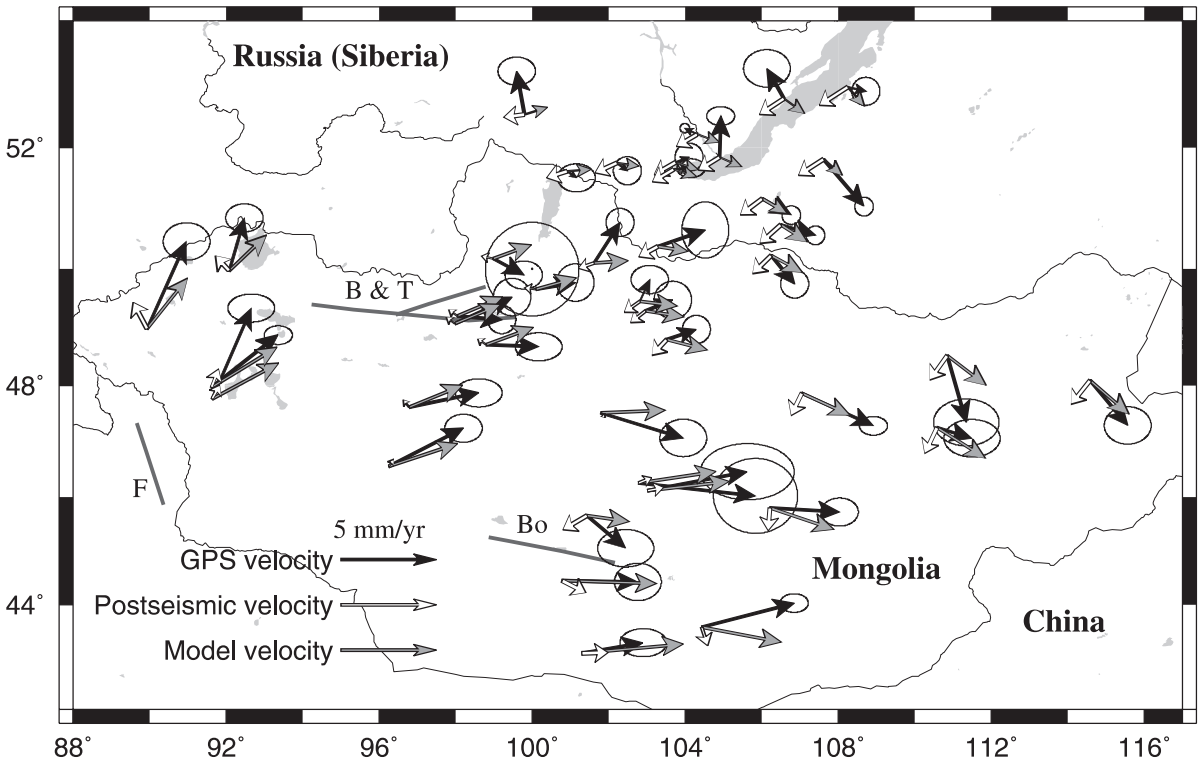

Fig. 3.11: *Comparison between observed (black arrows) and modelled (grey arrows) horizontal GPS velocities. Modelled velocities combine (1) a rigid translation and rotation of the whole network, (2) a 3 to 5 mm/yr simple shear velocity gradient between the Siberian platform and northern China to the south, and (3) postseismic deformation caused by the Bolnay-Tsetserleg sequence (1905), the Fu Yun earthquake (1931), and the Bogd earthquake (1957).* $\eta_m = 2.2 \times 10^{18}$ *Pa.s,* $\eta_c = 1 \times 10^{17}$ *Pa.s,* $V_{sz} = 3$ *mm/yr. The white arrows show the contribution of postseismic velocities only. B & T, Bolnay and Tsetserleg modelled ruptures ; F, Fu Yun modelled rupture ; Bo, Bogd modelled rupture*

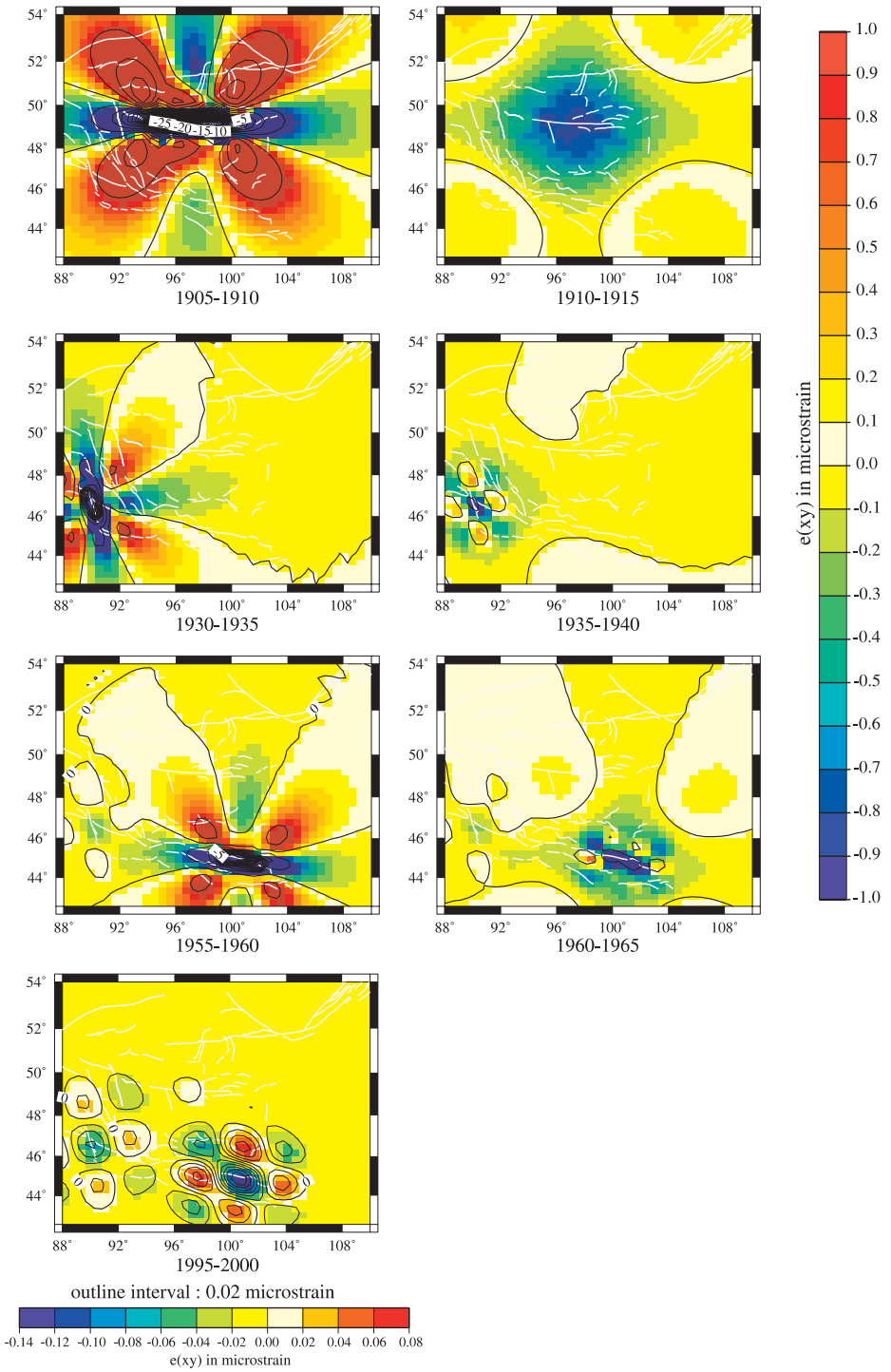

Fig. 3.12: *Map of the accumulated postseismic strain within selected 5 year periods during the following ten years after each major events : Bolnay-Tsetserleg sequence earthquake in 1905, Fu Yun earthquake in 1931 and Bogd earthquake in 1957 and at present (1995-2000). Scale on the right corresponds to the maps on its left side and isolines on these maps are every microstrain. Scale on the bottom correspond to present period (1995-2000) and isolines on this map are every 0.02 microstrain. The postseismic strain is obtained using the best-fit lower crust and upper mantle viscosities found in the study ($\eta_c = 1 \times 10^{17}$ Pa.s and $\eta_m = 2.2 \times 10^{18}$ Pa.s).*

from the source at distances up to several hundreds of kilometers, and to the smaller but more recent contribution of the Bogd earthquake. In the models, the postseismic signal around the Bolnay-Tsetserleg rupture is only due to the postseismic effect of Bogd earthquake, as all the postseismic strain generated by the Bolnay-Tsetserleg sequence has now been relaxed in that area. We find that the postseismic effects of the Fu Yun earthquake do not exceed a few tenth of mm/yr for the whole studied domain.

At about 600 km distance from the 1957 Gobi-Altai rupture, present postseismic velocities reach about 2 mm/yr (figure 3.11). This implies an average tensor shear strain rate of $\sim 2 \times 10^{-9}$/yr (in the left-lateral sense when resolved on E-W trending planes) over almost the entire region, a result which is implicit in the 1995-2000 strain rate field (figure 3.12). However, the strain rate field exhibits a richer and more variable pattern within about 200 km of the Gobi-Altai rupture. The contribution of current postseismic strain to the GPS strain field ranges from 6×10^{-9} /yr to 3×10^{-8} /yr compared with $\sim 3 - 5 \times 10^{-9}$ /yr contributed by the background shear component in the southern and southwestern region (figure 3.12, 1995-2000 period). Thus, postseismic strain rates are substantial in southern Mongolia. They are smaller elsewhere because of the time span since the 1905 Bolnay earthquake.

3.3.6 Conclusion

We used GPS measurements and postseismic deformation models to assess the viscosity of the lower crust and upper mantle in the Baikal-Mongolia area. The data can be fit by a "strong" (high upper mantle and lower crust viscosity) or "weak" (low upper mantle and lower crust viscosity) lithospheric model, but favor a weak model, with an upper mantle viscosity of 1×10^{18} to 4×10^{18} Pa.s and a lower crust viscosity of 3×10^{16} to 2×10^{17} Pa.s.

The presence of a weak mantle beneath Mongolia is consistent with results from independent seismological and petrological studies, that show an abnormally hot upper mantle in that area. The weak lower crust suggested by our models is significantly smaller than the theoretical viscosity derived from the petrological composition and temperature gradient of the lower crust in Mongolia. This may be the result of a transient viscosity of the lower crust, caused either by a non-Newtonian or a bi-viscous rheology.

We find that the GPS velocity field in the Baikal Mongolia area can be modelled as the sum of (1) a rigid translation and rotation of the whole network, (2) a 3 to 5 mm/yr simple shear velocity gradient between the Siberian platform to the north and northern China to the south, and (3) the (small, < 2 mm/yr) contribution of postseismic deformation, primarily caused by both the 1905 Bolnay-Tsetserleg sequence and the 1957 Bogd earthquake.

In a companion paper (Pollitz, 2003b) we use the rheological parameters found here and a Coulomb stress analysis to investigate the role of the weak upper mantle under Western Mongolia on the clustering of large earthquakes in the last century.

Acknowledgment We thank Dmitri Ionov for insightful discussions on the rheology and thermal structure of Western Mongolia and for providing his results in advance of publication. We are grateful to Jacques Déverchère, Jean Chéry, and Rodolphe Cattin for insightful discussions on postseismic effects. We thank the anonymous Associate Editor

and two anonymous reviewer whose comments helped improve the quality of this paper. This research was supported by INSU-CNRS ("Intérieur de la Terre" program), and the French Ministry for Research ("ACI Catastrophes Naturelles"). UMR Géosciences Azur, CNRS-UNSA contribution n°591.

3.4 Contrainte de la viscosité de la croûte inférieure pour un modèle de Terre type "jelly sandwich"

Hypothèse d'un manteau supérieur élastique

Bien que dans les modèles présentés ci-dessus nous n'ayons pas éliminé l'hypothèse traditionnelle du "jelly sandwich" pour représenter l'enveloppe rhéologique de la lithosphère sous la Mongolie, nous la forçons dans ces nouveaux tests en imposant un manteau supérieur élastique. De même que précédemment, nous utilisons le champ de vitesse GPS pour estimer la viscosité de la croûte inférieure (sections 3.3.2 et 3.3.3). Ce nouveau modèle lithosphérique implique que la relaxation viscoélastique des contraintes ne se fait que dans la croûte inférieure. Nous gardons les mêmes paramètres pour les ruptures et les profondeurs d'interface que précédemment (section 3.3.2).

Tests

Nous avons calculé 9 séries de modèles de relaxation viscoélastique correspondant aux trois différents jeux de données (Mongolie centrale, Mongolie et Mongolie-Baïkal, section 3.3.4) et aux trois différentes estimations des erreurs sur les données GPS ("erreur vraie", "erreur mixte" et "erreur fixe", section 3.3.4). Pour chaque série de modèles de relaxation viscoélastique calculés a priori, nous avons fait varier la viscosité de la croûte inférieure de 6×10^{14} Pa.s à 5×10^{24} Pa.s (26 modèles par série) et imposé une viscosité infinie pour la croûte supérieure et le manteau supérieur.

Résultats

La distribution du χ^2 est extrêmement similaire d'une série de tests à l'autre. Les modèles pour lesquels l'écart entre les vitesses modélisées et les vitesses GPS est minimum correspondent aux modèles associés à de très faibles ou de fortes viscosités dans la croûte inférieure (inférieure à 5×10^{16} Pa.s ou supérieure à 2×10^{20} Pa.s respectivement, figure 3.13). Nous avons calculé statistiquement, à partir d'un f-test, si la prise en compte de la relaxation viscoélastique dans la croûte inférieure améliorait l'inversion des données. Cette hypothèse est vérifiée à 90% de confiance uniquement pour les modèles dont la viscosité de la croûte inférieure est faible (table 3.5). Quels que soient le jeu de données GPS et les incertitudes attribuées à ces données, la viscosité de la croûte inférieure est alors comprise entre $3,6 \times 10^{15}$ Pa.s et $5,5 \times 10^{16}$ Pa.s. Les résultats du f-test sont toujours inférieurs à 70% de confiance pour les modèles dont la viscosité est supérieure à 2×10^{20} Pa.s. Les plus grands écarts entre les vitesses GPS et les vitesses modélisées sont obtenus pour des viscosités de l'ordre de 8×10^{17} Pa.s.

Les meilleurs modèles de cette série sont obtenus pour une viscosité de la croûte inférieure de $9 \times 10^{15} - 2 \times 10^{16}$ Pa.s ce qui est très faible et d'un ordre de grandeur

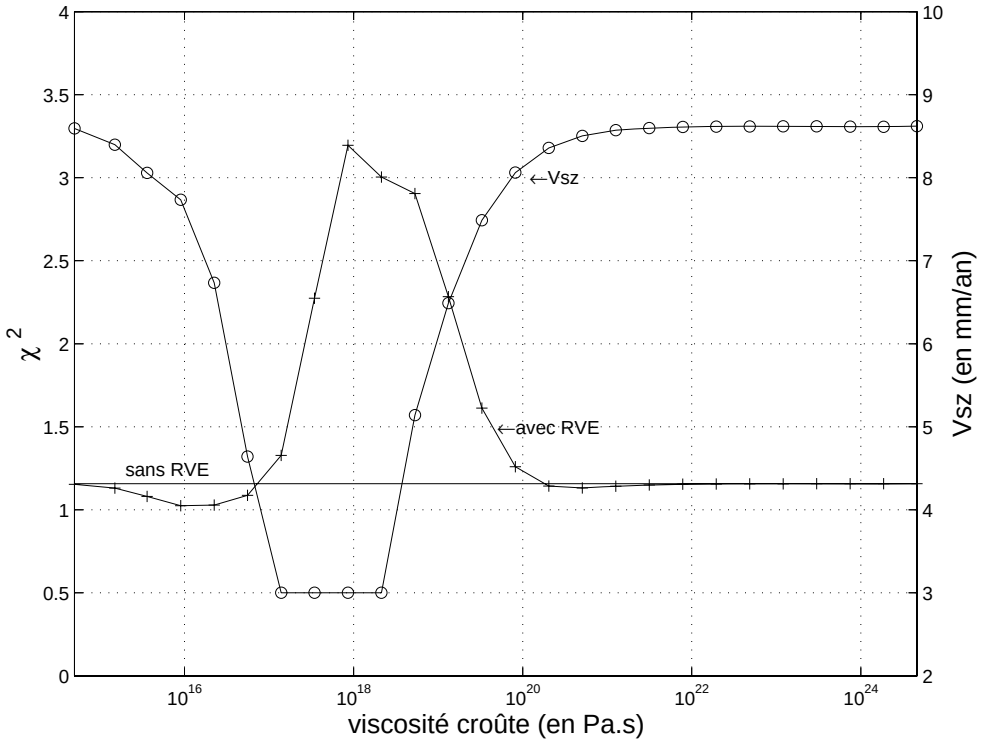

Fig. ***3.13:*** *Résultats pour l'inversion du jeu de données "Mongolie" (29 stations) pour lesquelles nous avons imposé les incertitudes "mixtes". "avec RVE" : écart entre les vitesses modélisées et les vitesses observées (χ^2) en fonction de la viscosité de la croûte inférieure en prenant en compte une déformation transitoire dans l'inversion des vitesses. "sans RVE" : χ^2 en ne prenant pas en compte de déformation transitoire dans l'inversion des vitesses. V_{sz} : valeur du gradient de vitesse constant N-S obtenu dans l'inversion.*

jeu de données GPS	incertitudes	η_c (Pa.s)	Vsz (mm/an)	f-test %	Vsz sans PS (mm/an)
Mongolie	fixes, mixtes	$3,6 \times 10^{15} - 5,5 \times 10^{16}$	3,5-6,7	90	7,3
centrale	vraies	9×10^{15}	6,6	90	7,3
Mongolie	fixes, mixtes	$3,6 \times 10^{15} - 5,5 \times 10^{16}$	4,5-8	90	8,6
	vraies	$2,2 \times 10^{16}$	6,8	90	8,6
Mongolie	fixes, mixtes	$9 \times 10^{15} - 5,5 \times 10^{16}$	5-8	90	8,8
+ Baïkal	vraies	$2,2 \times 10^{16}$	7,5	50	9,4

Tab. ***3.5:*** *Résumé des résultats obtenus pour les meilleurs modèles de la série de modèles "jelly sandwich".*

plus faible que celui trouvé dans l'étude qui supposait un manteau supérieur viscoélastique ($\eta_c \sim 10^{17}$ Pa.s). Les vitesses postsismiques associées au meilleur modèle constitué d'une croûte inférieure viscoélastique et d'un manteau supérieur élastique, sont partout inférieures à 1 mm/an. Les vitesses les plus rapides se situent dans une zone de 200 km autour de la rupture de Bogd, dans le sud de la Mongolie.

Conclusion

Avec un manteau très résistant, la viscosité dans la croûte inférieure doit être extrêmement faible ($9 \times 10^{15} - 2 \times 10^{16}$ Pa.s) pour reproduire les données GPS aussi bien qu'avec un manteau visqueux. Sa valeur correspond à celle de la viscosité linéaire de Maxwell. Si l'on fait l'hypothèse, comme le suggèrent certaines études, que la viscosité de la croûte inférieure est non linéaire (avec le temps, la contrainte diminuant, la viscosité augmente, annexe A.1.3), la viscosité obtenue dans nos modèles correspond à une valeur moyenne sur la période considérée (1905-2002). Ainsi, au début de la relaxation, la viscosité de la croûte inférieure aurait été encore plus faible que celle obtenue. Il n'existe pas de loi de fluage non linéaire qui donnerait des viscosités de l'ordre de $\sim 10^{15}$ Pa.s. Une viscosité de $\sim 10^{16}$ Pa.s pourrait être uniquement obtenue pour la déformation d'un corps formé de polycristaux à 900° et sous des contraintes ou taux de déformation extrêmement grands (Ivins, 2000) non compatibles avec ceux régnant dans la croûte inférieure à l'état stationnaire. Par conséquent, une lithosphère de type "jelly sandwich" ne semble pas appropriée pour la Mongolie, cette hypothèse conduisant à une viscosité de la croûte inférieure incompatible avec les lois de fluage connues.

3.5 Conclusion

Estimation de la structure rhéologique sous la Mongolie

A partir des données GPS et de modèles de relaxation viscoélastique soit uniquement dans la croûte inférieure soit dans la croûte inférieure et le manteau supérieur, nous avons estimé la viscosité de ces deux couches. Nous montrons que les données GPS peuvent être aussi bien reproduites par un modèle lithosphérique constitué d'une croûte supérieure élastique, inférieure viscoélastique et d'un manteau supérieur élastique que par un modèle lithosphérique avec un manteau supérieur viscoélastique. Dans le premier cas, la viscosité de la croûte inférieure obtenue est de $9 \times 10^{15} - 2 \times 10^{16}$ Pa.s. Dans le second cas, les données peuvent être décrites soit par un modèle lithosphérique résistant avec une viscosité forte dans le manteau ($5 \times 10^{20} < \eta_m < 1 \times 10^{21}$ Pa.s) et dans la croûte inférieure ($6 \times 10^{20} < \eta_c < 1 \times 10^{22}$ Pa.s) soit par un modèle lithosphérique peu résistant avec une viscosité faible dans le manteau ($1 \times 10^{18} < \eta_m < 4 \times 10^{18}$ Pa.s) et plus faible encore dans la croûte inférieure ($3 \times 10^{16} < \eta_c < 2 \times 10^{17}$ Pa.s). Pour ces modèles, le test statistique du f-test suggère une préférence pour le modèle de lithosphère "faible".

Viscosité du manteau Les résultats d'études indépendantes de tomographie (Villaseñor et al., 2001), de gravimétrie (Petit et al., 2002) et d'analyse de xénolithes du manteau (Ionov et al., 1998; Kopylova et al., 1995) montrent un manteau anormalement chaud sous le Moho et à des profondeurs de l'ordre de 100-200 km. Qualitativement,

ces résultats sont en accord avec la détermination d'une faible viscosité dans le manteau supérieur. La viscosité moyenne estimée à partir du géotherme trouvé par Ionov et al. (1998) dans le manteau supérieur en Mongolie et de la loi de comportement de l'olivine hydratée (Hirth et Kohlstedt, 1996) est aussi cohérente avec une viscosité moyenne de $\sim 10^{18}$ Pa.s (figure 3.9, section 3.3.5). Ces arguments plaident en faveur d'un manteau peu résistant sous la Mongolie avec une viscosité de l'ordre de 10^{18} Pa.s.

Viscosité dans la croûte Nous constatons que dans les modèles pour lesquels le manteau supérieur est faible, la viscosité de la croûte inférieure est aussi faible. Elle est cependant moins bien déterminée que celle du manteau supérieur. La viscosité de la croûte inférieure obtenues dans ces modèles ($\sim 10^{17}$ Pa.s) est beaucoup plus faible que la viscosité théorique ($> 10^{21}$ Pa.s) calculée à partir des lois de fluage pour une composition similaire à celle de la croûte inférieure mongole mais non hydratée (Mackwell et al., 1998) étant donné le gradient thermique supposé à la base de la croûte (Ionov et al., 1998; Kopylova et al., 1995; Stosch et al., 1995). Cependant, il est possible d'expliquer cette faible viscosité si l'on considère que la croûte inférieure se comporte de manière non linéaire (annexe A.1.3, Pollitz et al. (2001)) ou bivisqueuse (annexe A.2.3, Pollitz (2003b)).

1. *Viscosité non linéaire.* Les expériences de laboratoires montrent que les minéraux se déforment de manière non linéaire (Kirby et Kronenberg, 1987; Karato et Wu, 1993; Kohlstedt et al., 1995). La viscosité dépend alors de la contrainte (ou du taux de déformation). Elle peut être très faible immédiatement à la suite du séisme, la contrainte ou le taux de déformation étant très fort comme cela s'est produit après chacun des séismes de magnitude 8 en Mongolie (figure 3.12). Puis elle augmente au fur et à mesure de la relaxation des contraintes (figure 3.12) pour atteindre une valeur caractéristique de la résistance de la croûte inférieure sur les temps longs.
2. *Croûte inférieure bivisqueuse.* La croûte inférieure est hétérogène et peut être supposée formée d'une matrice relativement résistante et d'inclusions de matériel plus faible. Chacun de ces matériaux est alors caractérisé par un temps de relaxation différent : un temps de relaxation court terme associé à des faibles viscosités transitoires dues aux inclusions et un temps de relaxation long terme associé à une plus forte viscosité caractérisant la matrice plus résistante (Ivins et Sammis, 1996). L'existence de matériel faible dans la croûte inférieure mongole est suggérée par les études pétrologiques menées sur les xénolithes de la croûte inférieure (section 3.3.5, Ionov et al. (1998), Kopylova et al. (1995) et Stosch et al. (1995)). Pour décrire la déformation postsismique succédant le séisme de Landers et Hector Mine (1992 et 1999 respectivement, Californie), Pollitz (2003b) a modélisé la relaxation viscoélastique d'une croûte inférieure bivisqueuse et d'un manteau supérieur univisqueux et inversement. Dans le cas de la croûte bivisqueuse, il trouve une viscosité court terme transitoire de $\sim 7,5\times10^{16}$ Pa.s et une viscosité long terme de $\sim 1,9\times10^{19}$ Pa.s pour la croûte inférieure et une viscosité dans le manteau supérieur de $\sim 2,7\times10^{18}$ Pa.s.

Il semble donc possible en invoquant une rhéologie non linéaire ou bivisqueuse d'expliquer les valeurs de viscosité de la croûte inférieure ($\sim 10^{17}$ Pa.s) trouvées dans les modèles de relaxation impliquant croûte inférieure et manteau supérieur viscoélastique. Par contre, les valeurs de viscosité trouvées pour la croûte inférieure ($\sim 10^{16}$ Pa.s) dans les modèles

impliquant un manteau supérieur élastique semblent trop faibles pour être réalistes.

Une lithosphère peu résistante sous la Mongolie La lithosphère sous la Mongolie semble donc être caractérisée par un manteau supérieur ($\sim 10^{18}$ Pa.s) et une croûte inférieure ($\sim 10^{17}$ Pa.s) peu visqueux. Une hypothèse possible pour expliquer le manteau peu dense, peu visqueux et chaud en Mongolie est d'invoquer l'existence d'une remontée asthénosphérique à des profondeurs de l'ordre de 100-200 km (Petit et al., 2002, et références incluses). Ceci suggère alors que la résistance de la lithosphère en Mongolie est essentiellement localisée dans la croûte (voire dans la croûte supérieure) et non pas dans le manteau supérieur comme cela est proposé traditionnellement (Watts et Burov, 2003). D'autres modèles de relaxation suggèrent l'existence d'un manteau faible, en particulier dans l'ouest des Etats-Unis (Bills et al., 1994; Kaufmann et Amelung, 2000; Pollitz et al., 2000, 2001; Pollitz, 2003b). Cependant, il faut garder à l'esprit que les échelles de temps considérées dans les études de la déformation transitoire et les études de la déformation moyenne de la lithosphère continentale sont très différentes.

Quantification du signal postsismique en fonction du temps en Mongolie

A partir du meilleur modèle lithosphérique obtenu précédemment (croûte supérieure élastique, croûte inférieure viscoélastique de viscosité 1×10^{17} Pa.s et manteau supérieur viscoélastique de viscosité $2,2 \times 10^{18}$ Pa.s reposant sur un manteau élastique), nous avons calculé l'évolution de la déformation postsismique générée par les 4 séismes de $M \geq 8$ en fonction du temps. La contribution du signal postsismique aux déplacements horizontaux actuels est inférieure à 2 mm/an à travers l'ensemble de la région d'étude et inférieure à 1 mm/an au niveau du dôme de Hangaï.

Les résultats de l'évolution de la déformation dans le temps montrent que la quasi totalité de la déformation postsismique a eu lieu au cours des 20 premières années après chaque séisme (figure 3.12). Par exemple, la déformation qui s'est produite pendant les 5 premières années après la séquence Bolnaï-Tsetserleg a affecté une zone de plus de 400x400 km. Les déformations postsismiques générées par cette séquence de séismes se sont ainsi propagées jusqu'aux emplacements des ruptures postérieures de Fu Yun et Bogd. Puis les années suivantes, la déformation postsismique s'est atténuée rapidement proche des ruptures de Bolnaï-Tsetserleg et moins rapidement dans les zones plus éloignées, les déformations loin de la source étant retardées dans le processus de relaxation viscoélastique (Pollitz, 1992).

Ainsi, les déformations postsismiques après chacun des séismes modélisés se propagent rapidement dans le temps et loin dans l'espace. Les déformations postsismiques de la séquence Bolnaï-Tsetserleg affectent les régions où se situent les ruptures de Fu Yun et de Bogd. Celles associées au séisme de Fu Yun (1931) affectent la région où s'est produit le séisme de Bogd (1957). Finalement celles associées au séisme de Bogd affectent la région où a eu lieu la séquence de Mogod (1967, $M = 7.1$, Bayasgalan et Jackson (1999), section 1.3.2, figure 1.24). Dans le chapitre suivant, nous associons les résultats précédents à une analyse de la chute de contrainte de Coulomb en milieu viscoélastique pour évaluer la variation de l'état de contrainte après chaque grand séisme en fonction du temps. L'objectif de cette modélisation est (1) de tenter d'expliquer la succession des

forts séismes en Mongolie, (2) d'examiner le rôle du manteau faible sous la Mongolie sur le transfert de contrainte et (3) de montrer la possible interaction entre des failles continentales distantes de plusieurs centaines de kilomètres sur plusieurs décennies.

Chapitre 4

Redistribution des contraintes et déclenchement de séismes

4.1 Principe du déclenchement de séismes en terme de chute de contrainte de Coulomb

4.1.1 Critère de rupture de Coulomb

Plusieurs critères existent pour caractériser les conditions sous lesquelles un matériel élastique se rompt. Un des critères les plus couramment utilisés est le critère de rupture de Coulomb qui est fonction de la contrainte cisaillante et des contraintes de confinement appliquées au plan qui va rompre. D'après ce critère, la rupture se produit lorsque la contrainte de Coulomb dépasse une contrainte seuil, la limite d'élasticité ou de plasticité. La contrainte de Coulomb σ_f est définie par :

$$\sigma_f = \tau - \mu \left(\sigma_n - p\right) \tag{4.1}$$

avec τ la contrainte cisaillante, toujours positive dans cette expression et donc calculée dans la direction de glissement ; σ_n la contrainte normale, positive quand elle est compressive dans cette expression ; p la pression de pores toujours positive et μ le coefficient de frottement.

4.1.2 Cycle sismique et variation de la contrainte de Coulomb statique

Le cycle sismique simple peut être décrit par deux phases : la phase intersismique et la phase cosismique. On considère que pendant la phase intersismique, le plan de faille potentiel, localisé dans le domaine élastique, est chargé progressivement par les contraintes en champ lointain (mouvement de plaques) au taux de contrainte $\dot{\sigma}$. Quand la contrainte atteint la valeur de la contrainte seuil σ_{seuil}, le séisme se produit et les contraintes accumulées sont relâchées sur le plan de faille jusqu'à ce que le niveau de base de la contrainte σ_{base} soit atteint. C'est la phase cosismique. La chute de contrainte qui se produit est la chute de contrainte de Coulomb statique $\Delta\sigma^{CO}$ (figure 4.1). Le séisme perturbe l'état de contrainte dans les environs de sa rupture : il y a diminution de la contrainte régionale

sur le plan de faille et dans certaines zones autour et augmentation de la contrainte régionale dans d'autres zones (figure 4.2). King et al. (1994) ont montré que la variation de la contrainte due à un premier séisme peut déclencher des séismes ultérieurs. En calculant la variation de la contrainte de Coulomb dans l'espace, ils montrent que les répliques sont distribuées principalement dans les zones où la variation de contrainte sur un plan d'orientation donnée est positive. Sur ces plans, la contrainte augmente d'un $\Delta\sigma$ ce qui peut permettre à la contrainte de dépasser le seuil de rupture (figure 4.1). A l'inverse,

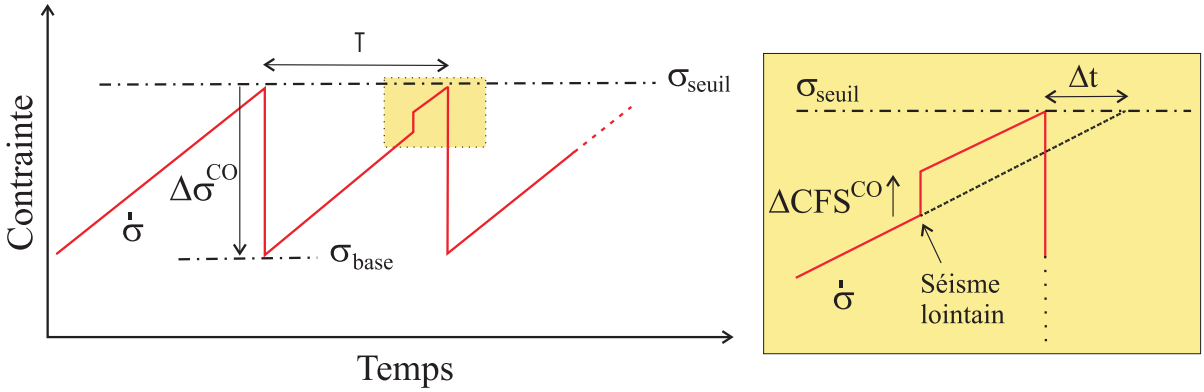

Fig. 4.1: *Cycle des contraintes sur un plan de faille (B) causé par la variation de la contrainte élastique (d'après Chéry et al. (2001a)). L'évolution locale de la contrainte est contrôlée par le taux de contrainte $\dot{\sigma}$ et par la chute de contrainte cosismique $\Delta\sigma^{CO}$. Un séisme A distant se produit pendant la phase intersismique du cycle sismique de B. Une faible variation de la contrainte ΔCFS^{CO} causé par A sur B va amener la contrainte locale sur B plus proche du seuil de rupture (dans le cas présenté ici) et ainsi avancer de Δt l'occurrence du séisme. Si ΔCFS^{CO} est négatif le scénario inverse se produit.*

peu de répliques se situent dans les zones où la variation de contrainte sur un plan donné est négative. D'après Stein (1999), une variation de contrainte de Coulomb de l'ordre de 0,1-1 bar pourrait entraîner le déclenchement de répliques ou de grands séismes.

La variation de contrainte de Coulomb causée par un premier séisme sur un plan de faille secondaire s'écrit :

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau - \mu\,(\Delta\sigma_n - \Delta p) \tag{4.2}$$

avec $\Delta\tau$, $\Delta\sigma_n$ et Δp les variations de contrainte cisaillante, normale et de pression de pore définie sur le plan de faille secondaire et μ, son coefficient de frottement. Dans la zone broyée de la faille, on considère généralement Δp proportionnel à $\Delta\sigma_n$, avec le coefficient de Skempton comme coefficient de proportionnalité. L'équation 4.2 se simplifie alors comme :

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau - \mu_{eff}\Delta\sigma_n \tag{4.3}$$

avec μ_{eff}, le coefficient de frottement effectif incluant les effets possibles du changement de pression de pore (King et al., 1994).

Si la contrainte normale est compressive, le plan de faille est comprimé : les chances de rupture diminuent (figure 4.2, lobes bleus). En effet, la variation de contrainte normale est positive et la variation de contrainte de Coulomb peut alors être négative (équation 4.3). Par contre, si la contrainte normale est une contrainte en tension, le plan de

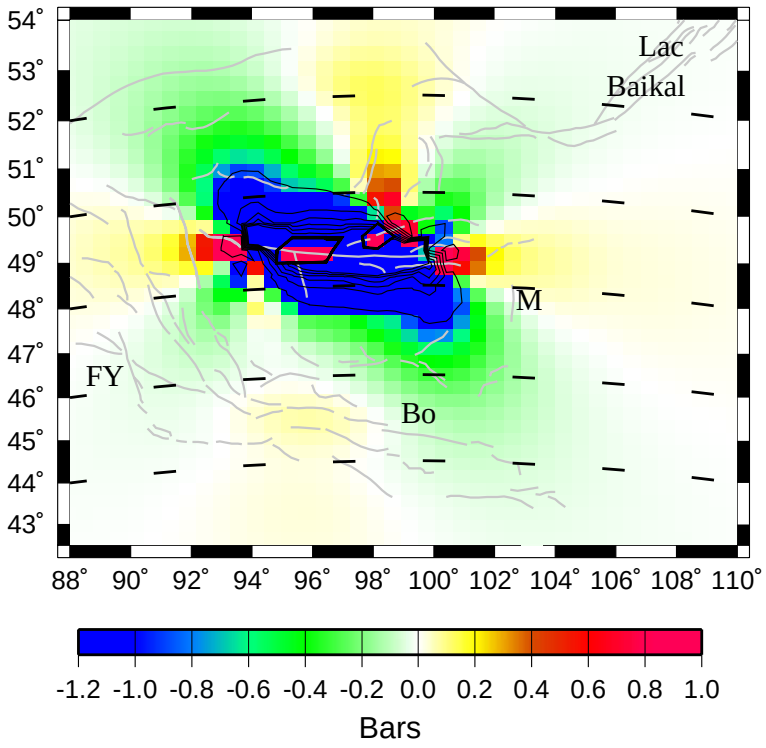

Fig. *4.2: Variation de la contrainte de Coulomb statique causée par la séquence Bolnaï-Tsetserleg sur un plan de faille E-O purement décrochant sénestre de coefficient de frottement $\mu = 0{,}4$ (traits noirs discontinus E-O). Les traits gris représentent les failles actives dans la région Mongolie-Baïkal. Les isolignes noires indiquent les lignes de ΔCFS de $\pm$ 1 bar à $\pm$ 11 bars espacées tous les 2 bars. FY, faille de Fu Yun ; Bo, faille de Bogd ; M, faille de Mogod.*

faille est débloqué et la variation de contrainte de Coulomb est positive : la rupture est favorisée et se produit plus tôt dans le temps (figure 4.2, lobes rouges).

La variation de contrainte de Coulomb sur un plan spécifié (plan de faille secondaire) dépend des paramètres sismologiques associés à la rupture principale (longueur, direction, pendage, glissement, sens de glissement), des paramètres géométriques du plan de faille secondaire (direction, pendage, sens de glissement) et du coefficient de frottement sur ce plan. Elle ne dépend pas de la contrainte régionale.

4.1.3 Relaxation viscoélastique et variation de l'état de contrainte

Une limite des modèles de variation de contrainte de Coulomb statique est qu'ils ne considèrent que la réponse élastique au glissement sur faille et ne peuvent donc pas prendre en compte la composante temporelle dans le processus de transfert de contrainte. Une source possible pour créer des contraintes postsismiques est la relaxation viscoélastique (Freed et Lin, 1998; Deng et al., 1999; Pollitz et Sacks, 1997). La figure 4.3 présente le cycle des contraintes sur un plan de faille (B) causé par la variation de contrainte élastique et viscoélastique (d'après Chéry et al. (2001a)). L'évolution de la contrainte

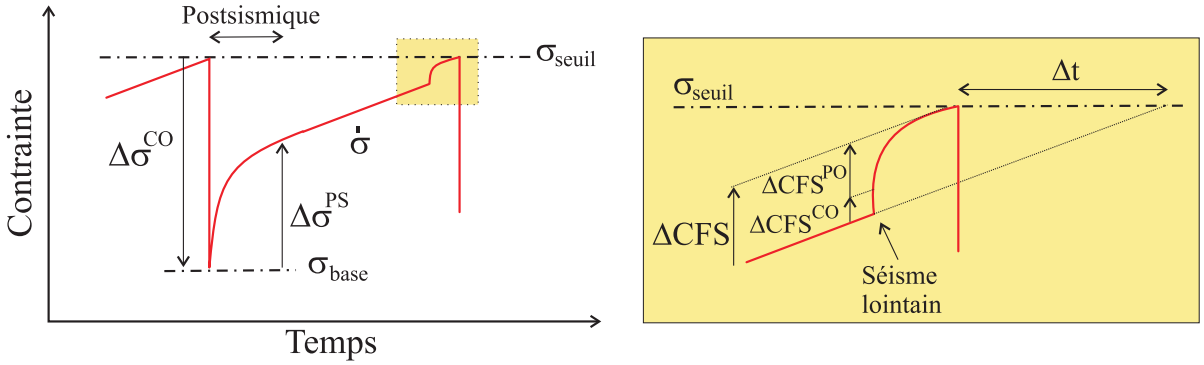

Fig. *4.3: Cycle des contraintes sur un plan de faille (B) causé par la variation de contrainte viscoélastique (d'après Chéry et al. (2001a)). L'évolution locale de la contrainte est contrôlée par le taux de contrainte régional $\dot{\sigma}$, la chute de contrainte cosismique $\Delta\sigma^{CO}$ et la variation de contraintes postsismiques $\Delta\sigma^{PS}$ tant que les contraintes postsismiques ne sont pas entièrement relaxées. Un séisme A distant se produit pendant la phase intersismique du cycle sismique de B. La variation de la contrainte cosismique statique ΔCFS^{CO} causée par A sur B est augmentée de la variation de la contrainte postsismique viscoélastique ΔCFS^{PS}. La variation de contrainte totale ΔCFS est alors notablement supérieure dans ce cas-ci par rapport au cas purement élastique. Selon le signe de ΔCFS, il va y avoir une avancée ou un retard de l'occurrence du séisme B de Δt.*

dans les modèles viscoélastiques consiste en une grande chute (ou montée) de contrainte à l'instant du séisme suivi par la diffusion, en fonction du temps, des contraintes loin de la source. Ces modèles permettent ainsi de proposer des interactions possibles entre deux séismes séparés de quelque dizaines de kilomètres et/ou qui ont eu lieu à des intervalles de temps longs (> 5 ans) (Rydelek et Sacks, 1990, 2001; Pollitz et Sacks, 1997, 2002; Freed et Lin, 2001; Chéry et al., 2001b,a).

Les figures 4.4 et 4.5 montrent la variation de contrainte de Coulomb viscoélastique et totale respectivement causée par la séquence Bolnaï-Tsetserleg (1905) sur un plan de faille E-O purement décrochant sénestre pour l'année 2003. La comparaison des figures 4.2 et 4.4 montre (1) que dans le cas statique, les valeurs de la variation de la contrainte de Coulomb sont plus faibles que dans le cas viscoélastique et (2) que les contraintes ne se propagent pas très loin de la source dans le cas statique alors que la variation de contrainte viscoélastique atteint plusieurs dixième de bars sur de grandes échelles spatiales (jusqu'à $\pm$ 1 bar à 300 km de la source). Cependant, la composante élastique de la variation de contrainte est très importante proche de la faille (supérieur à $\pm$ 11 bars à moins de 100 km de la rupture, figure 4.2). Il est donc nécessaire de prendre les deux composantes en compte dans une analyse de variation de contrainte pour déterminer la variation de l'état de contrainte la plus juste possible, en terme de chute de contrainte de Coulomb, quelle que soit la distance à la source (supérieure et inférieure à 100 km).

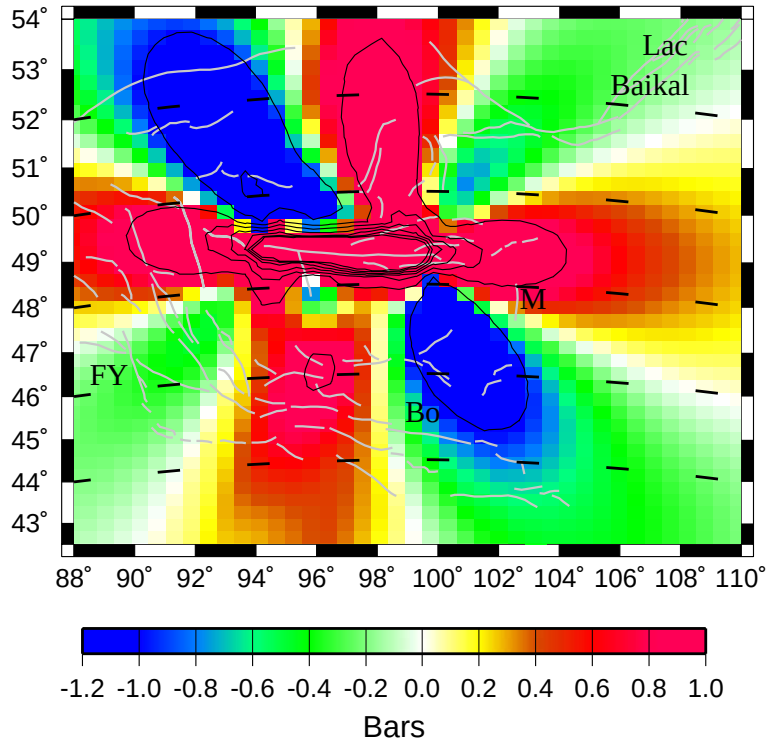

Fig. 4.4: *Variation de la contrainte de Coulomb viscoélastique causée par la séquence Bolnaï-Tsetserleg (1905) sur un plan de faille E-O purement décrochant sénestre de coefficient de frottement $\mu = 0{,}4$ pour l'année 2003. Le modèle lithosphérique utilisé est composé d'une croûte supérieure élastique de 35 km, une croûte inférieure viscoélastique (15 km, $\eta_c = 1{,}5 \times 10^{17}$ Pa.s) et d'un manteau supérieur viscoélastique ($\eta_m = 2{,}2 \times 10^{18}$ Pa.s) (figure 3.9). Les conventions sont identiques à celles de la figure 4.2.*

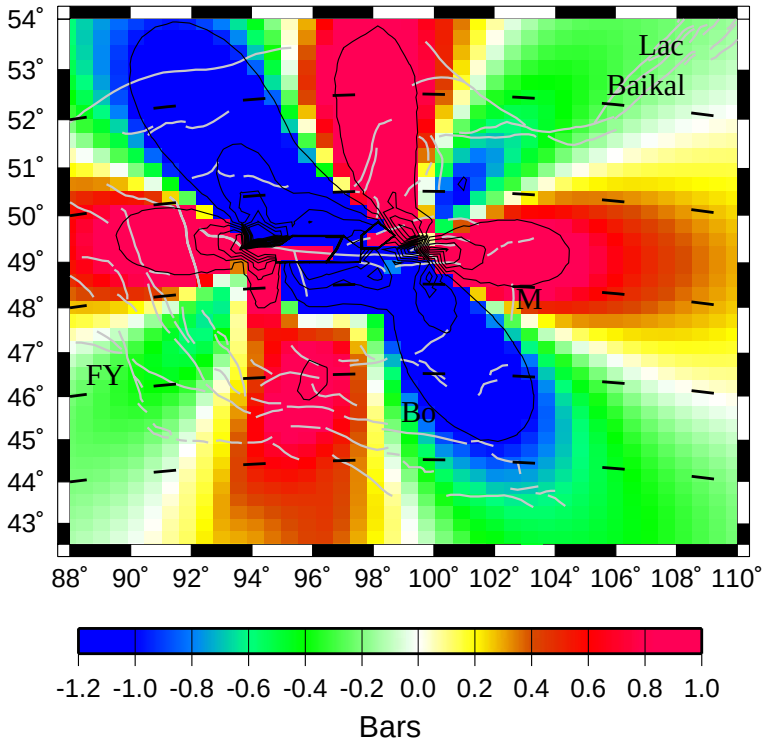

Fig. 4.5: *Variation de la contrainte de Coulomb totale prenant en compte les composantes élastiques (figure 4.2) et viscoélastiques (figure 4.4) causée par la séquence Bolnaï-Tsetserleg (1905) sur un plan de faille E-O purement décrochant sénestre de coefficient de frottement $\mu = 0{,}4$ pour l'année 2003.*

4.2 Interaction entre failles et déclenchement des séismes en Mongolie par transfert de contrainte

Cette étude fait l'objet d'un article publié dans *Journal of Geophysical Research* intitulé "*Fault interaction and stress triggering of the 20th century earthquakes in Mongolia*". Nous proposons ci-dessous un résumé étendu en français de cette étude puis nous retranscrivons l'article en question.

Une séquence de grands séismes s'est produit en Mongolie entre 1905 et 1967. Il s'agit des séismes de Tsetserleg, M7.9 et de Bolnaï, M8.4 en 1905 ; du séisme de Fu Yun, M8.0 en 1931 ; du séisme de Bogd, M8.1 en 1957 et de la séquence de Mogod, M7.1 en 1967 (Baljinnyam et al., 1993; Okal, 1976, 1977; Kurushin et al., 1997; Schlupp, 1996; Huang et Chen, 1986; Bayasgalan, 1999). Chacun des séismes de magnitude supérieure ou égale à 8 a engendré un déplacement moyen décrochant de 5 mètres ou plus et est caractérisé par une rupture longue de plusieurs centaines de kilomètres : 130 km pour la rupture de Tsetserleg, 375 km pour celle de Bolnaï, 180 km pour celle de Fu Yun et 260 km pour celle de Bogd (section 1.3.2). Les données géologiques disponibles indiquent que l'intervalle de récurrence entre deux événements majeurs sur ces failles est de plusieurs milliers d'années (3000-4000 ans, Ritz et al., 1995, 2003; Baljinnyam et al., 1993). D'autre part, ces ruptures (en incluant celles de Mogod) forment un parallélogramme d'environ 400 km de coté. Chacune des ruptures est donc séparée des autres par plusieurs centaines de kilomètres.

Ceci soulève la question de savoir comment autant de grands séismes si éloignés les uns des autres ont pu se produire en moins d'un siècle dans une région à faible taux de déformation long terme. Si le regroupement temporel des séismes mongols n'est pas un hasard, il semble alors raisonnable de penser que le(s) premier(s) a(ont) déclenché les suivants. D'après les études de Chéry et al. (2001a,b) et le cas théorique présenté dans la section précédente (figures 4.2, 4.4 et 4.5), la variation de contrainte générée par la réponse élastique et viscoélastique d'un premier séisme semble être un mécanisme possible pour impliquer le déclenchement de séismes à grande échelle spatiale et temporelle. Chéry et al. (2001a,b) montrent aussi que le transfert de contrainte postsismique conduit à augmenter la probabilité d'obtenir une concentration de séismes.

Ainsi, nous proposons que l'occurrence successive des grands et plus petits séismes ($M > 6$) en Mongolie depuis 1905 soit liée à la variation de contrainte de Coulomb statique et viscoélastique générée par le (ou les) séisme(s) précédent(s). Nous utilisons le modèle lithosphérique stratifié contraint par les données GPS trouvé dans l'étude présentée au chapitre précédent et la succession des séismes mongols comme source de déformation pour calculer la variation de contrainte postsismique en fonction du temps et de la distance à la source. Nous calculons aussi la composante purement élastique de la variation de contrainte.

Nos résultats montrent que les valeurs de la variation de contrainte statique sont très faibles à de longues distances alors que la variation de contrainte postsismique peut

s'accumuler en fonction du temps et atteindre des valeurs de plusieurs dixième de bar en quelques décennies. Presque tous les séismes mongols modélisés se situent dans des zones où la variation de contrainte est positive et d'environ + 0.5 bars. Ce résultat, obtenu en modélisant la relaxation viscoélastique dans un manteau supérieur peu visqueux en particulier, suggère qu'un transfert significatif des contraintes est possible entre des failles continentales séparées par quelques centaines de kilomètres et sur des échelles de temps de plusieurs décennies.

Fault interaction and stress triggering of the 20th century earthquakes in Mongolia

(J. Geophys. Res., vol 108, B10, 2503, doi :10.1029/2002JB002375, 2003)

F. F. Pollitz[1], M. Vergnolle[2] et E. Calais[3]

[2] U.S. Geological Survey, Menlo Park, CA USA.

[1] University of Nice, UMR 6526, CNRS Géosciences Azur, 250 Rue A. Einstein, 06560 Valbonne, France.

[3] Purdue University, Department of Earth and Atmospheric Sciences, West Lafayette, IN 47907-1397, USA.

abstract A cluster of exceptionally large earthquakes in the interior of Asia occurred from 1905 to 1967 : the 1905 M7.9 Tsetserleg and M8.4 Bolnai earthquakes, the 1931 M8.0 Fu Yun earthquake, the 1957 M8.1 Gobi-Altai earthquake, and the 1967 M7.1 Mogod earthquake (sequence). Each of the larger ($M \geq 8$) earthquakes involved strike-slip faulting averaging more than 5 meters and rupture lengths of several hundred km. Available geologic data indicate that recurrence intervals on the major source faults are several 1000s of years, and distances of about 400 km separate the respective rupture areas. We propose that the occurrences of these and many smaller earthquakes are related and controlled to a large extent by stress changes generated by the compounded static deformation of the preceding earthquakes and subsequent viscoelastic relaxation of the lower crust and upper mantle beneath Mongolia. We employ a spherically layered viscoelastic model constrained by the 1994-2002 GPS velocity field in Western Mongolia (Vergnolle et al., 2003). Using the succession of 20th century earthquakes as sources of deformation, we then analyze the time-dependent change in Coulomb failure stress ($\Delta\sigma_f$). At remote interaction distances, static $\Delta\sigma_f$ values are small. However, modeled postseismic stress changes typically accumulate to several tenths of a bar over time intervals of decades. Almost all significant 20th century regional earthquakes ($M \geq 6$) with well-constrained fault geometry lie in positive $\Delta\sigma_f$ lobes of magnitude about +0.5 bars. Our results suggest that significant stress transfer is possible among continental faults separated by 100s of km and on time scales of decades.

4.2.1 Introduction

Triggering of earthquake sequences by transfer of static stress from previous earthquakes is well-documented in many regions (King et al., 1994; Stein, 1999). Most examples consider the triggering of aftershocks from mainshocks over time scales of a

few months to a few years and interaction distances up to 100 km (Harris, 1998). It is found that the spatial distribution of aftershocks is well explained in terms of a Coulomb failure criterion (King et al., 1994) that involves a linear combination of the shear and normal tractions from a primary earthquake evaluated on a secondary fault plane. (Counterexamples, though relatively few, may be noted (Astiz et al., 2000; Bennett et al., 1995; Dodge et al., 1995; Du et Aydin, 1993).) The time dependence of aftershock occurrence is less well understood, with chief candidate processes being rate and state-dependent friction (Gross et Kisslinger, 1997; Gross et Bürgmann, 1998; Price et Bürgmann, 2002), dissipation of pore fluid gradients (Jaume et Sykes, 1992), and viscoelastic relaxation of the lower crust and mantle (Deng et al., 1999).

Long range triggering of earthquakes in space or time, or both, is less well documented. Intriguing examples include : (1) remote triggering of earthquakes within a few minutes or hours after the 1992 Landers earthquake (Hill et al., 1993) (long distance, short time), (2) triggering of the 1995 Kobe earthquake by stress changes following the 1944 and 1946 megathrust events off central Honshu, Japan (Pollitz et Sacks, 1997) and triggering of Pacific megathrust earthquakes from inland earthquakes in northern Honshu (Rydelek et Sacks, 1990) (intermediate distance, long time), (3) triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by the 1992 Landers earthquake (Freed et Lin, 2001; Zeng, 2001; Pollitz et Sacks, 2002) (short distance, long time), (4) a southward migration of seismic activity along the western North American margin from the 1970s to 1990s following the 1952 Kamchatka-1957 Aleutian-1964 Alaskan -1965 Rat Island earthquake sequence (Pollitz et al., 1998), a southward migration of seismic activity along the San Jacinto fault in the decades following the 1857 Fort Tejon earthquake (Sanders, 1993; Rydelek et Sacks, 2001), and clustering of earthquakes in Mongolia (Chéry et al., 2001a). (long distance, long time). The post-Landers activity in the western United States investigated by Hill et al. (1993) has been attributed to dynamic stresses upon passage of the seismic waves generated by the Landers earthquake. All other quoted examples have been attributed to viscoelastic relaxation of the lower crust and upper mantle in continental regions or to the oceanic asthenosphere in the case of the western North America triggered seismicity. Although evidence from well-documented examples continues to mount for short time or short range triggering, relatively little evidence exists for stress triggering among continental earthquakes at both long distance and long time.

A sequence of exceptionally large earthquakes occurred in the interior of Asia from 1905 to 1967 (figure 4.6). The largest of these, the M8.4 1905 Bolnai earthquake, is one of the largest continental intraplate earthquakes to have occurred in historic times (Okal, 1977), with 8 to 11 m$\pm$2 m horizontal displacement over a 375 km long left-lateral strike-slip fault (Baljinnyam et al., 1993). Each earthquake in this sequence involved strike-slip faulting of several meters and rupture lengths of several hundred km. Available geologic data indicate that geologic slip rates are very small – on the order of 1 to 3 mm/yr on the faults which ruptured in the 20th century. If, in particular, the Bolnai and Bogd faults accomodate most of the regional accumulated left lateral strain, as suggested by the maturity of these structures (Cunningham, 1998), then earthquakes as large as those which occurred in the 20th century should occur about every 2000 to 8000 years. This is roughly in accord with estimated recurrence intervals on the Bolnai fault (D. Schwartz, pers. communication, 2001 ; J.F. Ritz, pers. communication, 2001) and Bogd fault (Ritz et al., 2003) based on paleoseismic investigation. This raises the question as to how

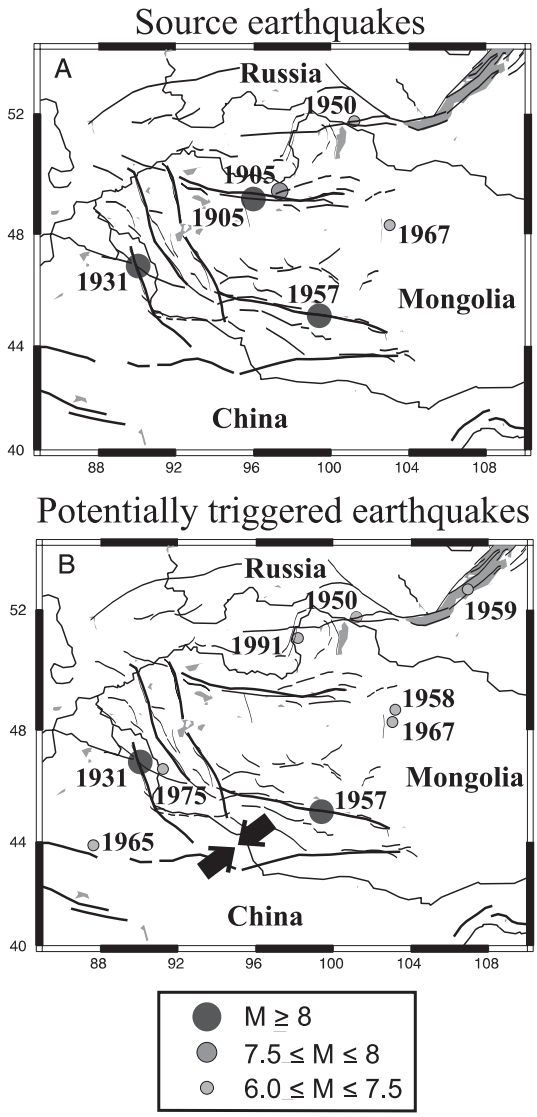

Fig. ***4.6:*** *Major faults of Mongolia and northwest China and epicenters of major (a) source (primary) and (b) potentially triggered (secondary) earthquakes considered in this study. Approximate direction of maximum horizontal stress is indicated by black arrows. All catalog events (Bayasgalan, 1999; Bayasgalan et Jackson, 1999) of* $M \geq 7$ *since 1905 are shown in (a) and events* $M \geq 6$ *since 1905 shown in (b). The potentially triggered earthquakes in (b) are classified as "non-Baikal" or "Baikal" events according to their location. Specifically, the 1950 and 1959 events are classified as "Baikal" events because they occurred in a likely different tectonic regime than the remaining "non-Baikal" (Mongolian/western China) events.*

so many large earthquakes in this region could occur within a relatively narrow time interval. Distances of several hundred km separate the ruptures in question, and times between succeeding events are 26 years (1905 to 1931 and 1931 to 1957) for the larger ruptures and generally several decades for the smaller 20th century earthquakes.

If the clustering of these earthquakes in time is not coincidental, then a long range triggering mechanism must be sought. Based on previous experience, we regard the most promising mechanism to be stress changes generated by the compounded static deformation of these earthquakes and viscoelastic relaxation of the lower crust and upper mantle beneath Mongolia. Chéry et al. (2001a) pointed out that this mechanism has the potential to account for both the long range distances between succeeding earthquakes as well as the long times involved. These authors made a good case for the importance of the relaxation mechanism in triggering two of the larger earthquakes (the 1931 Fu Yun and 1957 Gobi-Altai earthquakes). The primary earthquakes driving viscoelastic stress changes in their study were the 1905 Bolnai and 1931 Fu Yun earthquakes (the Fu Yun earthquake acts as both a primary and a triggered earthquake). They evaluated the coseismic and completely relaxed postseismic stress states and used an approximate relationship (their equation 6) to evaluate the time-dependence of relaxation between these two states. Their approximate relationship does not account for the dispersion of characteristic relaxation time with respect to wavelength (a general property of viscoelastic models, e.g., figure 2 of Pollitz (1997)), but it does allow them to address the question of how inter-event delay times of several decades can be rationalized. In the present study we analyze the proposed mechanism in greater detail by accounting for the stress contributions of several potentially important primary earthquakes, considering the time-dependent predictions of a viscoelastic model constrained by the GPS velocity field in Mongolia, and evaluating these predictions at the nucleation points of several large ($M \geq 6$) 20th century earthquakes in Mongolia and western China. The results will show that the locations of some $M \geq 6$ regional earthquakes during the 20th century are well correlated with positive Coulomb stress changes, most of which is attributable to viscoelastic relaxation of a ductile mantle.

4.2.2 Viscoelastic stratification

Global Positioning System (GPS) data collected from 1994 to 2002 (figure 4.7) place important constraints on the active tectonics of Mongolia and the Baikal Rift region (Calais et al., 2003). Modeling of this data Vergnolle et al. (2003) suggests that the present-day velocity field is shaped by both background tectonic motions and continued viscoelastic relaxation of the region generated by the sequence of 20th century earthquakes. Although there is uncertainty as to the relative contributions of these two processes, current modeling suggests a range of viscoelastic models which may account for some of the signal in the velocity field. Among the models consistent with the GPS data, we work with two candidate viscoelastic models depicted in figure 4.8. They are characterized by a 35 km thick upper crust, a 15 km thick uniform and ductile lower crust, a uniform and weak upper mantle down to 220 km depth, and an uniform strong (assumed elastic) mantle below 220 km depth.

The existence of a weak mantle beneath the region is supported by the normal to high heat flow values in northern/central Mongolia (Khutorskoy et Yarmoluk, 1989)

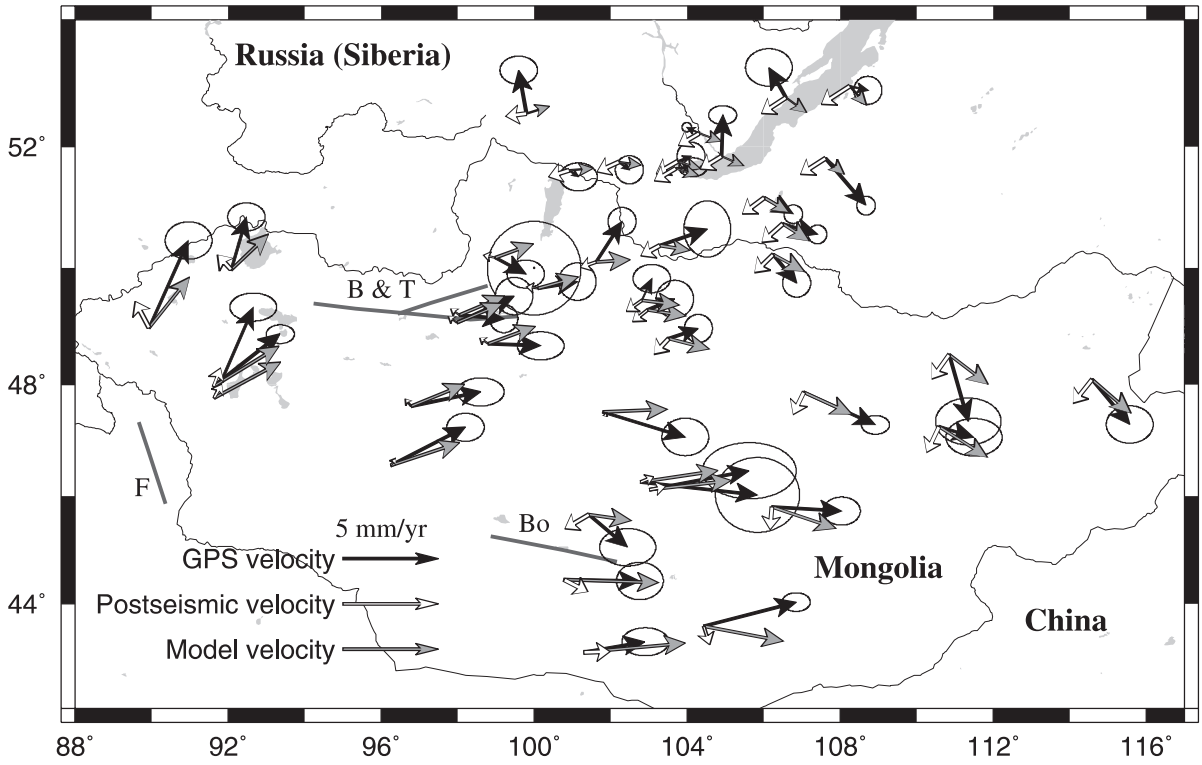

Fig. 4.7: *GPS velocity field in Mongolia (Vergnolle et al., 2003) is shown by black velocity vectors and 95% confidence ellipses. This velocity field is well explained as the superposition of pure shear and the viscoelastic relaxation of the lower crust and upper mantle following several large 20th century earthquakes (Vergnolle et al., 2003). Superimposed are current predicted total velocity (grey arrows) and the contribution from postseismic relaxation calculated on Model A (see text) (white arrows). Black line segments are selected fault traces : B & T, 1905 Bolnai and Tsetserleg earthquakes ; F, 1931 Fu Yun earthquake ; Bo, 1957 Gobi-Altai earthquake (Bogd fault)*

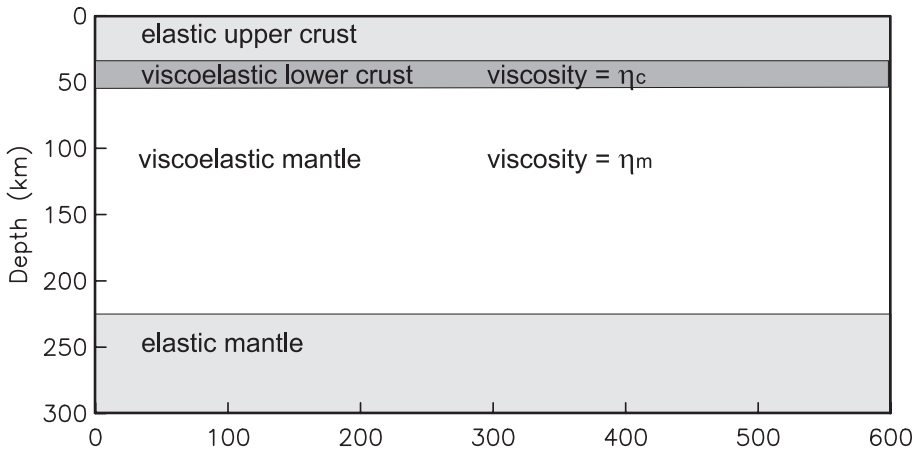

Fig. 4.8: *Viscoelastic stratification of the study region. It is characterized by a purely elastic upper crust, Maxwell viscoelastic lower crust of viscosity η_c, and Maxwell viscoelastic upper mantle of viscosity η_m. The mantle is assumed elastic below 220 km depth. Total crustal thickness is based on thermobarometric and petrologic analysis of mantle and lower crustal xenoliths in Western Mongolia (Ionov et al., 1998) and the northern Hangai area (Stosch et al., 1995; Kopylova et al., 1995), seismic tomography (Villaseñor et al., 2001), and forward modeling of gravity data (Petit et al., 2002). All layers except the upper crust are assigned uniform elastic parameters and viscosity. Two models are considered in this paper. Model A (weak crust, weak mantle) : $\eta_c = 1.5 \times 10^{17}$ Pa s, $\eta_m = 2.2 \times 10^{18}$ Pa s. Model B (strong crust, weak mantle) : $\eta_c = 1.0 \times 10^{20}$ Pa s, $\eta_m = 1.0 \times 10^{18}$ Pa s.*

with respect to typical cratonic heat flow, the presence of relatively slow upper mantle seismic velocities beneath central Asia (Levshin et al., 1996; Villaseñor et al., 2001; Friederich, 2003), elevated uppermost mantle temperatures as constrained by mantle xenoliths (Ionov et al., 1998), and the instantaneous velocity field as constrained by recent GPS data (Vergnolle et al., 2003). Referring to figure 4.8, the viscosity values of $\eta_m = 2 \times 10^{18}$ Pa s or $\eta_m = 10^{18}$ Pa s considered here are similar to those derived by Kaufmann et Amelung (2000) and Nishimura et Thatcher (2002) in the Basin and Range Province and Pollitz et al. (2001) in the Mojave Desert. Although the lower crust viscosity is less well constrained by the GPS data set, we consider two values : $\eta_c = 10^{20}$ Pa s and $\eta_c = 1.5 \times 10^{17}$ Pa s ; the larger value is similar to that derived for the lower crust in the Basin and Range Province (Kaufmann et Amelung, 2000; Nishimura et Thatcher, 2002). Regional studies (Stosch et al., 1995; Kopylova et al., 1995; Ionov et al., 1998; Déverchère et al., 2001) indicate that the lower crust may be composed of diabase, and extrapolation of the geotherm of Ionov et al. (1998) combined with application of flow laws for wet diopside or dry diabase (Mackwell et al., 1998) support the model of a relatively strong lower crust. However, modeling of regional GPS data points to a much weaker crust (Vergnolle et al., 2003). Vergnolle et al. (2003) argue that a very weak crust beneath 35 km depth is consistent with $\sim 800 - 850$ deg C temperatures inferred at that depth if a quartzite rheology, perhaps in conjunction with the presence of partial melt, is applicable, or if a transient rheology (Ivins, 1996) has affected the evolution of the region since the occurrence of the 20th century earthquakes. Although measured heat flow values and constraints on the composition of the lower crust could help resolve which

crustal viscosity is more appropriate, the uncertainty associated with these issues and with extrapolating heat flow to depth (Chapman et Furlong, 1992) leads us to explore both values of η_c. Our consideration of different η_c shows that, as long as the mantle is relatively weak, the value of crustal viscosity exerts only a small influence on the resulting stress evolution pattern. Of greater importance is the existence of a weak upper mantle, which gives our fault interaction model the capability of extending the spatial domain of significant postseismic strain. We shall refer to the viscoelastic models { $\eta_m = 2.2 \times 10^{18}$ Pa s, $\eta_c = 1.5 \times 10^{17}$ Pa s } and { $\eta_m = 10^{18}$ Pa s, $\eta_c = 10^{20}$ Pa s } with low and high η_c as Model A and Model B, respectively. Figure 4.7 includes the instantaneous velocity field from postseismic relaxation of significant 20th century earthquakes calculated on Model A ; the magnitude of postseismic velocity persists at 2 mm/yr at present.

For a given viscoelastic model and fault geometries of primary earthquakes, static and viscoelastic deformation are calculated using the methods of Pollitz (1996) and Pollitz (1997), respectively. In particular, the method of Pollitz (1997) employs a decomposition of the total postseismic deformation field into a truncated sum of spheroidal and toroidal viscoelastic normal modes. In concert, these methods prescribe the exact time-dependent response of a spherically stratified viscoelastic medium to a point source of deformation in one of the elastic layers. The response to a finite fault is realized in these methods by numerical integration of a sufficient number of point sources distributed over the fault plane(s).

4.2.3 Stress evolution

Coulomb failure stress

Using the succession of 20th century Mongolian earthquakes as sources of deformation, we evaluate the evolution of Coulomb failure stress $\Delta\sigma_f$ over a 100000 km^2 area encompassing these earthquakes. This is defined as

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau + \mu_{eff}\Delta\sigma_n, \tag{4.4}$$

where $\Delta\tau$ and $\Delta\sigma_n$ are the change in tensor shear and normal stress on a defined secondary fault plane and μ_{eff} is the effective coefficient of friction, which we assume for simplicity to include the possible effect of changes in pore pressure in the secondary fault zone (King et al., 1994). The shear stress equals the traction resolved on an assumed slip vector within the secondary fault plane, and the normal stress equals the traction resolved on the normal vector to the secondary fault plane. The coefficient of friction is commonly found to be 0.6 to 0.8 for laboratory samples (Lachenbruch et McGarr, 1990), but in stress triggering studies it is inferred to range anywhere from 0 to 0.8. Stein (1999) noted that smaller/larger values of μ_{eff} appear to be correlated with the maturity/immaturity of the secondary fault zone. In our analysis we considered values of μ_{eff} of 0, 0.4, and 0.8. Stress changes on all receiver faults are found sensitive to this value, with values of 0.4 to 0.8 generally yielding stronger correlations of earthquake occurrence with $\Delta\sigma_f$. For concreteness, we shall fix μ_{eff} at 0.4 in most cases. Note that $\Delta\sigma_f$ depends on time as well as location because of the contribution of viscoelastic relaxation following each of the primary earthquakes. Critical parameters controlling the stress evolution are the fault parameters of the primary earthquakes (length, strike, dip,

Earthquake	Date	Strike	Dip	Rake	M	Reference
Fu Yun	10/08/31	161	90	180	M_w 8.0	Khilko et al. (1985)
Mondy (Baikal)	04/04/50	100	75	000	M_w 7.0	Delouis et al. (2002)
Gobi-Altai[a]	04/12/57	103	53	32	M_w 8.1	Okal (1976)
Gobi-Altai[b]	04/12/57	101	70	009	M_w 8.1	Kurushin et al. (1997)
–	23/06/58	1	70	151	m_b 6.2	Khilko et al. (1985)
(Baikal)	29/08/59	248	53	-50	m_b 6.8	Doser (991a)
–	13/11/65	269	52	105	m_b 6.3	Tapponnier et Molnar (1979)
Mogod	05/01/67	020	90	165	M_w 7.1	Bayasgalan et Jackson (1999)
–	31/03/75	180	70	135	m_b 6.0	Tapponnier et Molnar (1979)
Busingol	27/12/91	246	80	-8	M_w 6.3	Bayasgalan (1999)

[a] First-motion mechanism.
[b] Average strike-slip rupture.

Tab. ***4.1:*** *Focal mechanism solutions of secondary earthquakes.*

rake, slip), the viscoelastic stratification, and the geometry of the secondary plane(s). The locations of primary earthquakes and secondary earthquakes (some of which are themselves primary earthquakes) are shown in figure 4.6a and 4.6b, respectively. The primary earthquakes are all regional earthquakes listed by Bayasgalan (1999) or Bayasgalan et Jackson (1999) of magnitude 7.0 or greater occurring since 1905. The secondary earthquakes occurred from 1931 to 1991, and the 1905 Tsetserleg/Bolnai earthquakes are the earliest occurring source earthquakes. Table 3.1 of Vergnolle et al. (2003) lists the fault parameters of all primary earthquakes, and table 4.1 of this paper lists the fault plane solutions of the secondary earthquakes, which are all regional earthquakes of magnitude 6.0 or greater listed in table 2.1 of Bayasgalan (1999). The slip vectors listed in table 4.1 likely represent the sense of motion at the nucleation point. These were determined from geologic mapping of the surface ruptures and first-motion analysis of seismograms. This affords us the opportunity to examine if triggering of the overall rupture or the nucleation point (or both) is consistent with the calculated stress evolution. We shall evaluate the cumulative $\Delta\sigma_f$ at various times starting with just after the 1905 Tsetserleg/Bolnai earthquakes and continuing to just before the earthquakes. The orientation of the secondary fault plane corresponds in all cases to the earthquake which occurred at the considered time, i.e., the fault geometry of the 1931 Fu Yun earthquake defines the secondary fault geometry for the $\Delta\sigma_f$ evaluation just before 1931. Given the large ($\sim$48 km km) crustal thickness in the region (Stosch et al., 1995; Kopylova et al., 1995; Ionov et al., 1998; Petit et al., 2002) and the occurrence of earthquakes as deep as 30 km (Bayasgalan, 1999), we evaluate all changes in $\Delta\sigma_f$ at depth 20 km.

Conceptual model of postseismic triggering

It is henceforth assumed that background loading in the study region is negligible compared with other factors. The observed GPS velocity field (black arrows in figure 4.7) exhibits a gentle north-south velocity gradient which, if uniform, would yield a background stressing rate of only ~ 0.003 bar/yr. The expected 0.15 bar contribution over

a 50 year time frame is generally exceeded by both the modeled static and viscoelastic stress changes, and for this reason it is omitted.

The impact of time-dependent $\Delta\sigma_f$ on earthquakes can be measured by the advance or delay in occurrence time of an earthquake resulting from the relaxation component of $\Delta\sigma_f$. Chéry et al. (2001b) has shown that the impact can be substantial by considering a model of stress evolution in which the background loading process and the relaxation process are independent. We arrive at the same conclusion in the case that the loading and relaxation processes are coupled. In the framework of a strike-slip earthquake cycle on a fault embedded within a two-dimensional shear zone (Pollitz, 2001), the evolution of fault-parallel shear stress $\Delta\tau$ with time at a location near the fault can be calculated (solid curve figure 4.9). The sub-lithospheric Maxwell relaxation time in this example has been chosen to be much shorter than the repeat time of the earthquake in order to bring out aspects of strong time dependence. The slope of the $\Delta\tau$ versus time curve near the beginning of a cycle (short dash line in figure 4.9) represents the apparent loading rate that might be measured by a GPS experiment. The slope near the end of the cycle (long dashed line in figure 4.9) represents the background loading rate of the shear zone effectively after all relaxation effects from earlier earthquakes have decayed to a negligible level. The long-short dashed line represents the average interseismic loading rate, which coincides with the asymptotic loading rate in the limit of very large sub-lithosphere viscosity (Pollitz, 2001). The interseismic stress evolution in the absense of postseismic relaxation would be governed by this line. If a secondary fault is located at this point, then a simple model of failure would prescribe the time of failure as the time when stress has reached a fixed critical value σ_c. In the absence of postseismic relaxation, the time to failure is $T_{asymptotic}$, occurring relatively late in the cycle. However, when viscoelastic relaxation is factored in, the time to failure is at an earlier time T_{VE}. This example shows that an advance in time to failure, relative to the non-relaxing case, is produced when postseismic $\Delta\tau$ is positive ; the reverse obviously holds when postseismic $\Delta\tau$ is negative. Our use of the measure $\Delta\sigma_f$ is a proxy for a more complicated evaluation of probability of failure of a secondary fault. The use of this simpler measure is justified by the lack of knowledge of detailed properties of the secondary faults. In cases where such knowledge may be gained, a more complicated treatment based on rate and state-dependent friction, starting from the estimation of $\Delta\sigma_f$, can be successful (Dieterich et al., 2000).

Static stress change

Figure 4.10 shows the cumulative static stress change at 20 km depth at times just prior to the occurrence of the secondary earthquakes. In figure 4.10 and figures 4.12–4.16, $\Delta\sigma_f$ in each subplot is evaluated for the specific fault geometry of the considered secondary earthquake, as constrained by the indicated focal mechanism. In all cases, the slip plane was chosen as that most consistent with the regional stress field (Baljinnyam et al., 1993; Cunningham, 1998) or the known fault which ruptured. We do not consider that any of the secondary earthquakes are ambiguous in that regard. As discussed later, we also make a natural subdivision of the secondary earthquakes into "Mongolian" (or non-Baikal) earthquakes located outside the Baikal Rift zone and "Baikal" earthquakes located within it.

It is apparent that static stress changes alone are marginally capable of explaining the

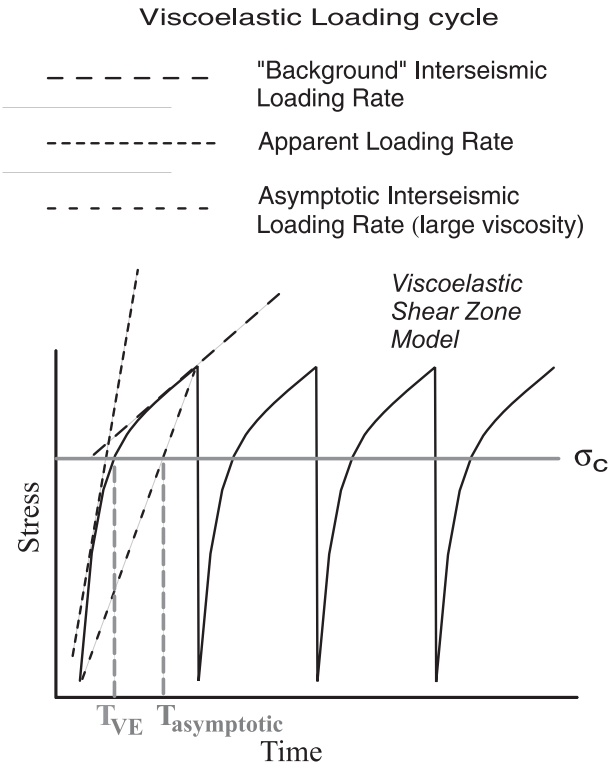

Fig. 4.9: *Evolution of fault-parallel shear stress $\Delta\tau$ in a shear zone containing an infinitely long strike-slip fault. This fault is assumed to be embedded in an elastic lithosphere of thickness H overlying a viscoelastic half-space plastosphere of uniform viscosity (Pollitz, 2001). The half-width of the shear zone is $10H$. Assuming that the fault undergoes periodic, uniform slip with repeat time T, that it penetrates the entire lithosphere, and that the Maxwell relaxation time of the plastosphere is $(1/15) \times T$, the evolution of $\Delta\tau$ with time (solid curve) is calculated at a point located a distance H from the fault. Dashed lines indicate the apparent behavior of the viscoelastic system at times early in the seismic cycle, late in the cycle, or the average over the cycle. Given a constant-$\Delta\tau$ failure criterion for a secondary fault at this location, $T_{asymptotic}$ and T_{VE} indicate the estimated failure time of that fault assuming that the stress evolution is governed, respectively, by the average interseismic velocity or the exact interseismic velocity.*

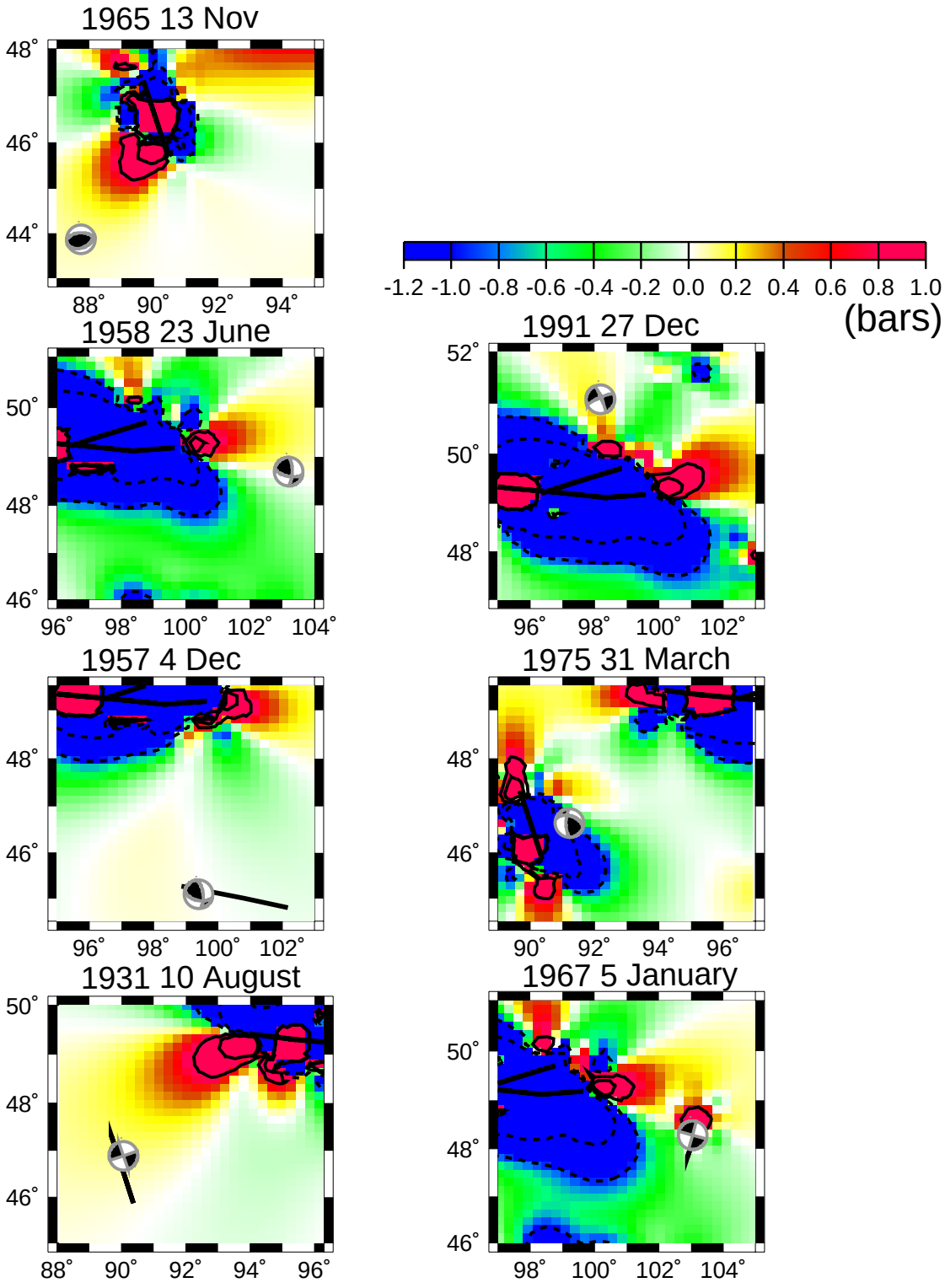

Fig. 4.10: *Cumulative static stress change at 20 km depth evaluated just prior to the occurrence of each of the non-Baikal secondary earthquakes listed in table 4.1. μ_{eff} is fixed at 0.4 except for the 1957 earthquake for which $\mu_{eff} = 0$. Continuous black contours indicate +1 bar and +3 bar stress changes, dashed contours indicate -1 bar and -3 bar stress change. Thick black line segments indicate fault planes associated with source earthquakes contributing to the calculated deformation.*

20th century earthquake pattern. For example, the stress changes in 1931 and 1967 (just before the occurrence of the corresponding earthquakes) are about 0.1 bars. While this stress change is positive, it is at the lower end of the range of $\Delta\sigma_f$ known to be correlated with aftershock activity (Stein, 1999). The static stress changes for other values of μ_{eff} have a similar pattern and differ only slightly in magnitude in the regions of interest.

Viscoelastic stress change

When the ductility of the lower crust and upper mantle are taken into account, the state of stress in the region evolves continually with time, including the interval between successive primary earthquakes, beginning with the first primary earthquake (Bolnai/Tsetserleg earthquake). Moreover, this process carries the potential to modify the state of stress at remote distances from the primary earthquakes. While the inclusion of viscoelasticity introduces another level of complexity into the stress evolution process, it expands the possibilities for fault interaction in distance and time.

Figure 4.11 shows the time evolution of normal stress and shear stress resolved on a hypothetical thrust structure located at the 1957 Gobi-Altai epicenter (20 km depth), accounting only for the postseismic contribution of the 1905 earthquake. The distance separating the two ruptures is $\sim 400 - 500$ km. Models A and B are as described in section 4.2.2, while the "thin channel" model is characterized by $\eta_c = 10^{18}$ Pa s and $\eta_m = \infty$. All curves exhibit a buildup of postseismic stress over a period of decades. The buildup on Model B, which possesses a stronger crust than the other two models, is the most persistent with time as it doesn't flatten before 1957. The decades-long stress buildup is much longer than the material relaxation time(s) in all cases because of the dispersive nature of the viscoelastic relaxation process, the viscoelastic normal modes at longer wavelength being associated with much longer spectral decay times than those at short wavelength (Pollitz, 1997).

Figure 4.12 shows the stress evolution, evaluated at times just before the occurrence of seven (out of the nine listed in table 4.1) secondary earthquakes unassociated with the Lake Baikal region, on Model A, which is characterized by a weak mantle and a weak lower crust. Comparison with the pattern of static stress change shows that $\Delta\sigma_f$ at both the 1931 Fu Yun and 1967 Mogod ruptures are further increased by the addition of cumulative 1905-1931 or 1905-1967 relaxation, respectively. Both these and four other non-Baikal earthquake rupture zones are situated in regions of $\Delta\sigma_f \simeq 0.5$ or greater. Figure 4.13 shows the stress evolution on Model B, characterized by a weak mantle and a strong lower crust. The patterns of $\Delta\sigma_f$ are changed little and again point to a substantial contribution of postseismic stress accumulation. This result is qualitatively not very sensitive to the value of η_c.

Table 4.2 summarizes the Coulomb stress changes at the epicenters of the secondary earthquakes just before their respective times of occurrence. Among the secondary strike-slip earthquakes, both the 1957 and 1975 earthquakes are located in a weakly positive $\Delta\sigma_f$ region. We shall discuss the 1957 rupture in greater detail in section 4.2.4. The static $\Delta\sigma_f$ pattern in the locality of the 1975 earthquake (figure 4.14) is found very sensitive to the details of slip of the 1931 Fu Yun earthquake, which we have assumed to be uniform slip in this study. However, the postseismic contribution to $\Delta\sigma_f$ is about 1 bar (figure 4.14), helping to bring the future 1975 rupture zone out of the stress shadow

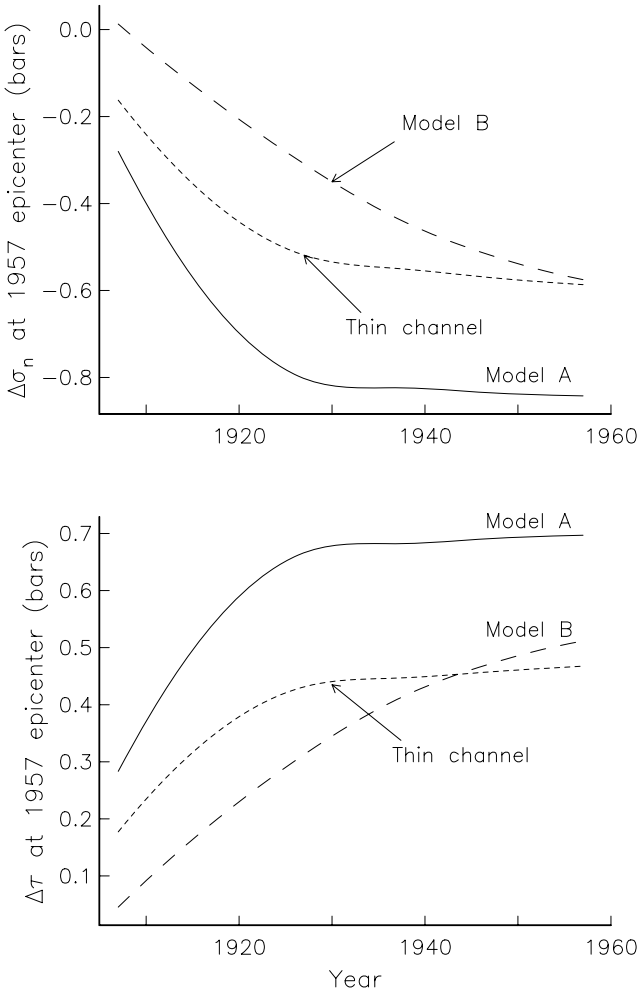

Fig. *4.11:* *Cumulative viscoelastic stress change imparted by the 1905 Bolnai earthquake on the epicenter of the 1957 Gobi-Altai earthquake (depth = 20 km) resolved on a hypothetical thrust structure with strike* 103 deg, *dip* 53 deg, *and rake* 90 deg. *Models A and B are as described in figure 4.8, while the "thin channel" model is characterized by* $\eta_c = 10^{18}$ *Pa s and* $\eta_m = \infty$.

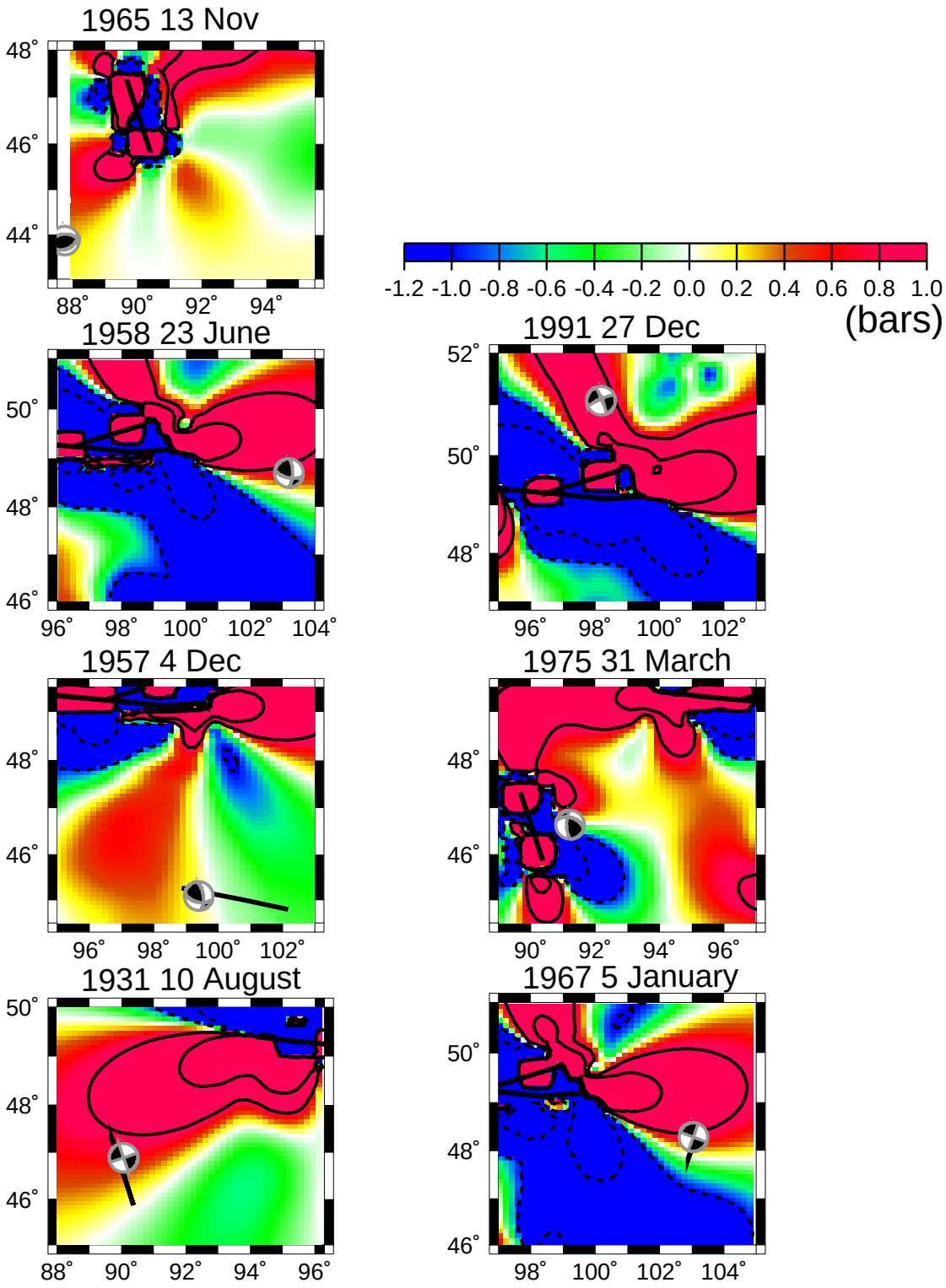

Fig. 4.12: *Cumulative static plus viscoelastic stress change evaluated on Model A (weak mantle, weak crust) just prior to the occurrence of each of the non-Baikal secondary earthquakes listed in table 4.1. Other conventions as in figure 4.10.*

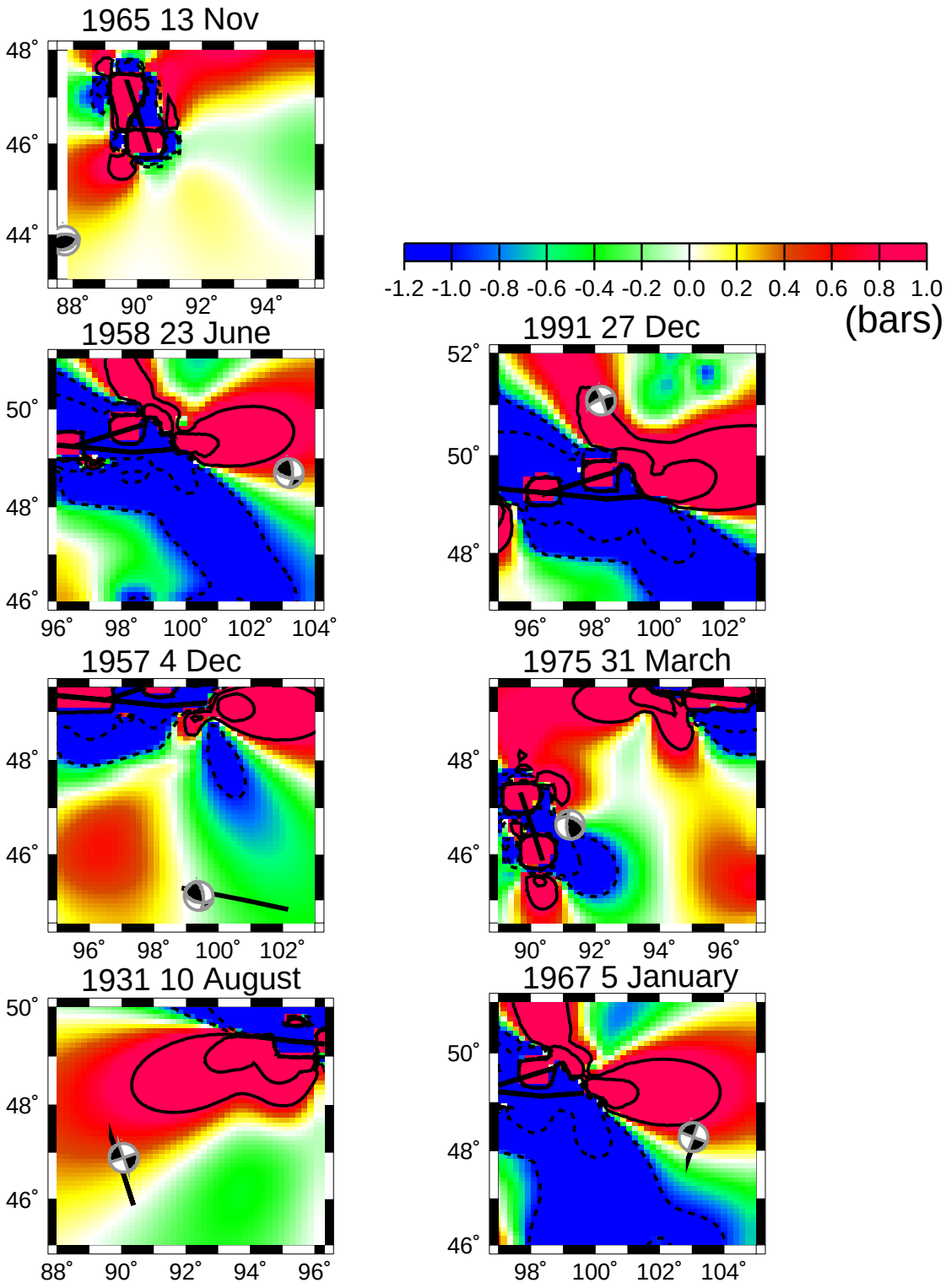

Fig. 4.13: *Cumulative static plus viscoelastic stress change evaluated on Model B (weak mantle, strong crust) just prior to the occurrence of each of the non-Baikal secondary earthquakes listed in table 4.1. Other conventions as in figure 4.10.*

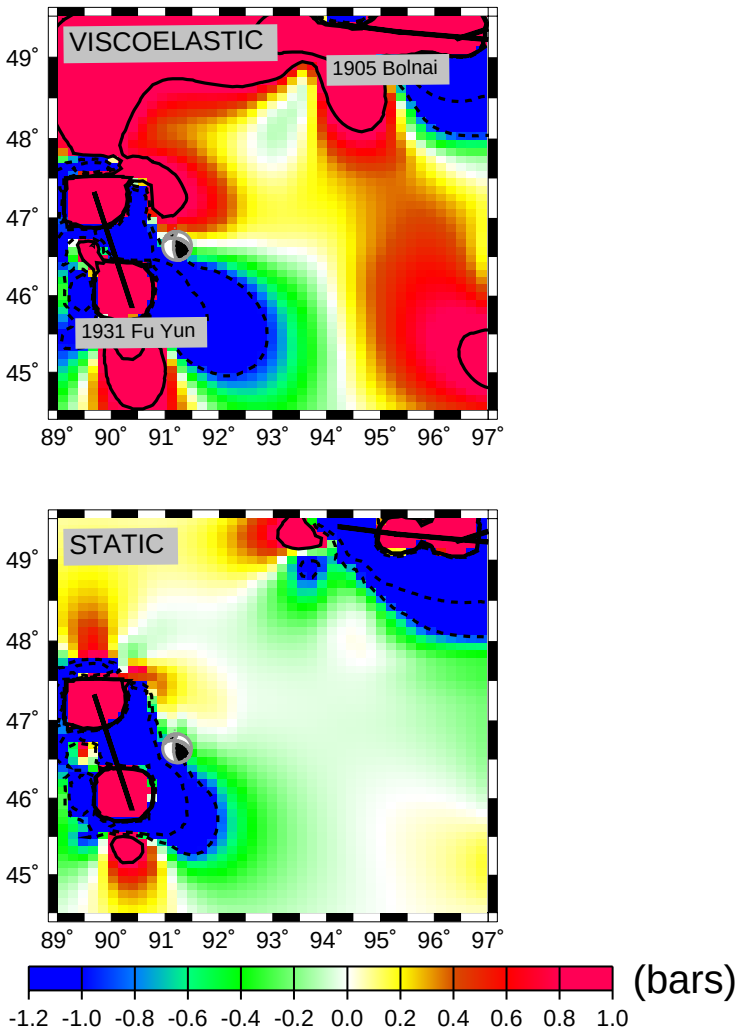

Fig. 4.14: *Cumulative static stress change (lower plot) and static plus viscoelastic stress change (upper plot) evaluated on Model A just prior to the occurrence of the 1975 earthquake. The addition of about +1 bar from viscoelastic relaxation may have helped the future 1975 epicentral region emerge from the stress shadow cast by the Fu Yun earthquake.*

of the 1931 earthquake. In spite of the large positive postseismic stress contribution, we judge the 1975 event marginally encouraged by the stress changes from preceding earthquakes.

Lake Baikal earthquakes

Unlike the 20th century earthquakes which occurred in Mongolia and western China, those earthquakes which occurred in or near the Baikal Rift zone are not correlated with the static and/or viscoelastic stress change. This is demonstrated in figure 4.15 for the 1950 Mondy and 1959 South Lake Baikal earthquakes. With a coefficient of friction of 0.8 the 1959 earthquake can be weakly encouraged ($\Delta\sigma_f \sim 0.1$ bar), but this level of $\Delta\sigma_f$ is still well below the level achieved for the Mongolian earthquakes. The 1950 earthquake is associated with $\Delta\sigma_f \sim 0.4$ bar provided that a strong crust rheology (i.e.,

Earthquake Year	μ_{eff}	Coseismic	Postseismic Model A	Postseismic Model B
1931	0.0	-0.11	-0.01	-0.01
1931	0.4	0.06	0.65	0.43
1931	0.8	0.23	1.31	0.87
1957	0.0	0.05^{*}, 0.03^{**}	0.14^{*}, 0.52^{**}	-0.05^{*}, 0.35^{**}
1957	0.4	-0.03^{*}, 0.01^{**}	-0.37^{*}, 0.13^{**}	-0.47^{*}, -0.23^{**}
1957	0.8	-0.11^{*}, -0.01^{**}	-0.88^{*}, -0.26^{**}	-0.89^{*}, -0.81^{**}
1958	0.0	0.09	1.25	0.89
1958	0.4	0.02	0.72	0.53
1958	0.8	-0.05	0.19	0.17
1965	0.0	-0.03	-0.14	-0.03
1965	0.4	0.04	0.28	0.21
1965	0.8	0.11	0.70	0.45
1967	0.0	0.11	1.40	1.18
1967	0.4	0.02	0.61	0.64
1967	0.8	-0.07	-0.18	0.10
1975	0.0	-1.06	-0.62	-0.13
1975	0.4	-1.05	0.13	0.00
1975	0.8	-1.05	0.88	0.13
1991	0.0	-0.25	-0.06	-0.14
1991	0.4	0.12	1.70	1.15
1991	0.8	0.49	3.46	2.44

* First-motion mechanism of Okal (1976).

** Thrust mechanism (strike=103 deg, dip=53 deg, rake=90 deg).

Tab. *4.2: Stress changes of non-Baikal earthquakes.*

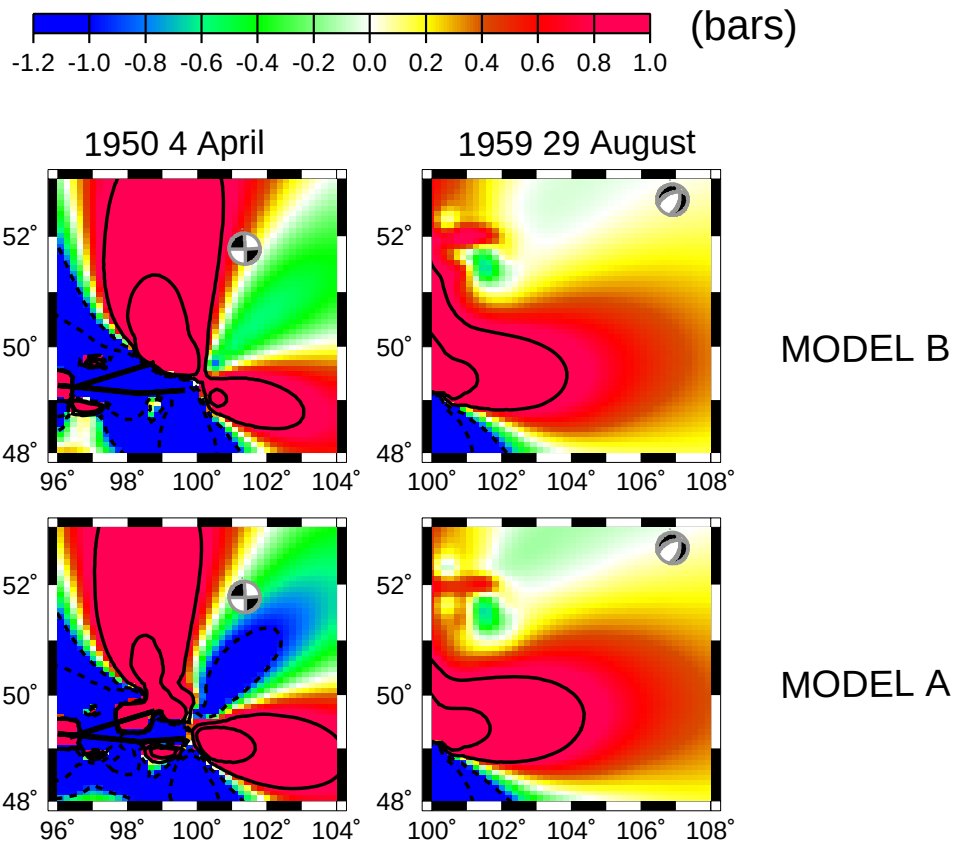

Fig. *4.15:* *Cumulative static plus viscoelatic stress change with* $\mu_{eff} = 0.8$ *on both Model A and Model B evaluated just prior to the occurrence of each of the two Baikal secondary earthquakes listed in table 4.1.*

Model B) applies. This may well apply to the Lake Baikal region (Déverchère et al., 2001), though any apparent correlation between the 1950 earthquake and the 1905 earthquake is likely purely fortuitous. We attribute the lack of correlation between the 1950 and 1959 earthquakes with calculated $\Delta\sigma_f$ to the different tectonic regimes in which the Mongolian earthquakes and Baikal earthquakes are situated. While most of west-central Mongolia is characterized by a maximum principle stress which is horizontal under NE-SW compression, the Baikal Rift area is characterized by a minimum principle stress which is horizontal under NW-SE extension. In addition, the regions exhibit substantial differences in heat flow (Khutorskoy et Yarmoluk, 1989; Lysak, 1992), mantle seismic velocities (Levshin et al., 1996; Villaseñor et al., 2001; Friederich, 2003), and style of deformation (Cunningham, 1998). These differences suggest a difference in viscoelastic structure beneath these regions which is not accounted for by the one-dimensional viscoelastic model used here, which is most applicable to west-central Mongolia. Consequently, we do not regard the lack of correlation exhibited by the 1950 and 1959 events to represent a failure of the viscoelastic stress triggering mechanism.

4.2.4 Discussion

The results presented in section 4.2.3 and table 4.2 demonstrate that the viscoelastic stress transfer mechanism, in the framework of a simple Coulomb failure function, generally encouraged the occurrence of 20th century earthquakes in Mongolia and western China at a level of several tenths of a bar. The obtained patterns of $\Delta\sigma_f$ are robust with respect to a wide range of η_c. We find the patterns of $\Delta\sigma_f$ are also robust with respect to a change in η_m, but within narrower limits, i.e., 8×10^{17} to 3×10^{18} Pa s, the range that admits a good fit to the instantaneous GPS velocity field (Vergnolle et al., 2003). Within that range the patterns of $\Delta\sigma_f$ are similar but the amplitudes vary by 10 to 40% depending on the specific secondary fault and the elapsed time since the nearest primary earthquake.

The stress change just prior to the 1957 Gobi-Altai earthquake is sensitive to whether it is evaluated using secondary fault parameters appropriate for the nucleation point, for the entire fault, or for reverse slip on the Gurvan Bulag or Bayan Tsagaan nuruu thrust faults (Kurushin et al., 1997). This is demonstrated in figure 4.16, where all three cases are considered. It is clear that the hypothesis of viscoelastic (or static) triggering of the entire rupture, which is predominantly strike-slip motion, fails. However, the greater the amount of thrust motion involving East-West trending faults is accommodated on the secondary fault, the greater the triggering capability. This is seen through the other two cases in figure 4.16 by the greater $\Delta\sigma_f$ obtained for the cases in which a minor amount of thrust motion is present (the first motion solution of Okal (1976)) or pure reverse slip on an East-West trending, 45 deg dipping secondary fault representing, for example, the Bayan Tsagaan nuruu thrust fault. These $\Delta\sigma_f$ patterns assume $\mu_{eff} = 0$ because larger μ_{eff} leads to reduced $\Delta\sigma_f$ due to increased clamping since $\Delta\sigma_n$ is generally negative. If viscoelastic stress transfer, primarily from the 1905 Bolnai earthquake, is at least in part responsible for triggering the 1957 Gobi-Altai earthquake, then our analysis suggests that the 1957 earthquake may have nucleated with rupture of a thrust segment with a low effective coefficient of friction. This is consistent with the scenario proposed by Kurushin et al. (1997) that the Gobi-Altai earthquake may have initiated with rupture of the Tsagaan nuruu thrust fault at the western extremity of the Bogd fault and then propagated east as a predominantly left-lateral strike-slip rupture. A low coefficient of friction could be associated with elevated pore fluid pressure in the fault zone.

The modeled stress changes of 0.2 - 1.7 bar are small relative to the stress drop of a large earthquake. With a stress accumulation rate of 0.003 bars/year (inferred from the strain field measured by GPS (Vergnolle et al., 2003)) and a stress drop of order 10 bars, the associated clock advance of encouraged events is of the order 100s of years, much smaller than the recurrence times of 1000s of years thought to characterize at least the Bogd and Bolnai faults. However, an objective test of the Coulomb triggering hypothesis is not the size of the clock advance relative to the recurrence time, but rather the probability that the secondary events in question would have occurred by chance. Specifically, we evaluate the probability that : (1) 6 of 7 randomly distributed secondary events would lie in a positive $\Delta\sigma_f$ region and (2) The two largest secondary earthquakes (1931 Fu Yun and 1957 Gobi-altai) could have both occurred within a 86 year (1905-1991) time interval by chance. The first case concerns the spatial pattern of secondary events and is addressed with a simple binomial test. If all non-Baikal events except the 1975

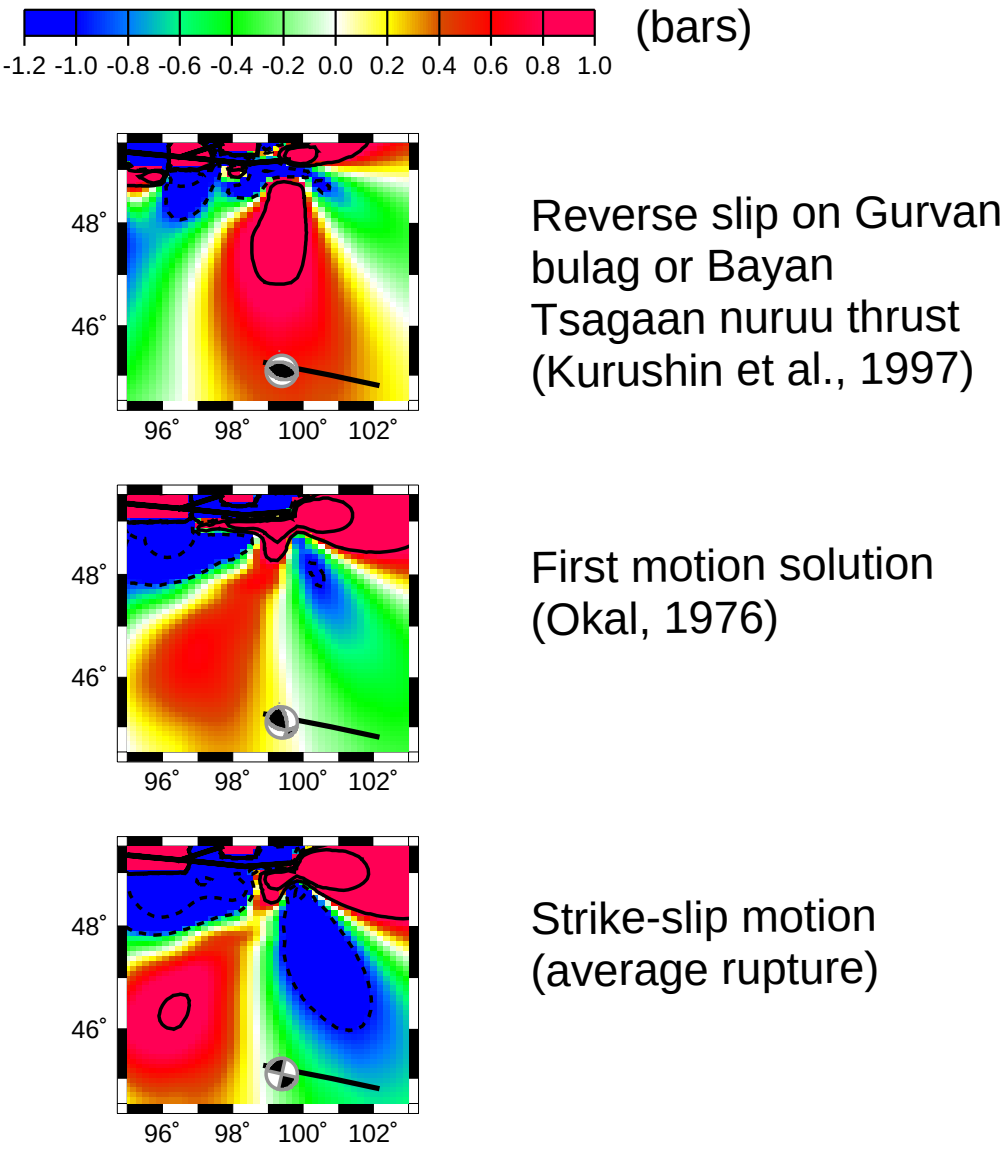

Fig. *4.16:* *Cumulative static plus viscoelastic stress change on Model A evaluated just prior to the occurrence of the 1957 Gobi-Altai earthquake. Coulomb stress change $\Delta\sigma_f$ is evaluated for each of three candidate secondary fault geometries, indicated by the respective focal mechanism solutions. In all cases $\mu_{eff} = 0$.*

event are considered associated with positive $\Delta\sigma_f$, then the probability that 6 of 7 events would lie in a positive $\Delta\sigma_f$ region is 6%. The second case concerns the temporal pattern of secondary events. The recurrence time of the Gobi-Altai event is of order 3000 years (Ritz et al., 2003). The recurrence time of the Fu Yun event is unknown, but the ratio of ~ 0.5 between the slip of the 1931 and 1957 earthquakes suggests a rough value ~ 1500 years. The marginal probability of occurrence of these two earthquakes alone within an 86 year time inverval is 0.14%. These results, in combination with the fact that Coulomb stress changes of ≥ 0.1 bars are causally linked with secondary earthquake occurrence elsewhere (Reasenberg et Simpson, 1992; King et al., 1994; Hardebeck et al., 1998; Stein, 1999), suggest a causal relationship between post-1905 stress changes and the triggering of 20th century earthquakes.

The decay rate of viscoelastic relaxation following the various primary earthquakes is not as rapid as would be judged by the Maxwell relaxation time of the mantle (2 years for $\eta_m = 10^{18}$ Pa s). This is because the viscoelastic decay spectrum is highly dispersive, the larger wavelengths generally being associated with longer decay times than the shorter wavelengths (Pollitz, 1997). At 400 km wavelength, the decay times of the dominant spheroidal and toroidal mode components on Model A are 62 and 6 years, respectively.

Chéry et al. (2001a) suggest (their figure 4) that the behavior of the interacting fault system in Mongolia is due to the major faults in question arriving at stress states close to the failure threshold nearly simultaneously. Although their suggestion was reached using seismicity catalogues tied to a non-dispersive stress transfer process, it deserves further scrutiny. It implies that the viscoelastic relaxation process is an essential ingredient for fault-system behavior that obeys self-organized criticality over many seismic cycles. The relaxation process may then be seen as a long wavelength stress-smoothing mechanism since it would bring distant faults closer to failure with an inherent lag time. A regional system that has reached a state of self-organized criticality is characterized by relatively large stress heterogeneity and short range seismicity correlations early in a cycle but relative stress homogeneity and long range correlations late in a cycle (Bowman et al., 1998; Sammis et Smith, 1999; Klein et al., 2000). The same phenomenon is exhibited for the behavior of a single fault zone in intermittant criticality (Ben-Zion et al., 2003). The development of long range correlations in fault-scale systems results from the smoothing of long wavelength stress fluctuations by numerous smaller events preceding a large system-sized event (Sornette et Sammis, 1995). It is an open question what may produce stress uniformity on a broad regional scale. If, however, the Chéry et al. (2001a) hypothesis of viscoelastic stress transfer is correct, then it must be large enough to gradually bring the individual major fault zone cycles into synchroneity, i.e., the viscoelastic stress changes must be at least a fraction of the total stress buildup over a cycle. In order to be effective, it seems necessary that communication among the main causative faults (i.e., the relaxation process) take place much more rapidly than the inter-event cycle time (Chéry et al., 2001a). The viscoelastic stress transfer model presented here is consistent with their hypothesis. We further suggest that it is necessary to consider the totality of large-scale faulting in central Asia in order to understand the behavior of the Mongolian system.

4.2.5 Conclusions

The locations of several large ($M \geq 6$) 20th century earthquakes in Mongolia and western China are well correlated with positive stress changes associated with preceding 20th century earthquakes, beginning with the M8.4 1905 Bolnai earthquake. We identify viscoelastic relaxation of the lower crust and upper mantle following major earthquakes as the most important contributor to the regional stress evolution.

This mechanism results in several tenths of a bar stress changes at the nucleation point of a future (potentially triggered) earthquake. Static stress changes associated with the primary earthquakes are small because of the typical source to triggered event distance (100–400 km). Background loading over the considered time interval is also comparatively small.

The efficiency of viscoelastic relaxation arises from the existence of comparatively strong upper crust underlain by a weak mantle and possibly a weak lower crust beneath Mongolia in our viscoelastic structure. If our interpretation is correct, then the occurrence of large regional earthquakes are to a large extent the response to preceding continental earthquakes. Lag times of several decades typically separate the occurrences of primary and secondary (triggered) earthquakes. We believe that this is due primarily to the characteristic relaxation times of the long wavelength components of the postseismic deformation field on the viscoelastic model. It may to a certain extent also reflect a characteristic time scale of secondary faults under a rate and state-dependent friction law (Dieterich et al., 2000). In this case, however, increased probability of earthquake occurrence requires a driving stress perturbation of sufficient magnitude (i.e., several tenths of a bar). As remarked by Chéry et al. (2001a), only viscoelastic relaxation appears capable of fulfilling this requirement at long triggering distances.

Acknowledgment We thank Ross Stein, David Schwartz, Heidi Stenner, Paul Reasenberg, Ruth Harris, and Dave Hill (USGS Menlo Park) for helpful advice, and David Schwartz and Bob Simpson their reviews of a preliminary draft. We gratefully acknowledge the constructive comments of two anonymous reviewers and the Associate Editor. This research was supported by the INSU-CNRS ("Intérieur de la Terre" program), and the French Ministry for Research ("ACI Catastrophes Naturelles"). UMR Géosciences Azur, CNRS-UNSA, contribution n°592.

4.3 Conclusion

Les modèles de transfert de contrainte, basés sur la variation de contrainte de Coulomb statique et viscoélastique montrent que la composante viscoélastique amplifie significativement le transfert de contrainte à travers une zone étendue (100-400 km) et sur des temps longs (26-86 ans). La relaxation viscoélastique dans la croûte inférieure et le manteau supérieur est, d'après nos résultats, la contribution la plus importante à l'évolution de la contrainte régionale en Mongolie à la suite de forts séismes. Le transfert de contrainte viscoélastique favorise, en général, l'occurence des séismes du 20$^{\text{ème}}$ siècle en Mongolie (6 sur 7 testés).

Comparativement à la contrainte nécessaire pour qu'un séisme se déclenche, l'augmentation de la contrainte régionale pré-existante par les contraintes statique et viscoélastique engendrées par les séismes sources peut cependant paraître faible (0,1-1,7 bars). Elle peut sembler insuffisante pour déclencher successivement les séismes secondaires sachant que les plus grands séismes de Mongolie ont un temps de récurrence de plusieurs milliers d'années (3000-4000 ans). Cependant, plutôt que de savoir de combien de temps ont été avancés les séismes, il est intéressant de savoir s'ils se sont produits successivement par hasard ou non. La probabilité pour que 6 événements sur 7 se situent dans une zone positive de variation de contrainte est de 6% (loi binomiale). De plus, la probabilité pour que les deux plus grands séismes (Fu Yun et Bogd), qui ont suivi la séquence de séismes de Bolnaï-Tsetserleg, se produisent en 86 ans est de 0,14% (processus de Poisson). Sachant qu'une variation de contrainte de plus de 0,1 bar peut causer le déclenchement de séismes secondaires (Reasenberg et Simpson, 1992; King et al., 1994; Hardebeck et al., 1998; Stein, 1999), nos résultats suggèrent qu'il existe un lien fort entre les variations du champ de contrainte succédant aux séismes sources ($M \geq 7$) et la succession de séismes de $M \geq 6$ en Mongolie.

A partir de la construction d'un catalogue de sismicité synthétique (10000 séismes), Chéry et al. (2001a) ont étudié la variation du temps écoulé entre trois séismes distants dont le temps de récurrence est de 4000 ans (Bolnaï-Tsetserleg, Fu Yun, Bogd) en fonction du transfert de contrainte statique et viscoélastique. Ils montrent que la prise en compte du transfert de contrainte viscoélastique conduit les trois failles indépendantes à rompre successivement sur une période de 100 ans. S'ils ne prennent en compte que le transfert de contrainte statique, il n'y a pas de génération d'essaims de séismes. Ils suggèrent que la durée de la période sur laquelle se produisent les séismes est liée au temps de relaxation viscoélastique. Notre étude de transfert de contrainte ne prétend pas aller aussi loin que leur étude sur la compréhension de l'occurrence d'essaims de séismes. Cependant, nous avons pris en compte les centaines de modes normaux viscoélastiques pour modéliser le transfert de contrainte viscoélastique en fonction du temps alors qu'ils n'ont utilisé qu'un seul mode de relaxation. De plus, nous avons utilisé le modèle lithosphérique contraint par les données GPS. Enfin, nous avons testé le phénomène sur un plus grand nombre de séismes. Ainsi, nos résultats étant cohérents avec les leurs, ils apportent un argument supplémentaire à la validité de leur hypothèse. Un travail intéressant consisterait à coupler les deux approches : étudier la génération d'essaims de séismes selon l'approche de Chéry et al. (2001a) en utilisant (1) l'approche de Pollitz (1997) pour calculer les modes de relaxation viscoélastique et (2) le modèle lithosphérique déterminé dans notre étude.

Troisième partie

Modélisation de la dynamique de la déformation asiatique

Introduction

L'Asie est couramment considérée comme un laboratoire naturel propice à l'étude de la déformation intracontinentale qui s'y exprime de manière spectaculaire du front himalayen à la Sibérie (figure 1.2). Il est généralement admis que la déformation continentale en Asie est le résultat de la collision entre l'Inde et l'Eurasie. Deux approches s'affrontent pour tenter d'expliquer les mécanismes de cette déformation (section 1.5). Dans la première, la lithosphère continentale est supposée être composée d'une mosaïque de blocs lithosphériques rigides qui se déplacent les uns par rapport aux autres le long de grandes failles lithosphériques. La convergence Inde/Eurasie est accommodée par de la déformation localisée sur des chevauchements, résultant en un épaississement crustal, et sur des failles décrochantes, entraînant l'extrusion latérale vers l'est de ces blocs lithosphériques (Tapponnier et al., 1982; Avouac et Tapponnier, 1993; Peltzer et Saucier, 1996; Replumaz et Tapponnier, 2003). La seconde approche considère que la lithosphère asiatique se déforme de manière continue comme un fluide visqueux (England et Houseman, 1986; Davy et Cobbold, 1988; Houseman et England, 1986, 1993; England et Molnar, 1997b). Dans ce cas, la déformation est accommodée essentiellement par épaississement crustal par déformation interne. Elle résulte des forces de volume et du transfert de contrainte entre le manteau lithosphérique et la croûte supérieure. Dans l'état actuel des données cinématiques en Asie, il n'est pas possible de discriminer clairement entre ces deux types de modèles qui impliquent pourtant une rhéologie de la lithosphère et des mécanismes de déformation très différents (section 1.5.2).

De plus, aucun de ces modèles ne reproduit la cinématique observée dans les régions à faible taux de déformation telle que la région Mongolie-Baïkal (partie I). Les raisons principales peuvent être (1) le choix des conditions aux limites et (2) l'exclusion de certains mécanismes telle que la variation d'énergie potentielle de gravité dans un grand nombre de modèles. En général, la majorité des modèles utilisent la collision Inde-Eurasie comme unique moteur de la déformation, laissent libres les limites orientales au niveau des subductions océaniques péri-asiatiques et confinent les limites nord et ouest situées sur la plaque Eurasie. Cependant, quelques modèles ont montré que d'autres mécanismes pouvaient influencer la déformation asiatique. Il s'agit, d'une part, des forces de volume qui, d'après les modèles de England et Molnar (1997a) au Tibet et de Flesch et al. (2001) sur l'Asie, contribuent fortement à la dynamique de la déformation autour du Tibet. Il s'agit, d'autre part, de la dynamique des zones de subduction océanique péri-asiatique dont les effets peuvent atteindre des régions éloignées des subductions, jusqu'au rift Baïkal par exemple (Kong et Bird, 1996; Lesne, 1999). Enfin, l'ensemble des modèles de déformation en Asie néglige le couplage entre l'asthénosphère et la lithosphère.

Nous profitons ici de l'augmentation récente de la quantité de données GPS en Asie

pour proposer un modèle dynamique de la déformation intracontinentale qui reproduise au mieux la cinématique des déformations actuelles dans le but de quantifier la part des différents mécanismes de déformation impliqués. Pour simuler la déformation, nous utilisons le code numérique SHELLS (Kong et Bird, 1995, 1996; Bird, 1999), déjà appliqué à la déformation asiatique par Kong et Bird (1996) et Lesne (1999) qui avaient à leur disposition un jeu de données cinématiques moindre. SHELLS résout les équations d'équilibre des moments et des forces pour une rhéologie, des densités, des lois de comportement et des conditions aux limites donnés. Les contraintes, les vitesses et les taux de déformation prédits peuvent alors être comparés avec des observations. Nous proposons d'utiliser le champ de vitesse obtenu dans la partie I pour valider les résultats des simulations.

Chapitre 5

Application du modèle numérique SHELLS à l'Asie

5.1 Description du code SHELLS

5.1.1 Hypothèses

Le code en éléments finis SHELLS (Kong et Bird, 1995, 1996; Bird, 1999) permet de modéliser, sur une Terre sphérique, une lithosphère faillée de rhéologie réaliste et d'estimer le tenseur des contraintes, les vitesses horizontales actuelles et le glissement sur les failles pour une rhéologie et des conditions aux limites données. SHELLS fait l'hypothèse de contrainte plane (ou de plaque mince (Houseman et England, 1986)), c'est-à-dire que la contrainte verticale à la surface est constante. Cette approximation en plaque mince permet de réduire le problème 3D en un problème 2D en se basant sur l'hypothèse de l'équilibre isostatique local (considérée raisonnable à l'échelle régionale) et sur l'intégration verticale de la résistance de la lithosphère. La plaque peut alors s'épaissir ou s'amincir dans la direction verticale afin de maintenir la contrainte verticale constante. Si la condition d'isostasie locale est résolue partout, la contrainte normale est alors lithostatique en tout point du modèle et il n'y a pas de contrainte cisaillante verticale sur les plans verticaux. SHELLS résout les équations d'équilibre des moments et d'équilibre des forces. Les composantes horizontales de ces équations sont intégrées verticalement à travers la plaque et sont résolues sur la grille en élément finis 2D avant d'être appliquées comme contraintes sur la solution. Par conséquent, seules les vitesses horizontales sont prédites. De plus, SHELLS moyenne les vitesses sur plusieurs cycles sismiques et ne prend pas en compte l'accumulation de la déformation élastique sur les failles actives en période intersismique. Les vitesses horizontales obtenues sont donc des vitesses long terme. La rhéologie utilisée est une rhéologie anélastique qui rend compte du comportement ductile de la lithosphère sur les temps longs. La déformation s'effectue soit par glissement ductile sur faille aux faibles températures soit par fluage par dislocation activé thermiquement aux plus fortes températures (annexe A.3). Le modèle rhéologique consiste en deux couches qui correspondent à la croûte et au manteau lithosphérique. Elles sont supposées incompressibles en accord avec l'hypothèse que la partie élastique de la déformation est négligeable. Elles sont chacune caractérisées par un coefficient de conductivité thermique et une production de chaleur constants. Enfin, le géotherme est

considéré à l'état stationnaire et ne dépend que du flux de chaleur de surface et des propriétés thermiques des matériaux.

5.1.2 Méthodes

Les paramètres associés à la grille d'éléments finis

Les paramètres d'entrée du modèle associés à la grille d'éléments finis sont les données de topographie et les données de flux de chaleur de surface. Le programme SHELLS utilise ces deux paramètres pour déterminer la structure lithosphérique et la structure thermique en faisant l'hypothèse de l'équilibre isostatique local et d'un régime thermique stationnaire. Les épaisseurs crustales et lithosphériques sont calculées par itérations successives de manière à ce que la condition d'isostasie locale soit réalisée et que la température à la base de la lithosphère corresponde à une isotherme imposée (1200°C par exemple). Ainsi, SHELLS permet d'incorporer des caractéristiques 3D à travers la variation latérale de la topographie, du flux de chaleur de surface et par conséquent des épaisseurs crustales et lithosphériques. Puis SHELLS calcule les intégrales de densité et de résistance de la lithosphère sur tout le volume en prenant en compte des variations latérales de la topographie, du flux de chaleur et des épaisseurs crustales et lithosphériques.

Les lois de déformation

SHELLS permet à la déformation de se produire par fluage par dislocation ou par glissement sur faille. Pour un taux de déformation donné, la contrainte déviatorique est calculée séparément pour la loi de fluage non linéaire et pour la loi de frottement. Le mécanisme qui résulte en la plus basse contrainte cisaillante en un point est alors supposé dominant en ce point.

La loi de fluage non linéaire est telle que :

$$\tau = A\dot{\varepsilon}^{1/n} e^{\left(\frac{B+Cz}{T}\right)} \tag{5.1}$$

avec τ la contrainte cisaillante maximum, $\dot{\varepsilon}$ le taux de déformation cisaillant à la puissance $1/n$ ($n = 3$), T la température absolue, z la profondeur et trois constantes A, B et C. Les valeurs des paramètres rhéologiques A, B et C sont différentes pour la croûte et le manteau lithosphérique. Ceci permet d'obtenir une transition fragile-ductile à la fois dans la croûte et le manteau. Nous présentons les valeurs de ces paramètres dans la section suivante (section 5.2). La valeur maximum de la contrainte cisaillante est imposée à 500 MPa en tout point de la lithosphère et correspond à la limite de plasticité.

A faible température et dans les parties peu profondes de la croûte ou du manteau lithosphérique, la résistance de la lithosphère (et des failles) est aussi limitée par la loi de frottement de Mohr-Coulomb-Navier :

$$\tau = \mu\left(-\sigma_n - P_p\right) \tag{5.2}$$

avec τ la contrainte cisaillante sur le plan, σ_n la contrainte normale sur ce même plan, μ le coefficient de frottement (interne ou sur faille) et P_p la pression de pore hydrostatique.

La cohésion est supposée faible et négligeable pour des contraintes géologiques. Le coefficient de frottement interne est le même dans la croûte et le manteau lithosphérique. Le coefficient de frottement sur faille peut être différent du coefficient de frottement interne.

5.2 La rhéologie

5.2.1 Paramètres rhéologiques imposés

La structure de la lithosphère modélisée dépend des paramètres thermiques et de densité fixés dans la croûte et le manteau lithosphérique. La résistance de la lithosphère modélisée dépend en plus des paramètres associés aux lois de déformation vues précédemment. L'ensemble rend compte de la rhéologie de la lithosphère modélisée. Les paramètres thermiques, en particulier, dépendent de la température, de la pression et de la composition du matériel. Comme nous devons les imposer constants, nous avons choisi de tester deux groupes de paramètres thermiques et ainsi deux rhéologies différentes dans nos simulations. Ces deux rhéologies sont appelées rhéologie 1 et rhéologie 2 et les paramètres les définissant sont présentés dans les tableaux 5.1 et 5.2. Les paramètres A, B, C de la loi de fluage proviennent des modèles de Bird et Kong (1994) pour la croûte et des études de déformation de l'olivine pour le manteau (Kirby (1983), tableau 5.1). Nous avons repris les paramètres thermiques moyens utilisés par Bird (1998) pour la rhéologie 1 et ceux utilisés par Kong et Bird (1996) pour la rhéologie 2 (tableau 5.2).

Paramètres		Croûte	Manteau lithosphérique
Constante pré-exponentielle (A)	$Pa.s^{1/n}$	$2,3 \times 10^9$	$9,5 \times 10^{4}$*
Constante B	K	4000	18314
Constante C	$K.m^{-1}$	0	0.0171
Contrainte cisaillante maximum	MPa	500	500

* $5,4 \times 10^4$ $Pa.s^{1/n}$ dans la rhéologie 2

Tab. *5.1:* *Paramètres de la loi de fluage.*

		Rhéologie 1		Rhéologie 2	
Paramètres		Croûte	Manteau	Croûte	Manteau
Densité moyenne à $P = 0$ et $T = 0$	$kg.m^{-3}$	2816	3330	2816	3330
Température à la base de la lithosphère	°C		1200		1300
Coefficient de dilatation volumétrique	K^{-1}	$2,4 \times 10^{-5}$	$3,94 \times 10^{-5}$	$2,4 \times 10^{-5}$	$3,1 \times 10^{-5}$
Conductivité thermique	$W.m^{-1}.K^{-1}$	2,70	3,20	3,50	5,10
Production de chaleur radiogénique	$W.m^{-3}$	$7,27 \times 10^{-7}$	$3,2 \times 10^{-8}$	$4,6 \times 10^{-7}$	négligeable

Tab. *5.2:* *Paramètres nécessaires au calcul de la structure lithosphérique.*

5.2.2 Différence entre les deux rhéologies choisies

La figure 5.1 présente les géothermes calculés pour une même structure lithosphérique à partir des paramètres des rhéologies 1 et 2. Elle montre que le géotherme associé à la rhéologie 1 est plus "chaud" que celui associé à la rhéologie 2.

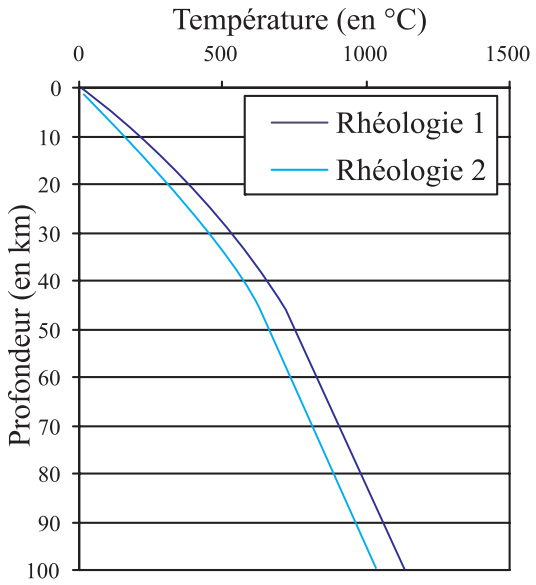

Fig. 5.1: *Géothermes pour une croûte épaissie (tableau 5.3) calculés à partir des paramètres des rhéologies 1 et 2.*

Croûte continentale	Profondeur croûte (en km)	Flux de chaleur ($W.m^2$)	coefficient de frottement
épaissie	45	0,059	0,85
moyenne	30	0,055	0,85

Tab. 5.3: *Paramètres utilisés pour calculer les géothermes présentés en figure 5.1 et les enveloppes rhéologiques présentées en figures 5.2 et 5.3.*

Les figures 5.2 et 5.3 présentent les enveloppes rhéologiques calculées à partir des paramètres de la rhéologie 1 et 2 (tableaux 5.3) pour une croûte continentale épaissie (45 km), par exemple pour la Mongolie, et pour une croûte continentale moyenne (30 km). Elles montrent que la résistance de la lithosphère est plus faible pour la rhéologie 1. En particulier, la résistance du manteau lithosphérique est très faible pour une croûte épaissie, les paramètres de la rhéologie 1 et un faible taux de déformation (figure 5.2). Dans ce cas là, la résistance de la lithosphère n'est pas plus localisée dans le manteau lithosphérique que dans la croûte supérieure. L'intégrale de la résistance de la lithosphère sur les 100 premiers kilomètres est deux fois plus faible pour ce modèle que pour celui calculé avec la rhéologie 2.

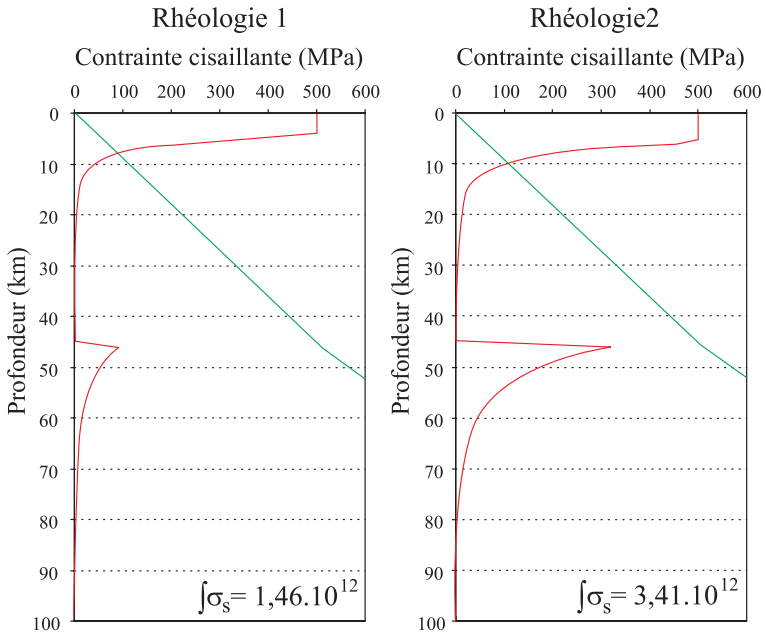

Fig. 5.2: *Enveloppes de résistance de la lithosphère pour une croûte épaissie (tableau 5.3) calculées à partir des paramètres des rhéologies 1 et 2 ($\dot{\varepsilon} = 3 \times 10^{16}/s$). La loi de frottement est représentée en vert et la loi de fluage en rouge.*

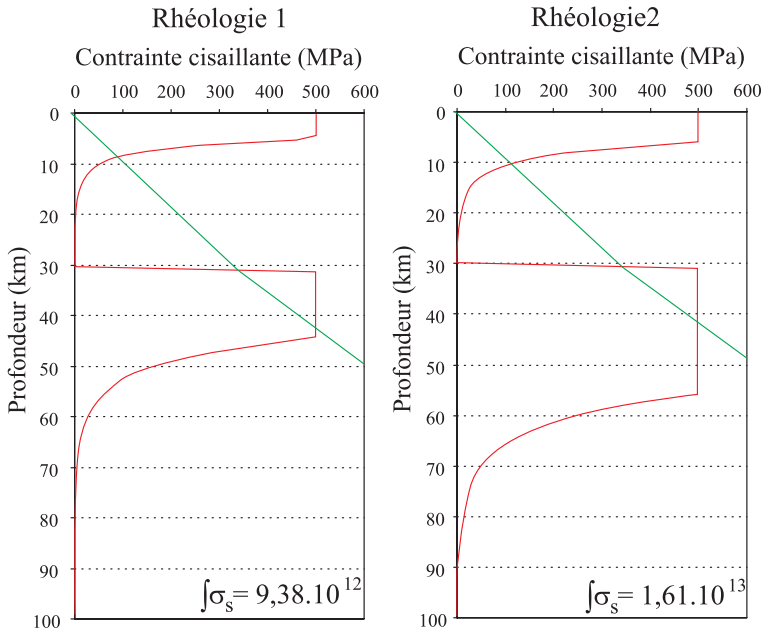

Fig. 5.3: *Enveloppes de résistance de la lithosphère pour une croûte moyenne (tableau 5.3) à partir des paramètres des rhéologies 1 et 2 ($\dot{\varepsilon} = 3 \times 10^{16}/s$). La loi de frottement est représentée en vert et la loi de fluage en rouge. La contrainte cisaillante ne peut dépasser 500 MPa.*

5.3 Les données d'entrée

5.3.1 La grille d'éléments finis

Nous avons repris la grille d'éléments finis créée par Lesne (1999) (2313 noeuds, 3336 éléments triangulaires). La grille est présentée en figure 5.4 pour l'ensemble de l'Asie et en figure 5.5 pour la région Mongolie-Baïkal où le maillage est plus fin. La majorité des contours de la grille correspondent aux limites "naturelles" des plaques. Il s'agit au sud des limites de plaques Arabie-Eurasie, Inde-Eurasie, Australie-Eurasie, à l'est des limites de plaques Philippine-Eurasie, Pacifique-Eurasie et au nord-est de la limite de plaques nord Amérique-Eurasie. Au niveau de la chaîne du Zagros et de l'Himalaya, les subductions sont continentales (plaque continentale - plaque continentale asiatique). Toutes les autres subductions sont océaniques (plaque océanique - plaque continentale asiatique). Au nord, à partir de la ride de Nansen, et à l'ouest, le contour de la grille ne correspond plus à une limite de plaque mais coupe l'Eurasie.

5.3.2 Les failles

Nous avons également repris le tracé des failles actives utilisées par Lesne (1999) dans ses simulations. Celles-ci ont été numérisées à partir des informations contenues dans les références bibliographiques suivantes : Sherman (1978), Houdry (1994), Levi et al. (1995), Moore et al. (1997) et Agar et Klitgord (1995) pour la région du Baïkal, Schlupp (1996) pour la Mongolie, Tapponnier et Molnar (1977); Tapponnier et al. (1982) et Replumaz (1999) pour le reste de l'Asie. Seules les failles actives majeures ont été reportées dans le modèle (figures 5.4 et 5.5). Un pendage a été attribué à chaque segment de faille (624 segments). Il est de 28°, 65° et 90° pour les failles connues inverses, normales et décrochantes respectivement. En cas de doute sur le fonctionnement d'une faille, le pendage est fixé à 45°. Comme nous n'imposons pas de direction de glissement sur les plans de failles, le jeu sur ceux-ci peut être inverse, normal, décrochant, transpressif ou transtensif quel que soit le pendage, excepté pour ceux dont le pendage est de 90°. Les subductions aux limites de la grille ont un pendage de 23° pour permettre de les différencier des chevauchements continentaux et ainsi de leur attribuer un comportement mécanique différent. Pour les failles à l'intérieur de la grille, le glissement est continu et contrôlé par un coefficient de frottement constant sur l'ensemble des failles du modèle. Si les contraintes qui s'appliquent sur le plan de faille sont trop faibles, la faille est bloquée. Pour les subductions, une condition supplémentaire est utilisée : la contrainte cisaillante calculée ne peut dépasser une valeur maximale imposée. Ce seuil limite le transfert de contraintes entre la plaque chevauchante et la plaque plongeante. La contrainte cisaillante est constante pour toutes les subductions océaniques et pour toutes les subductions continentales mais a une valeur distincte dans les deux cas.

5.3.3 La topographie et le flux de chaleur

Les données de topographie et de flux de chaleur sont utilisées pour calculer la structure lithosphérique et thermique par le code SHELLS (section 5.1.2). Nous utilisons les meilleures données actuelles de topographie et de flux de chaleur à l'échelle de l'Asie pour

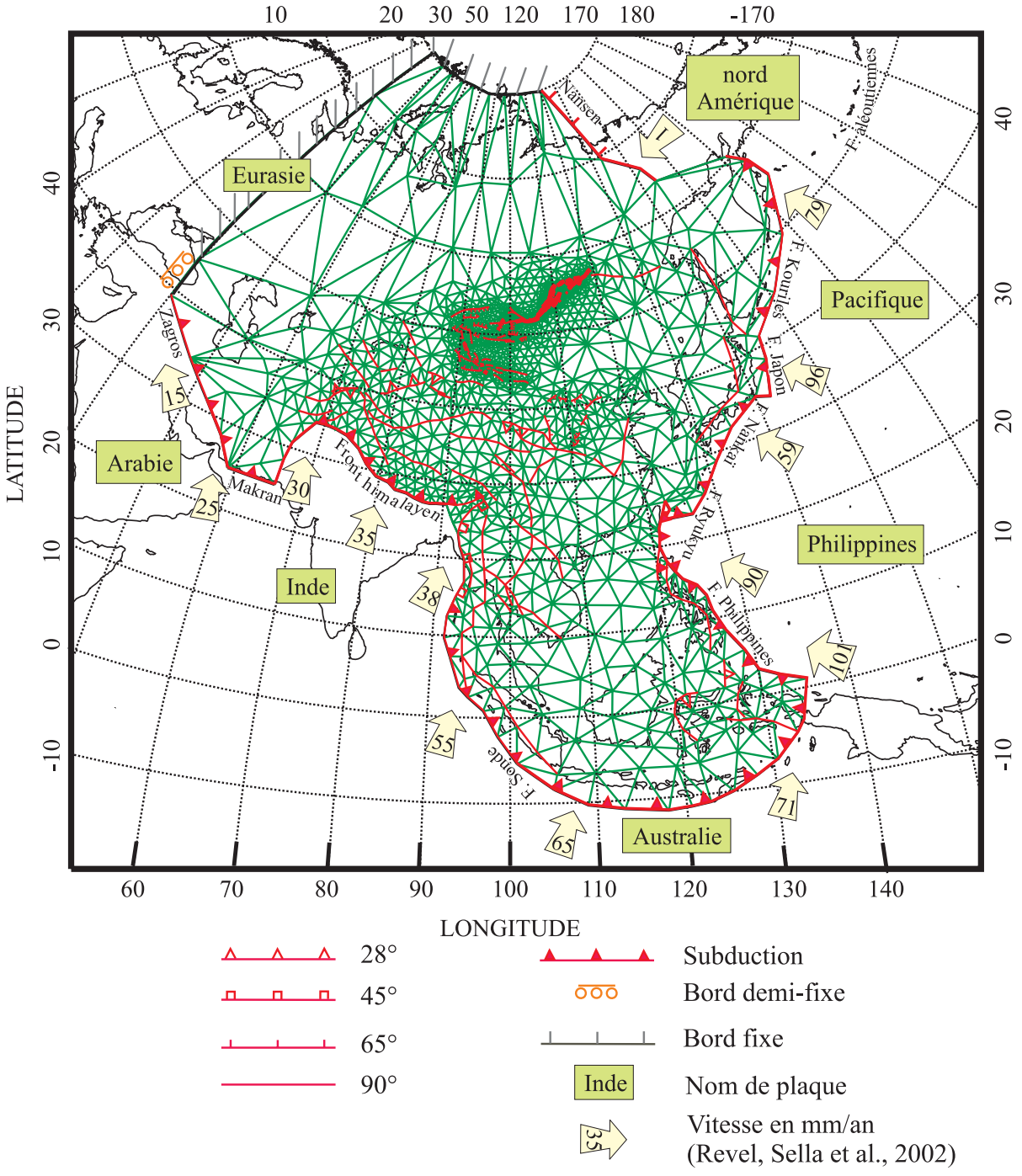

Fig. 5.4: *Grille d'éléments finis à l'échelle de l'Asie et conditions aux limites imposés à notre modèle. Les éléments finis triangulaires sont représentés en vert et les failles en rouges.*

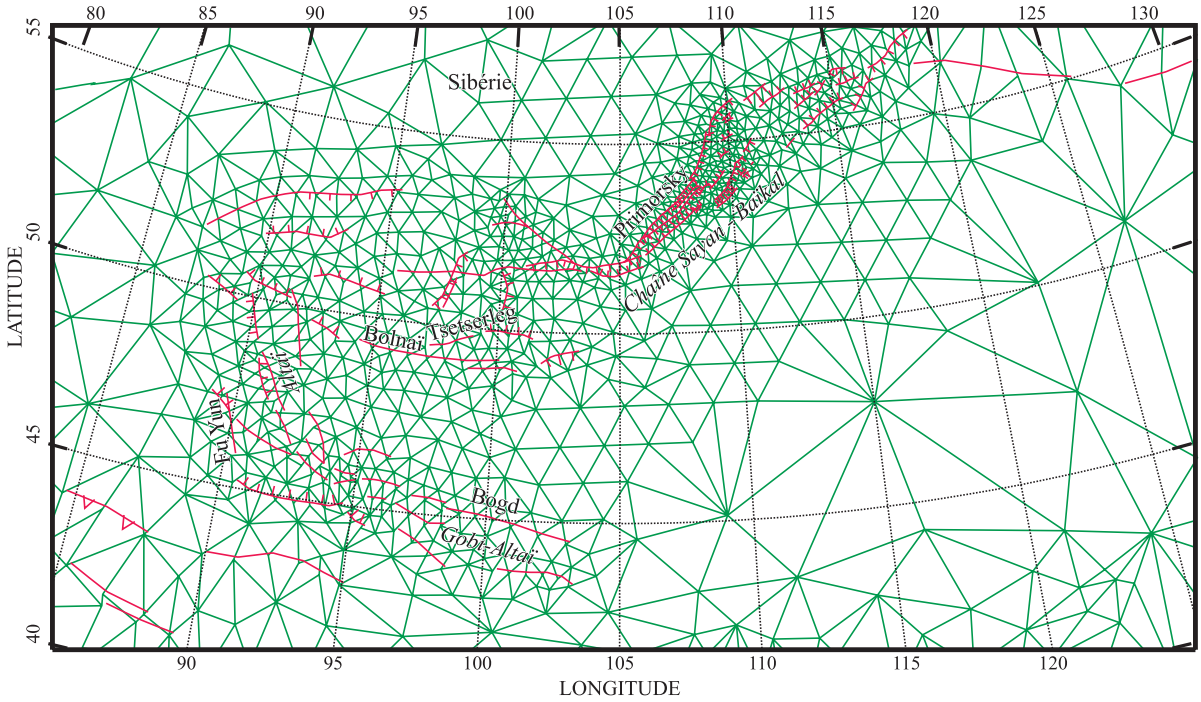

Fig. *5.5:* *Zoom de la grille d'éléments finis pour la région Mongolie-Baïkal. Les conventions sont identiques à celles de la figure 5.4.*

obtenir des variations d'épaisseurs crustales et lithosphériques réalistes. Ceci est important car les effets des forces de volume vont dépendre de ces variations de topographie, de flux de chaleur et d'épaisseurs crustales et lithosphériques.

La topographie La topographie utilisée est celle de ETOPO-5. Les données ont été reéchantillonnées tous les degrés. Ainsi, nous obtenons de forts gradients de topographie entre les chaînes de montagnes ou les plateaux et les bassins en domaine continental et entre les marges et les fosses océaniques (figure 5.6). Les altitudes varient de -7000 m au niveau de la fosse du Japon à +5300 m au Tibet.

Le flux de chaleur Nous avons repris la grille de flux de chaleur compilée par Lesne (1999) à partir de la base de données mondiale de Pollack et al. (1993) et des données de Lysak (1992) pour la région Mongolie-Baïkal. Ces données ont été reéchantillonnées toutes les 12 minutes dans la région Mongolie-Baïkal et tous les 5° pour le reste de l'Asie (figure 5.7). Le flux de chaleur est généralement compris entre 50 et 70 mW/m^2 sur l'ensemble du continent asiatique mis à part localement dans la région Mongolie-Baïkal. Le flux de chaleur est aussi plus élevé dans les bassins marginaux.

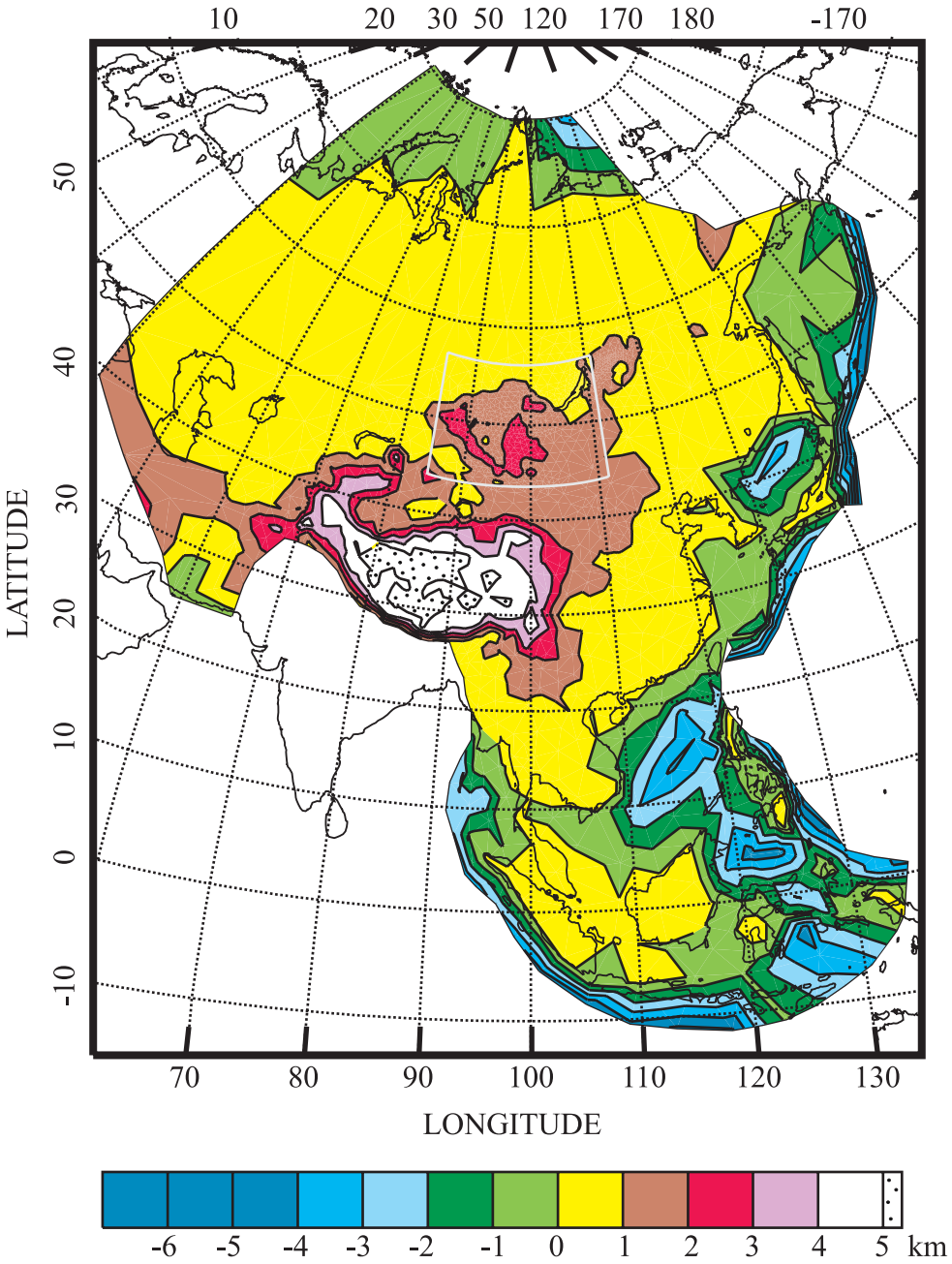

Fig. *5.6:* *Topographie sur l'ensemble du modèle.*

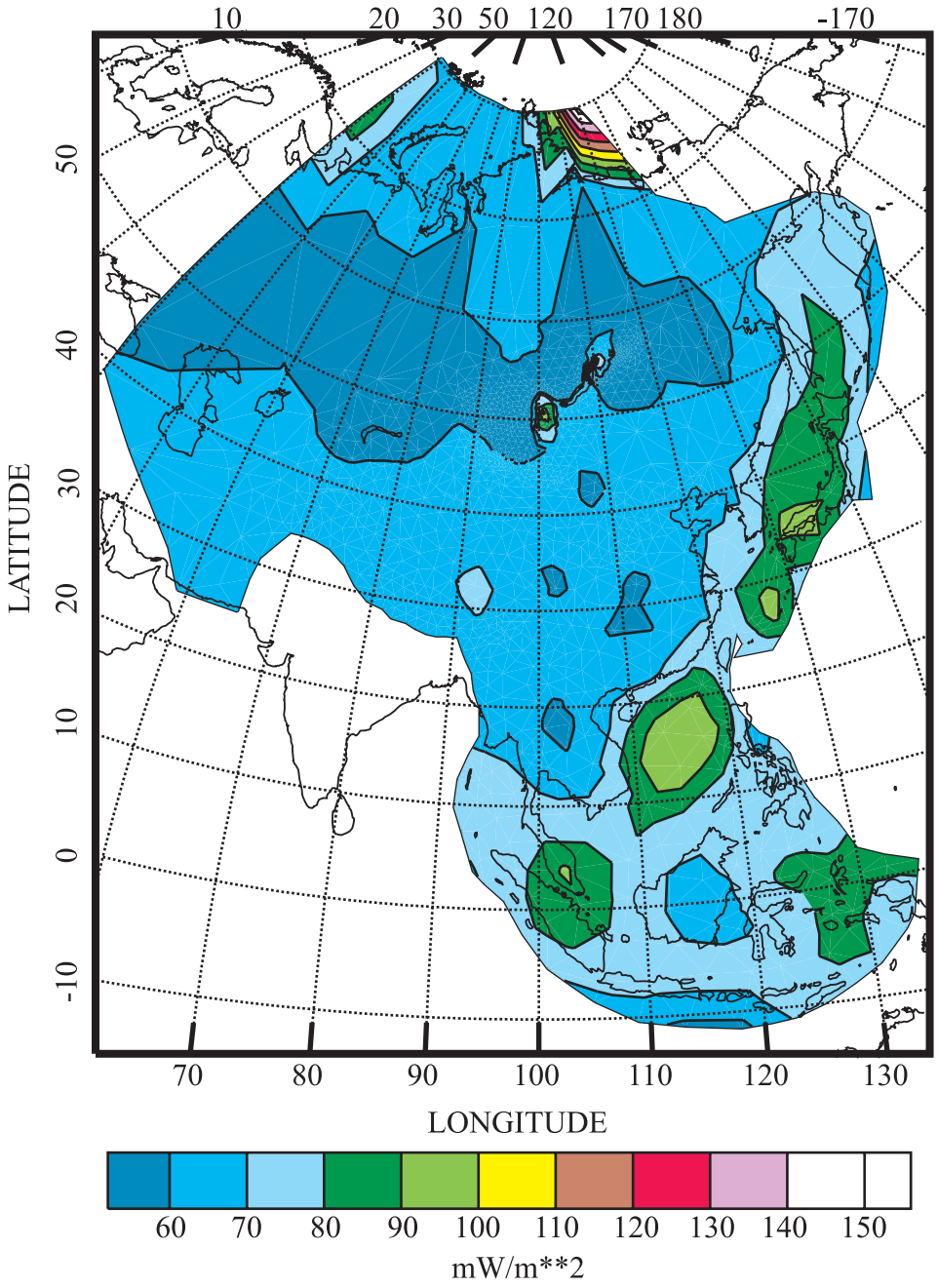

FIG. *5.7: Flux de chaleur de surface pour l'ensemble du modèle.*

5.4 Les données modélisées

5.4.1 Les épaisseurs crustales

Les épaisseurs crustales calculées à partir de la rhéologie 1 sont en tous points de la grille plus faibles que les épaisseurs crustales calculées à partir de la rhéologie 2 (figures 5.8 et 5.9). Elles varient de 5 km au niveau des fosses de subduction à 75 km sous le Tibet (limites minimum et maximum imposées dans SHELLS).

Nous avons comparé les épaisseurs crustales calculées avec celles citées dans la section 1.2 pour les zones continentales et avec celles obtenues par Mooney et al. (1998) et Lebedev et Nolet (2003) pour les zones océaniques. Il apparaît que les épaisseurs crustales dans les zones continentales sont mieux reproduites dans le modèle-rhéologie 1 en particulier pour les régions d'altitude élevée comme la Mongolie et la chaîne du Tien Shan dont les épaisseurs crustales sont surestimées dans le modèle-rhéologie 2. Par contre, les épaisseurs crustales pour la plate-forme sibérienne, les cotes chinoises et les domaines océaniques sont sous-estimées dans le modèle-rhéologie 1 et correctes voire surestimées dans le modèle-rhéologie 2.

5.4.2 Les épaisseurs lithosphériques

De même que pour les épaisseurs crustales, les épaisseurs lithosphériques calculées à partir de la rhéologie 1 sont toujours plus faibles que celles calculées à partir de la rhéologie 2. Deux raisons permettent de l'expliquer : (1) le géotherme du modèle-rhéologie 1 est plus chaud que le géotherme du modèle-rhéologie 2 et (2) la température imposée à la base de la lithosphère dans le modèle-rhéologie 1 est de 1200°C alors qu'elle est de 1300°C dans le modèle-rhéologie 2.

Nous avons comparé les épaisseurs lithosphériques obtenues dans nos deux modèles avec les épaisseurs lithosphériques obtenues par Artemieva et Mooney (2001). Dans les deux cas, l'épaisseur lithosphérique correspond à l'épaisseur thermique de la lithosphère. Les épaisseurs lithosphériques calculées dans le modèle-rhéologie 1 sont partout sous-estimées. Les meilleures estimations sont au niveau du Tibet et les moins bonnes en Sibérie. Les épaisseurs lithosphériques calculées dans le modèle-rhéologie 2 sont généralement meilleures, en particulier en Chine du nord, du sud et Indochine. Cependant, l'épaisseur lithosphérique sous la plate-forme sibérienne est encore sous-estimée. Dans le modèle d'Artemieva et Mooney (2001), le flux de chaleur de surface en Sibérie est beaucoup plus faible que dans notre modèle, 30 à 45 mW/m^2 contre 50 à 60 mW/m^2 respectivement. Ils ont testé l'influence des erreurs faites sur les valeurs de flux de surface, de la conductivité thermique et de la production de chaleur radiogénique sur le calcul de l'épaisseur de la lithosphère. D'après leur résultat, une augmentation de 5% du flux de chaleur de surface entraîne une diminution de l'épaisseur lithosphérique de 10-25 km. La différence de flux de chaleur en Sibérie entre leur modèle et le nôtre peut ainsi expliquer la différence qui existe entre les épaisseurs lithosphériques calculées dans les deux modèles. Bien que les épaisseurs lithosphériques ne soient pas optimales par rapport à celles du modèle d'Artemieva et Mooney (2001), il est peu probable que cela

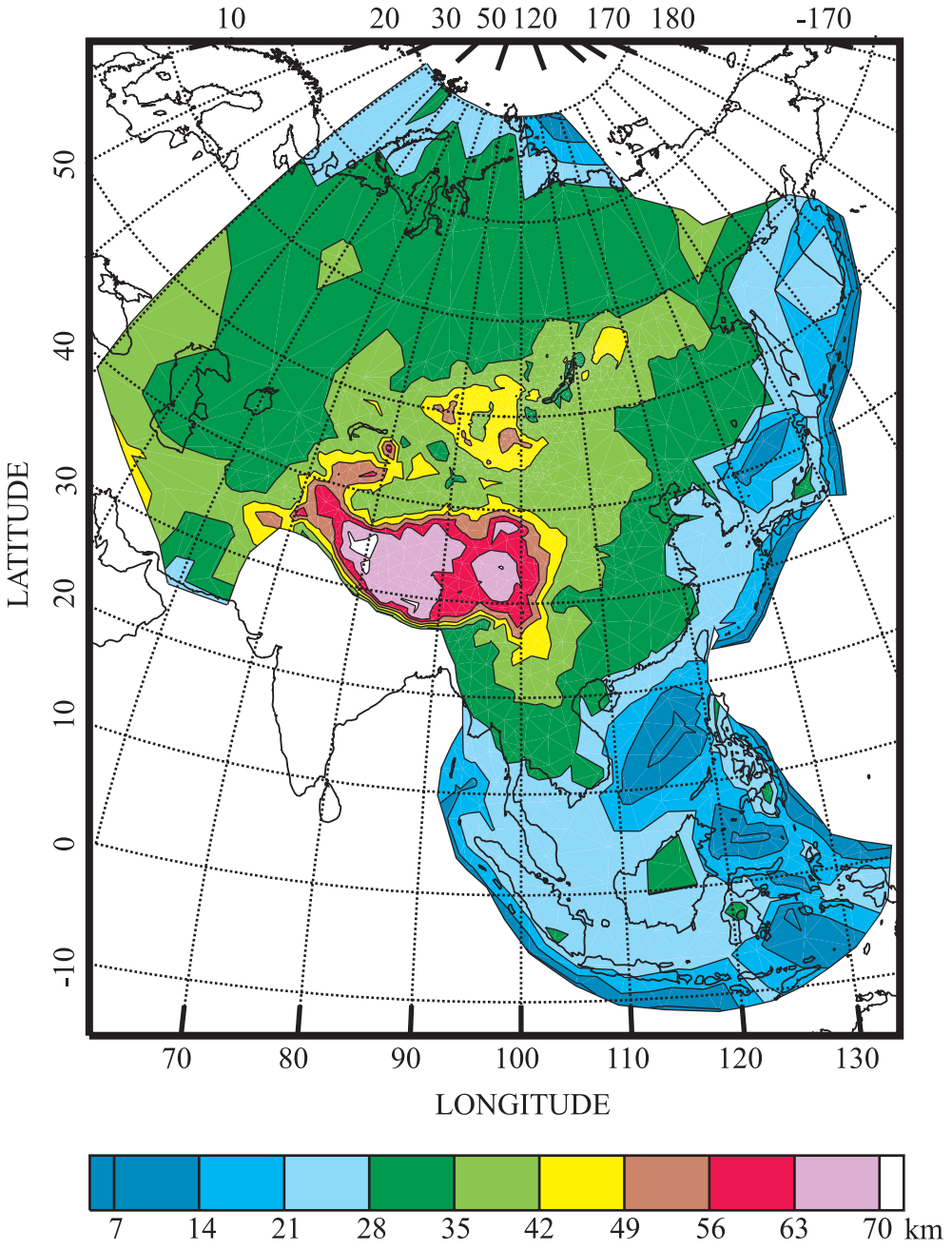

FIG. *5.8: Epaisseur crustale calculée à partir des paramètres de la rhéologie 1.*

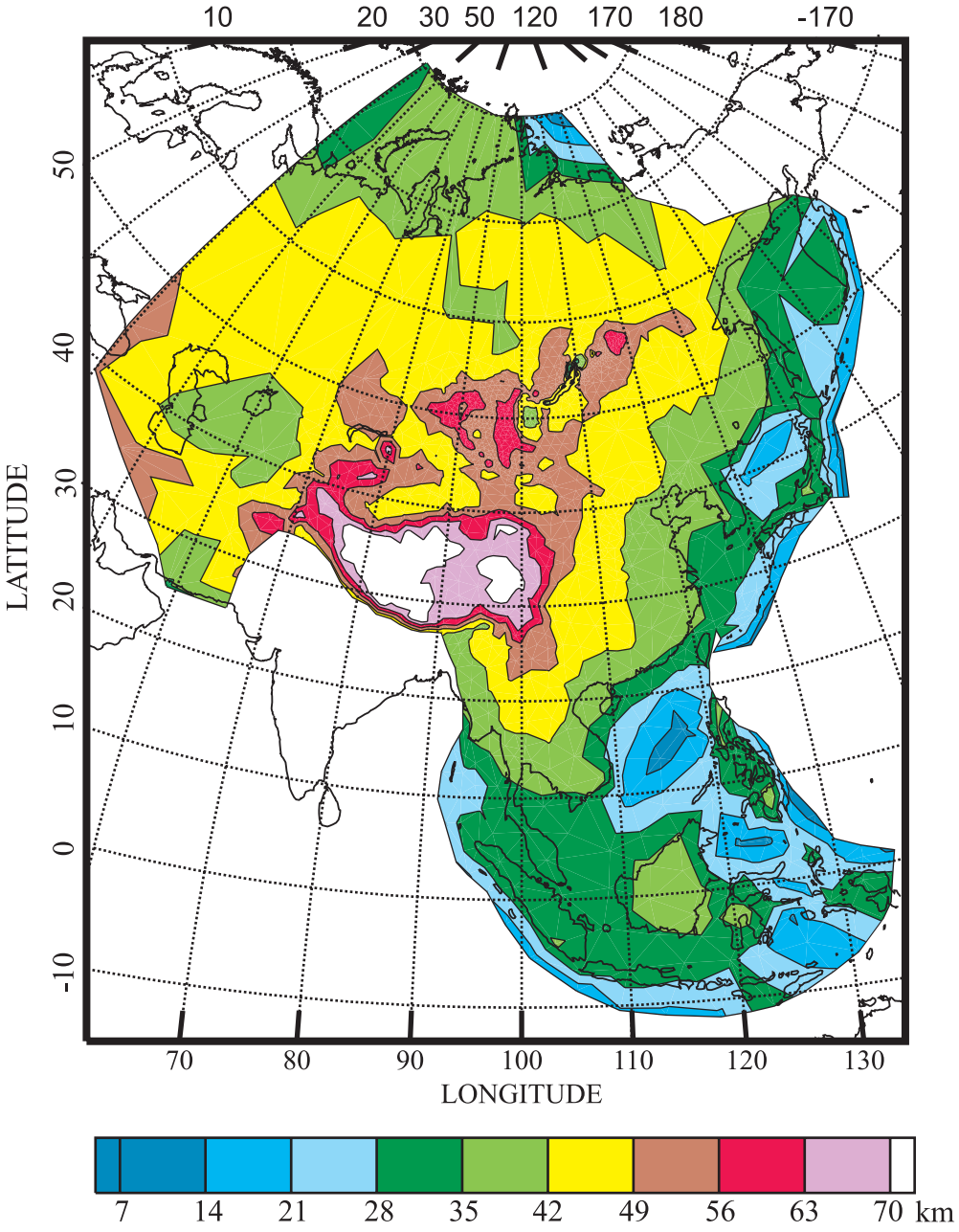

FIG. *5.9: Epaisseur crustale calculée à partir des paramètres de la rhéologie 2.*

ait un impact important sur les résultats de nos modélisations. En effet, si l'épaisseur du manteau lithosphérique était plus forte dans nos modèles 1 et 2, sachant que l'épaisseur de la croûte est bien modélisée, cela ne modifierait pas significativement la résistance moyenne de la lithosphère utilisée dans le calcul. Ainsi, nous considérons les épaisseurs lithosphériques modélisées comme possibles.

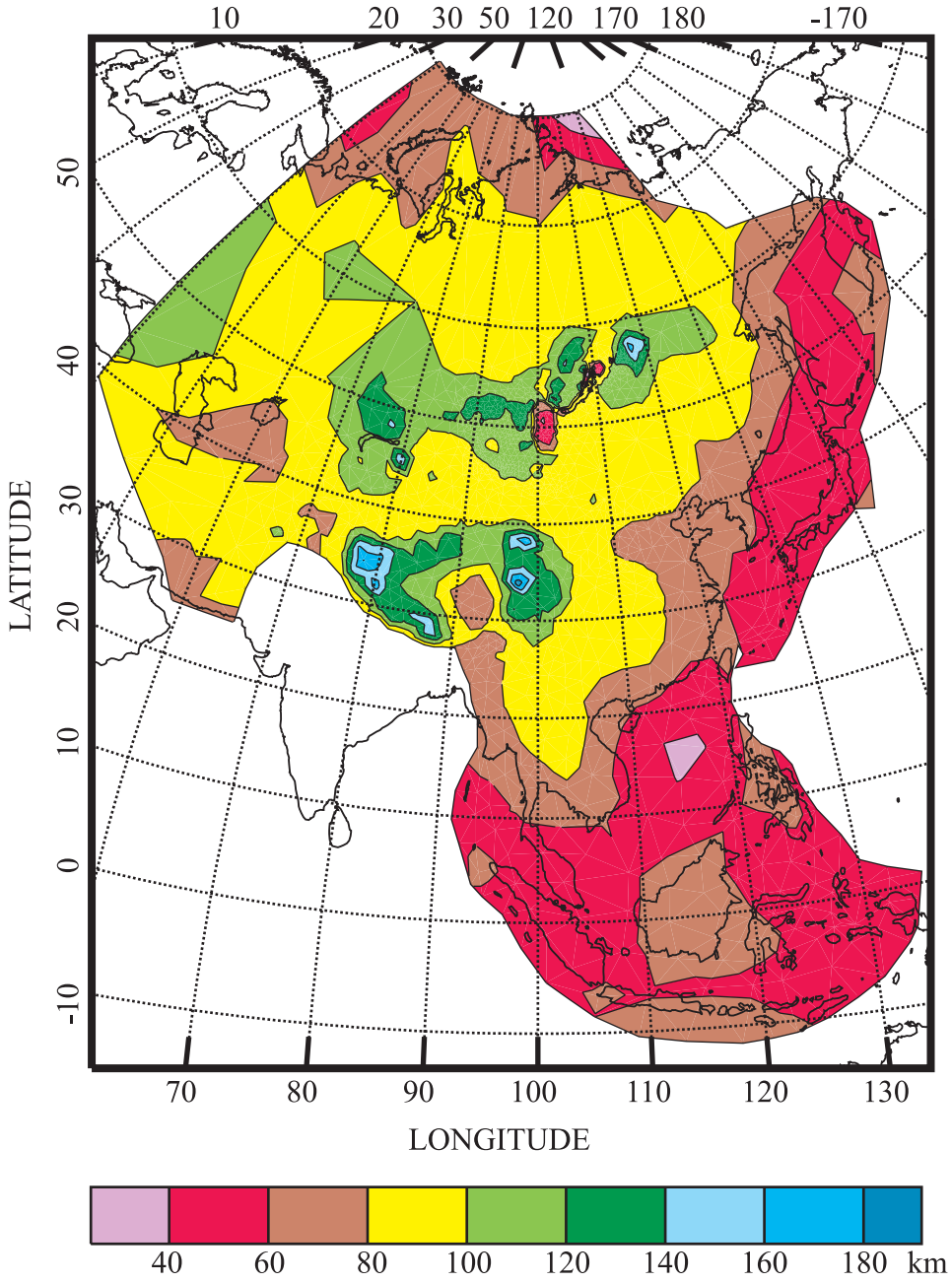

Fig. *5.10:* *Epaisseur lithosphérique calculée à partir des paramètres de la rhéologie 1.*

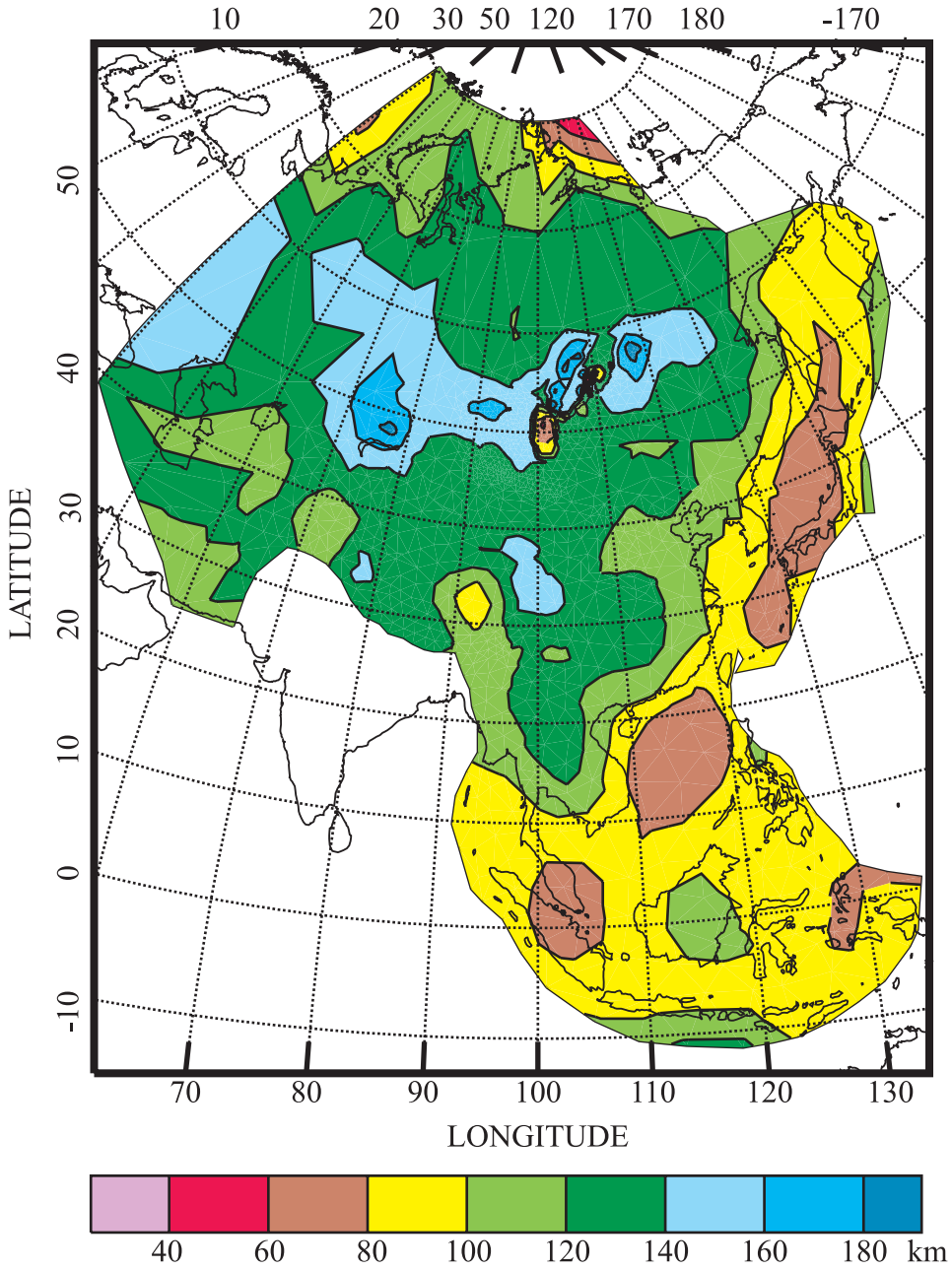

FIG. *5.11: Epaisseur lithosphérique calculée à partir des paramètres de la rhéologie 2.*

5.5 Les conditions aux limites

Nous imposons les vitesses des plaques Arabie, Indienne, Australienne, Philippine, Pacifique et Amérique du nord par rapport à l'Eurasie à partir des vitesses issues du modèle cinématique global actuel REVEL (Sella et al., 2002) (figure 5.4). Nous préférons utiliser les vitesses issues du modèle REVEL obtenues à partir de données géodésiques plutôt que de NUVEL1A (DeMets et al., 1994) qui moyenne les vitesses sur les 3 derniers millions d'années. En effet, le but de nos simulations est de tenter de reproduire au mieux le champ de vitesse mesuré par GPS qui est donc censé être représentatif des conditions aux limites mesurées sur la même échelle de temps. Ainsi, par exemple, la vitesse de convergence Inde-Eurasie issue de REVEL (35,2 mm/an au site IISC) est cohérente avec la vitesse de convergence que nous avons obtenue dans le champ de vitesse présenté dans la partie I (38 mm/an) mais est inférieure à la vitesse de convergence estimée à partir du modèle NUVEL1A (47 mm/an DeMets et al., 1994). Il en est de même pour la vitesse de convergence entre l'Arabie et l'Eurasie (environ 10 mm/an de différence). Par contre, l'estimation des vitesses de convergence entre les autres plaques et l'Eurasie sont équivalentes d'un modèle à l'autre.

Pour les bords de notre modèle situés sur la plaque Eurasie (au nord et à l'ouest), nous imposons un déplacement nul dans toutes les directions excepté au sud-ouest au niveau de l'orogène du Zagros. Sur cette petite portion du périmètre de la grille, nous laissons libre le déplacement dans la direction nord-sud (parallèle à la limite) et nous l'imposons nul dans la direction est-ouest afin de pouvoir accommoder si nécessaire la convergence Arabie-Eurasie dans la direction nord-sud.

Chapitre 6

Modélisation et résultats

6.1 Objectifs et mise en oeuvre

6.1.1 Objectifs

A partir :

⋆ d'une lithosphère stratifiée, faillée et de rhéologie réaliste qui tient compte des variations latérales d'épaisseurs crustales et lithosphériques,

⋆ des conditions aux limites présentées au chapitre précédent,

⋆ et de la prise en compte de la dynamique des zones de subduction et de la variation d'énergie potentielle de gravité,

nous voulons, tout d'abord, estimer la rhéologie de la lithosphère asiatique et déterminer les valeurs possibles pour un groupe de paramètres inconnus (coefficients de frottement et contraintes cisaillantes maximales sur les plans de subduction) en validant les vitesses modélisées avec les vitesses GPS.

Le second objectif est de discuter, d'une part le rôle des failles dans la déformation asiatique et d'estimer, d'autre part la contribution des forces de volume, du couplage mécanique sur les subductions continentales et océaniques péri-asiatiques et des conditions aux limites à la dynamique de la déformation continentale en Asie.

6.1.2 Paramètres inconnus ou peu connus

La rhéologie

Nous utilisons la topographie, le flux de chaleur et par conséquent les épaisseurs crustales et lithosphériques des modèles 1 et 2. Nous testons ces deux modèles afin de déterminer si la déformation en Asie est mieux reproduite par une lithosphère en moyenne faible et chaude (modèle 1) ou par une lithosphère en moyenne plus résistante et froide (modèle 2 ; figures 5.1, 5.2 et 5.3).

Les coefficients de frottement interne et sur faille

Nous avons vu que le comportement de la lithosphère dépend de l'intégrale, sur la profondeur de la lithosphère, de la contrainte cisaillante minimale en chaque point résul-

tant soit de la loi de frottement soit de la loi de fluage (section 5.1.2). La loi de frottement dépend principalement de la contrainte normale, lithostatique en tout point, et du coefficient de frottement. Nous proposons de faire varier la valeur du coefficient de frottement (constant sur l'ensemble du modèle) afin de tester la prédominance du comportement frictionnel ou visqueux. Nous pouvons fixer un coefficient de frottement différent pour les éléments non faillés (coefficient de frottement interne) et pour les segments faillés (coefficient de frottement sur faille). Ainsi, nous tenterons de différencier le comportement sur faille et hors faille.

D'après des études en laboratoire, le coefficient de frottement interne (f_i) varie généralement de 0,6 à 0,85 (Byerlee, 1978, par exemple). Cependant, nous choisissons de le faire varier jusqu'à 1,5 même si en terme de mécanique des roches ceci n'a pas de sens physique. En effet, dans SHELLS, fixer un coefficient de frottement très grand revient à réduire la profondeur sur laquelle la composante frictionnelle du comportement de la lithosphère est dominante et à augmenter la résistance de la lithosphère dans cette zone (figure 6.1).

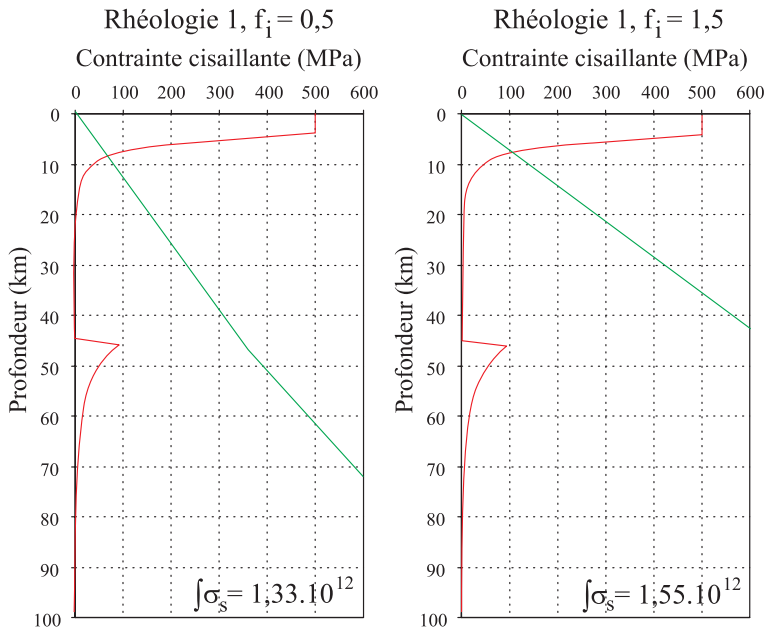

Fig. *6.1:* *Effet de la variation du coefficient de frottement interne sur la résistance de la lithosphère pour une croûte épaissie (tableau 5.3) et la rhéologie 1 (tableaux 5.1 et 5.2) ($\dot{\varepsilon} = 3 \times 10^{16}/s$). La loi de frottement est représentée en vert et la loi de fluage en rouge.*

D'après certaines études sur la valeur du coefficient de frottement sur faille, celui-ci pourrait être plus faible que le coefficient de frottement interne (Cattin et al., 1997, et références incluses). A partir d'une approche mécanique et d'une approche thermique, Cattin (1997) et Cattin et al. (1997) ont trouvé que le coefficient de frottement au niveau de l'interface d'une subduction était inférieur à 0,2 et 0,18 respectivement. Dans plusieurs études de modélisation de la déformation de la lithosphère, le coefficient de frottement sur faille (f_f) trouvé est plus faible que le coefficient de frottement interne et varie entre 0,03 et 0,17 (Bird et Kong, 1994; Bird, 1998; Kong et Bird, 1996; Jiménez-Munt et al.,

2001; Jiménez-Munt et Negredo, 2003; Liu et Bird, 2002). Les valeurs les plus faibles sont obtenues dans les modèles incluant des failles et des subductions et les plus hautes dans les modèles régionaux, sans subduction.

La contrainte cisaillante maximale sur les plans de subduction

Une contrainte cisaillante maximale est associée aux subductions. Ce paramètre est constant pour les subductions continentales (au niveau des chaînes de l'Himalaya et du Zagros) et les subductions océaniques mais a une valeur différente dans les deux cas (figure 5.4). Ce paramètre correspond au couplage entre les deux plaques dans les zones de subduction. Pour une valeur infinie de la contrainte cisaillante maximale, la plaque chevauchante est entraînée dans la direction de déplacement de la plaque plongeante. A l'inverse, pour une valeur nulle, il n'y a aucun transfert de contrainte entre les deux plaques. La plaque chevauchante est alors libre de se déplacer dans n'importe quelle direction en fonction des autres contraintes existant dans le modèle. C'est ainsi que l'on peut modéliser avec SHELLS un bord libre.

Bird (1978) trouve que la limite supérieure pour la contrainte cisaillante maximale est de 20 à 30 MPa sur le plan de subduction sous l'Himalaya. Kong et Bird (1996) puis Lesne (1999) utilisent une valeur de 15 MPa dans leurs meilleurs modèles de déformation de l'Asie. En utilisant cette valeur, nous obtenons des vitesses dans le sud du Tibet inférieures aux vitesses mesurées par GPS. Nous testons des valeurs de contraintes cisaillantes maximales (Tc) supérieures ou égales à 15 MPa (15, 20, 25 et 30 MPa).

Concernant la contrainte cisaillante maximale dans les zones de subduction océanique péri-asiatique (To), nous testons des valeurs de 0,2, 1 et 2 MPa en accord avec celles testées par Kong et Bird (1996) et Lesne (1999).

6.1.3 Démarche

Pour répondre à notre premier objectif, nous réalisons pour chacun des couples de contraintes cisaillantes maximales (12 couples Tc–To) une série de simulations pour lesquelles les coefficients de frottement interne et sur faille varient de 0,5 à 1,5 et de 0,04 à 0,24 respectivement (tableau 6.1). Nous exécutons ces séries de simulations pour la rhéologie 1 et la rhéologie 2. Puis nous calculons l'écart-type pondéré entre les vitesses modélisées et les vitesses observées pour chacune des simulations. Nous cherchons la combinaison de paramètres inconnus (Tc, To, f_i, f_f et rhéologie) qui correspond à l'écart-type minimal. Nous adoptons ces paramètres dans la suite.

Pour répondre à la première partie de notre second objectif (rôle des failles dans la déformation asiatique), nous comparons les taux de glissement obtenus dans le meilleur modèle précédemment obtenu avec les taux de glissement observés. Nous testons aussi un modèle dans lequel nous supprimons toutes les failles précédemment modélisées à l'intérieur de l'Asie.

Pour répondre à la deuxième partie de notre second objectif (estimer les contributions relatives des forces de volume et des forces aux limites), nous réalisons cinq simulations différentes :

Paramètres	valeurs testées
Rhéologie	rhéologie 1 et 2 (section 5.2)
Tc	15, 20, 25 et 30 MPa
To	0,1 ; 1 et 2 MPa
f_i	de 0,5 à 1,5 tous les 0,2
f_f	de 0,04 à 0,24 tous les 0,02

Tab. *6.1:* *Paramètres testés et valeurs associées. Tc et To : contrainte cisaillante maximale sur les plans de subduction continentale et océanique respectivement. f_i et f_f : coefficients de frottement interne et sur faille respectivement.*

A Dans une première simulation, le seul moteur de la déformation est la variation d'énergie potentielle de gravité. Dans cette simulation, nous imposons des contraintes cisaillantes maximales nulles sur tous les plans de subduction. Ainsi, la déformation de la plaque asiatique est entièrement indépendante des forces aux limites au niveau des limites de plaques "naturelles". Nous fixons les vitesses aux limites nulles dans toutes les directions sur les bords nord et ouest du modèle.

B Dans la deuxième simulation, nous incluons les effets de la dynamique des subductions continentales (Inde et Zagros), en rétablissant une contrainte cisaillante maximale non nulle sur ces plans de subduction. Nous conservons des contraintes cisaillantes maximales nulles pour les subductions océaniques et les vitesses aux limites nulles dans toutes les directions.

C Dans la troisième simulation, nous rétablissons une contrainte cisaillante maximale non nulle sur les subductions océaniques. Les vitesses aux limites sont toujours nulles.

D Dans la quatrième simulation, nous rétablissons la vitesse de convergence Inde/Eurasie comme vitesse aux limites entre ces deux plaques. Les autres vitesses aux limites sont nulles.

E La cinquième simulation correspond à la réhabilitation de l'ensemble des conditions aux limites (couplages interplaques et vitesses aux limites).

6.2 Détermination de la rhéologie et du meilleur groupe de paramètres inconnus

6.2.1 Recherche des paramètres optimaux

Nous avons obtenu un champ de vitesse pour la région Mongolie-Baïkal à partir des données GPS acquises entre 1994 et 2002 dans cette région. Puis nous avons combiné cette solution géodésique avec celle de Wang et al. (2001) pour la Chine afin d'obtenir un champ de vitesse GPS cohérent couvrant une majeure partie de l'Asie (partie I). Nous utilisons les vitesses GPS qui ont une erreur inférieure à 1,5 mm/an à 95% de confiance pour valider nos simulations.

Les figures 6.2 et 6.3 présentent l'écart-type calculé entre les vitesses modélisées dans chaque simulation et les vitesses GPS (figure 2.7). La figure 6.2 correspond aux simula-

tions effectuées avec le modèle rhéologique 1 et la figure 6.3 avec le modèle rhéologique 2. Chaque graphique représente les résultats pour un groupe de simulations pour lequel nous fixons le couple Tc–To et faisons varier les valeurs de f_i et f_f.

Nous obtenons des *RMS* qui varient de 3,6 mm/an à 17,6 mm/an selon la simulation considérée. Quelle que soit la rhéologie considérée, les *RMS* les plus faibles sont obtenus pour des contraintes cisaillantes maximales supérieures à 20 MPa pour les subductions continentales. Dans le cas de la rhéologie 2, les *RMS* les plus faibles correspondent aussi à des contraintes cisaillantes maximales pour les subductions océaniques supérieures à 0.2 MPa. Les meilleures valeurs pour le coefficient de frottement sur faille sont situées entre 0,06 et 0,12. Les meilleures valeurs de coefficient de frottement interne sont comprises entre 0,7 et 1,1.

6.2.2 Modèle de référence

La figure 6.4 présente une des meilleures simulations obtenues (figure 6.2). Les paramètres utilisés dans cette simulation sont : rhéologie 1, $Tc = 25$ MPa, $To = 1$ MPa, $f_i = 0,9$ et $f_f = 0,08$. Un zoom est présenté en figure 6.5 pour la Chine et un autre en figure 6.6 pour la région Mongolie-Baïkal.

Les vitesses prédites par ce modèle reproduisent bien les vitesses observées au sud du Tibet, le changement de direction des vitesses à l'est du Tibet, les vitesses en Chine du sud et enfin les vitesses à travers le Tien Shan (figure 6.5).

Les vitesses en Chine du Nord, en Mongolie et au niveau du rift Baïkal sont généralement surestimées (figures 6.5 et 6.6). Elles sont de 6 à 10 mm/an (modèle) contre 2 à 6 mm/an (observations) en Mongolie centrale et de 6 à 10 mm/an (modèle) contre 3 à 6 mm/an (observations) en Chine du nord. Cependant la direction N-NE des vitesses dans l'Altaï, la rotation vers l'est des vitesses entre le sud du Gobi-Altaï et la Mongolie centrale et la direction des vitesses en Chine du nord sont bien reproduites. Les vitesses prédites au SE du rift Baïkal ont une direction E-O alors que les vitesses GPS montrent une direction NO-SE.

Enfin dans la partie sud du modèle, les modules des vitesses prédites sont en accord avec ceux des vitesses GPS (figures 6.4 et 6.5). En terme de direction, les vitesses prédites ne reproduisent pas la rotation horaire rapide autour de la syntaxe est-himalayenne. Plus au sud en Asie du SE, la composante sud des vitesses prédites est cohérente avec les vitesses GPS obtenues pour le bloc de la Sonde par Bock et al. (2003) et trop forte comparativement aux vitesses GPS de direction E-O obtenues par Michel et al. (2001).

6.2.3 Détermination de la rhéologie optimale

Les meilleures simulations avec le modèle rhéologique 2 sont toujours associées à un *RMS* supérieur à 4,2 mm/an alors que de nombreuses simulations avec le modèle rhéologique 1 sont associées à un *RMS* inférieur à cette valeur. Nous comparons les meilleures simulations utilisant soit la rhéologie 1 (modèle de référence) soit la rhéologie 2. La figure 6.7 montrent les vitesses obtenues avec la rhéologie 2 pour les mêmes paramètres

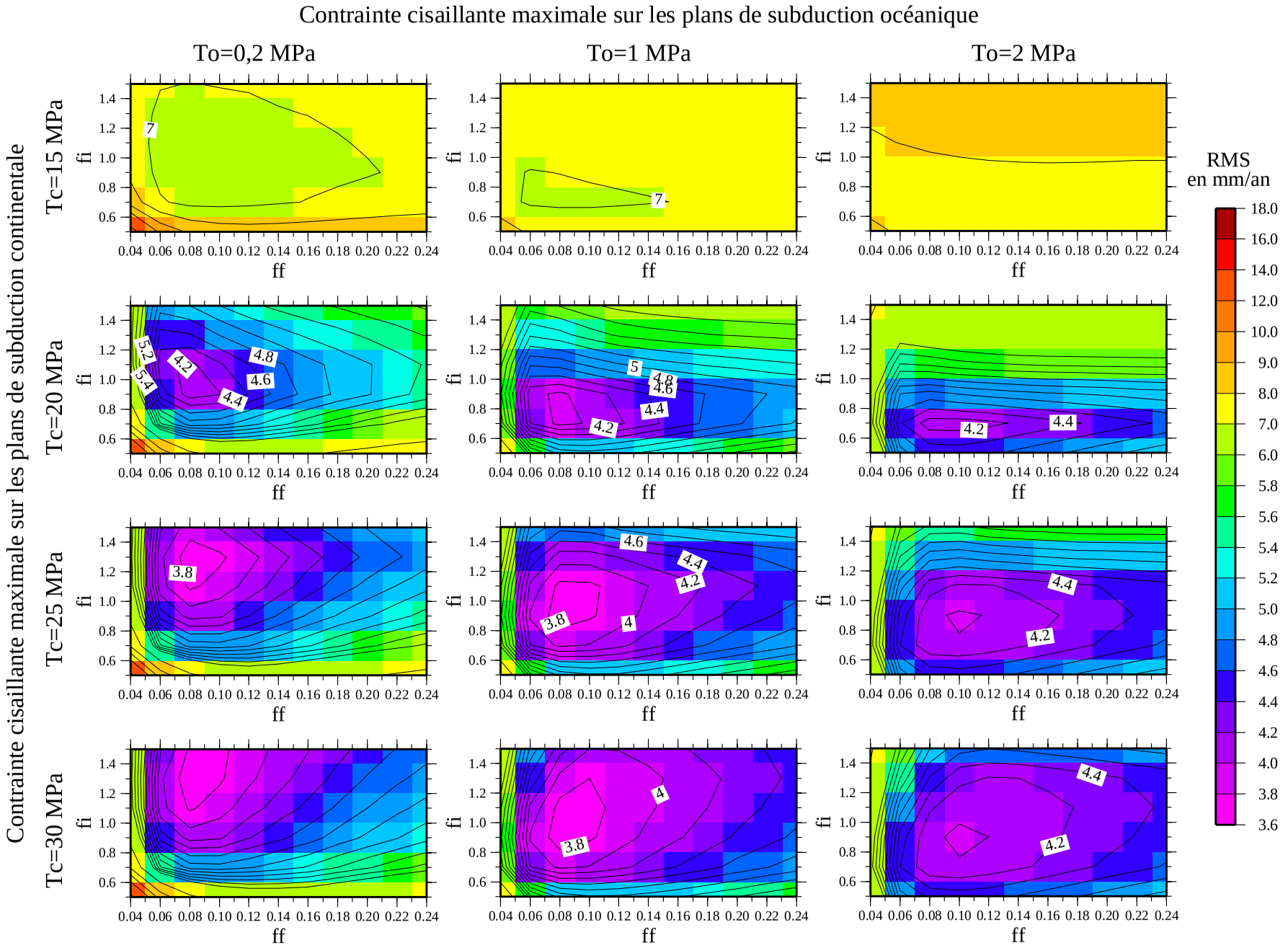

FIG. *6.2:* *RMS (en mm/an) entre le champ de vitesse modélisé et le champ de vitesse GPS en fonction des paramètres de contraintes cisaillantes maximales sur les plans de subduction et des coefficients de frottement interne et sur faille. L'ensemble des résultats présentés dans cette figure proviennent des simulations effectuées avec la rhéologie 1.*

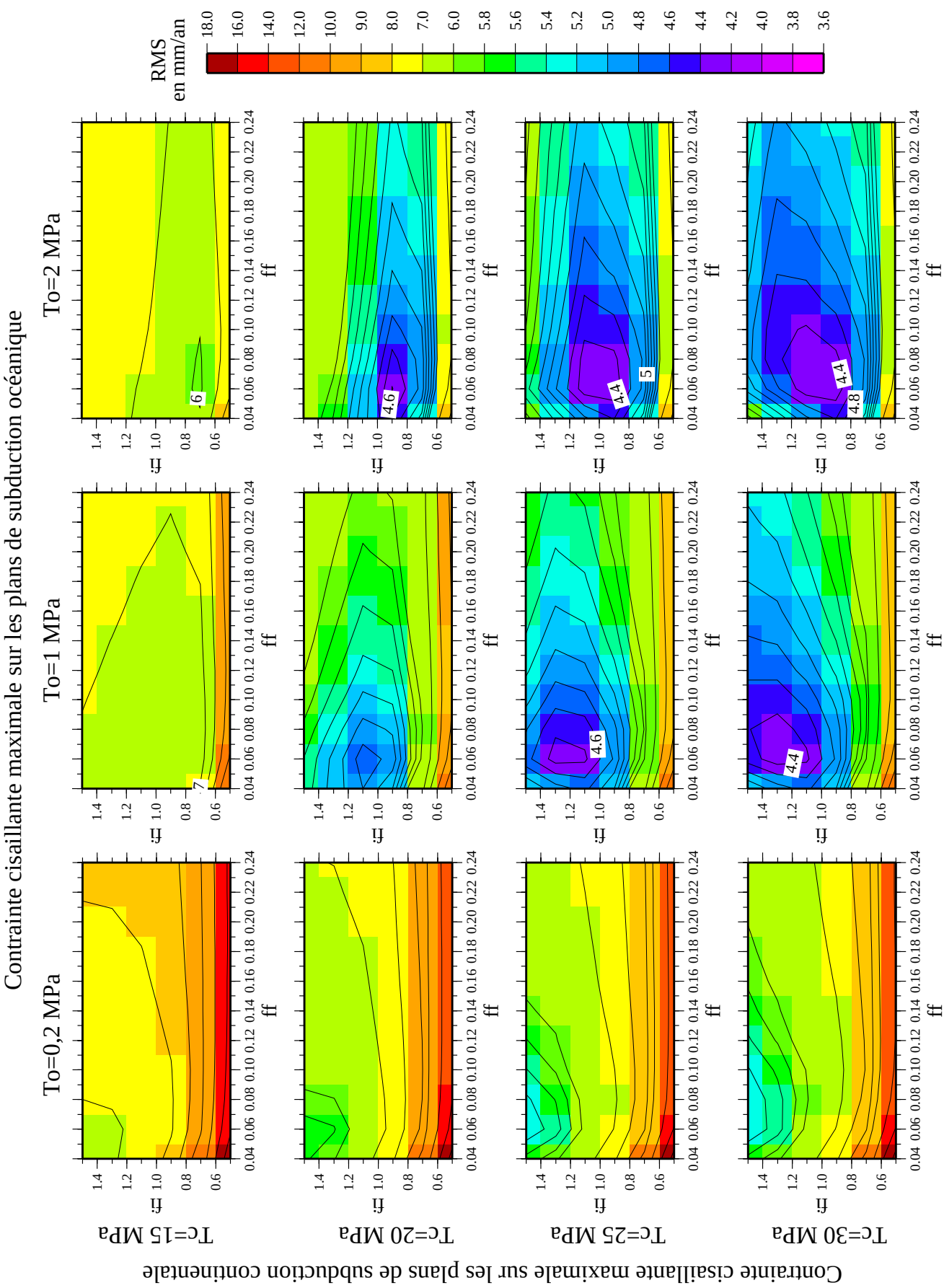

Fig. 6.3: *RMS (en mm/an) entre le champ de vitesse modélisé et le champ de vitesse GPS en fonction des paramètres de contraintes cisaillantes maximales sur les plans de subduction et des coefficients de frottement interne et sur faille. L'ensemble des résultats présentés dans cette figure provient des simulations effectuées avec la rhéologie 2.*

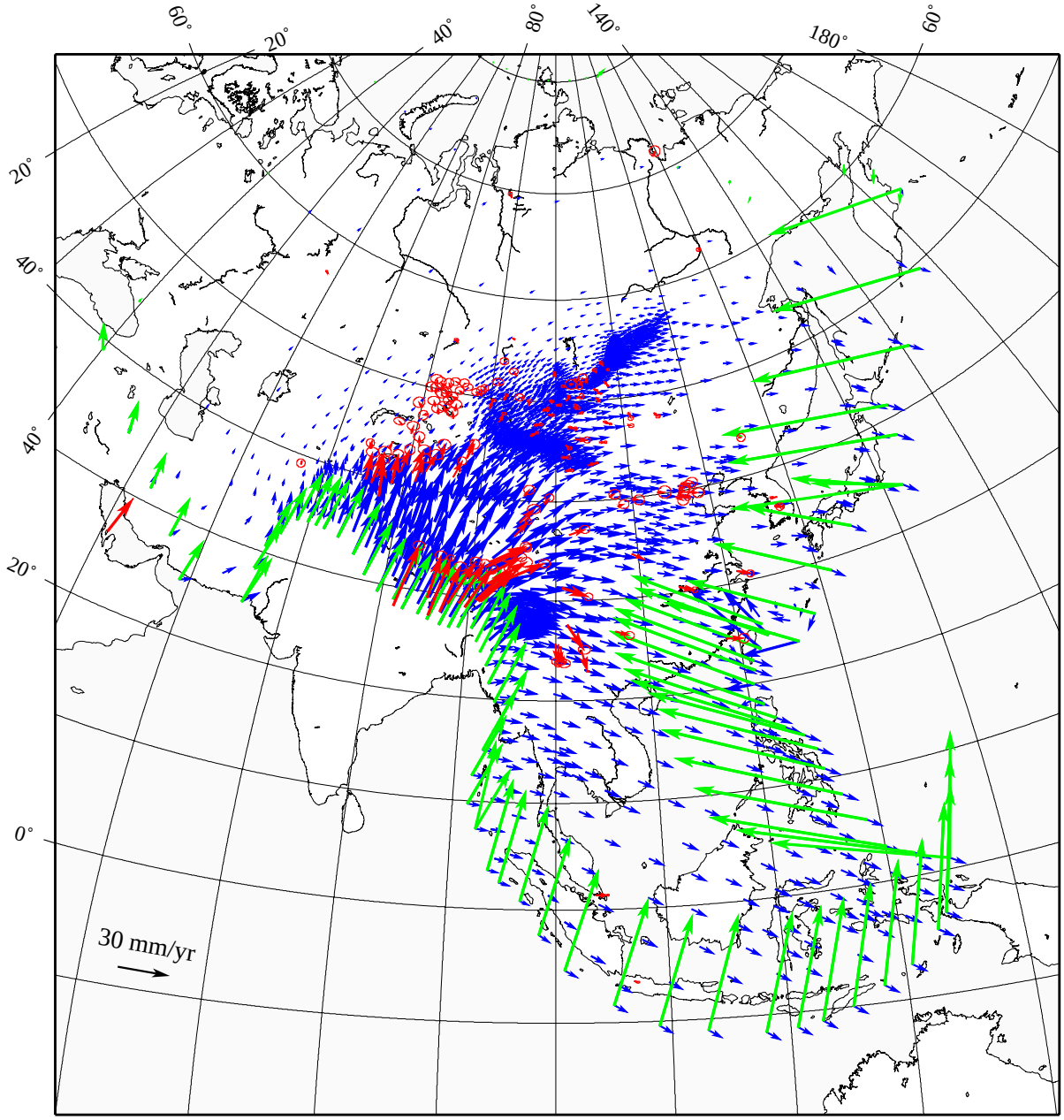

Fig. *6.4: Modèle de référence*. *Vitesses horizontales prédites par un modèle utilisant les paramètres suivants : rhéologie 1, $Tc = 25$ MPa, $To = 1$ MPa, $f_i = 0,9$ et $f_f = 0,08$. Flèches vertes : vitesses aux limites, flèches bleues : vitesses modélisées, flèches rouges : vitesses GPS.*

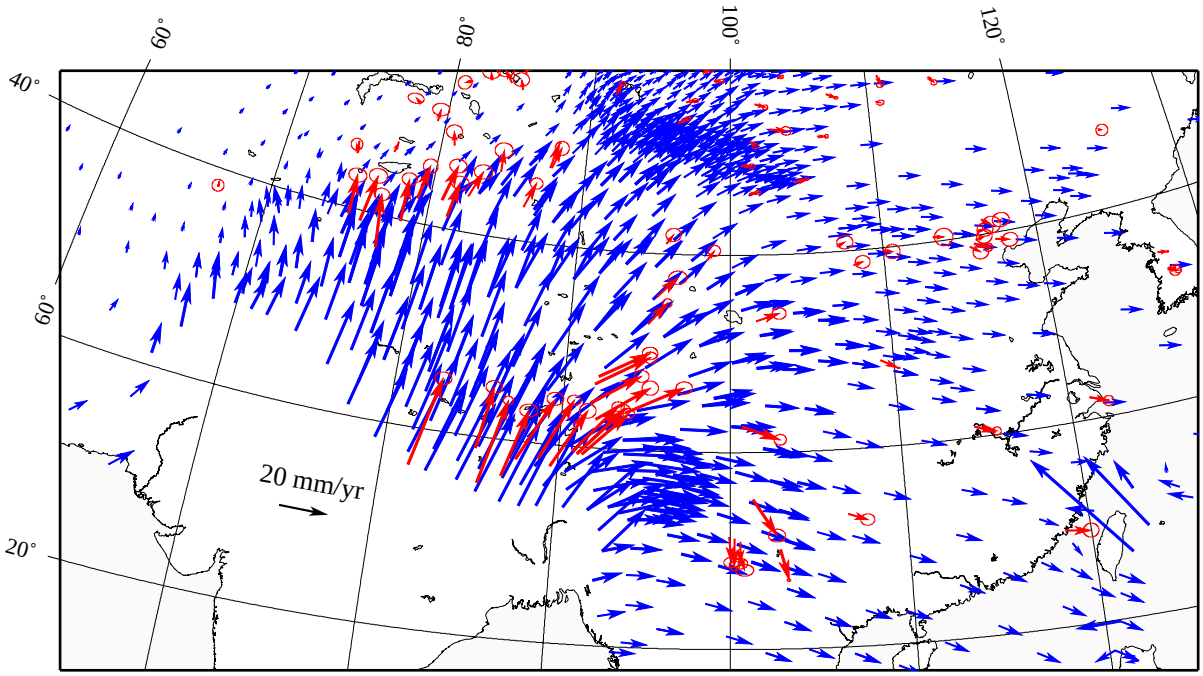

FIG. *6.5: Modèle de référence*. *Gros plan sur la Chine des vitesses horizontales prédites par le modèle utilisant les paramètres suivants : rhéologie 1, $Tc = 25$ MPa, $To = 1$ MPa, $f_i = 0,9$ et $f_f = 0,08$. Flèches bleues : vitesses modélisées, flèches rouges : vitesses GPS.*

Tc, f_i et f_f que dans le modèle de référence et pour To de 2 MPa à la place de 1 MPa utilisé dans le modèle de référence.

Les vitesses sont beaucoup plus rapides dans ce modèle utilisant la rhéologie 2 que celles obtenues avec la rhéologie 1 et que les vitesses GPS. En particulier, les vitesses au NO de la chaîne du Tien Shan sont très rapides, de l'ordre de 10 mm/an alors que les vitesses observées sont faibles à nulles. Les vitesses sont 30 à 40% plus rapides dans le modèle–rhéologie 2 que dans le modèle–rhéologie 1 au Tibet, 30 à 70% plus rapides en Chine de l'est et du sud et 100% plus rapides en Chine du Nord et Mongolie. Enfin en Asie du SE, le champ de vitesse modélisé avec la rhéologie 2 ne reproduit pas les champs de vitesse mesurés par GPS (Michel et al., 2001; Chamot-Rooke et Le Pichon, 1999; Bock et al., 2003). Les vitesses modélisées sont orientées vers le sud alors que les vitesses GPS sont orientées vers l'est à sud-est.

En conclusion, nous obtenons un meilleur accord entre les vitesses modélisées et observées pour les simulations utilisant la rhéologie 1 (lithosphère moins résistante, géotherme plus chaud). Cette rhéologie 1 est probablement mieux adaptée pour les lithosphères sous le Tibet, la Mongolie, le Tien Shan, la Chine du sud et l'Indochine qui sont caractérisées par des températures élevées, des anomalies de vitesses négatives à 100 km de profondeur et qui sont moins profondes que sous les cratons (figures 1.13, 1.14 et 1.15, Villaseñor et al. (2001); Artemieva et Mooney (2001)). Cependant, elle devrait être moins adaptée pour les lithosphères situées sous les régions cratoniques comme la Sibérie qui est caractérisée par une lithosphère profonde, froide et résistante (figures 1.14 et 1.15, Villaseñor et al. (2001); Artemieva et Mooney (2001)).

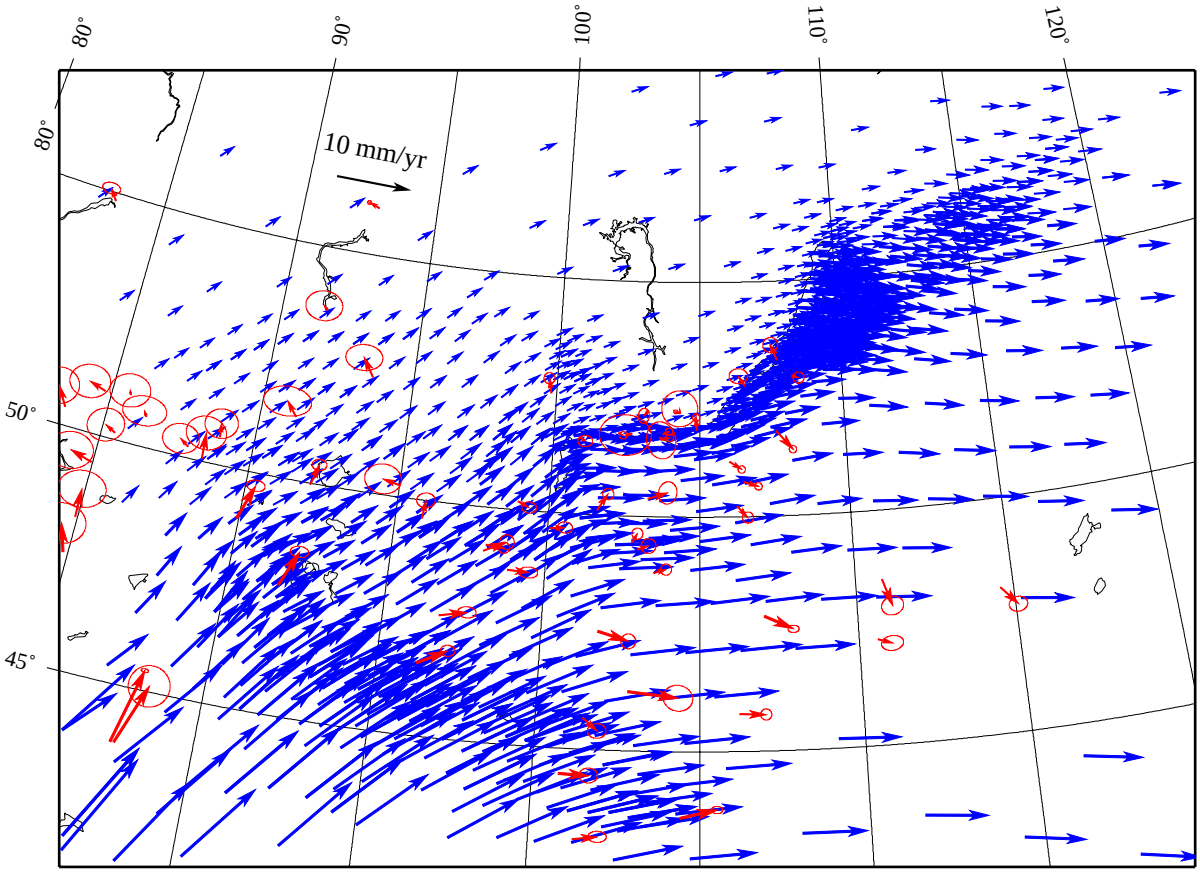

Fig. *6.6: Modèle de référence*. *Gros plan sur la région Mongolie-Baïkal des vitesses horizontales prédites par le modèle utilisant les paramètres suivants : rhéologie 1,* $Tc = 25$ *MPa,* $To = 1$ *MPa,* $f_i = 0,9$ *et* $f_f = 0,08$. *Flèches bleues : vitesses modélisées, flèches rouges : vitesses GPS.*

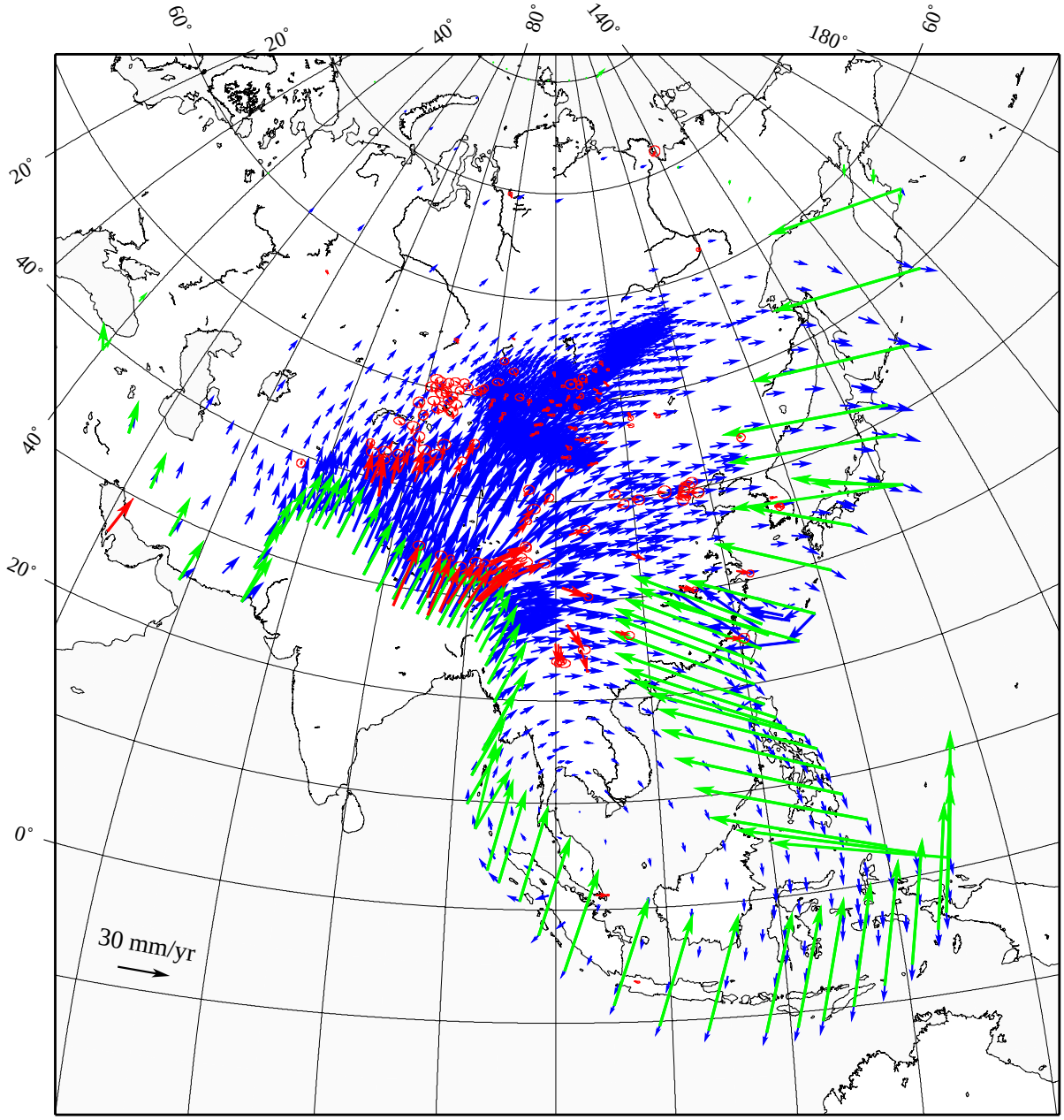

Fig. *6.7:* *Vitesses horizontales prédites par un modèle utilisant les paramètres suivants :* **rhéologie 2**, $Tc = 25$ *MPa*, $To = 2$ *MPa*, $f_i = 0,9$ *et* $f_f = 0,08$. *Flèches vertes : vitesses aux limites, flèches bleues : vitesses modélisées, flèches rouges : vitesses GPS.*

Nous n'avons pas testé le cas d'une lithosphère très résistante dont le comportement mécanique serait de type "rigide", le test sur la rhéologie fait donc l'hypothèse d'une déformation distribuée. Le résultat est en faveur de la lithosphère la plus faible testée, ce qui montre que le gradient de vitesse observé en Asie peut être obtenu par déformation interne diffuse (England et Houseman, 1986; England et Molnar, 1997b; Flesch et al., 2001). Il resterait cependant à tester un comportement de type "rigide", afin de vérifier si la déformation en Asie peut être modélisée par le mouvement de blocs quasi-rigides séparés par des failles où se localise la déformation, comme suggéré par un certain nombre d'auteurs (Tapponnier et al., 1982; Peltzer et Saucier, 1996, par exemple). De plus, les modèles que nous avons réalisés négligent la partie élastique de la déformation. Le gradient de vitesse GPS pourrait, en effet, représenter en partie l'accumulation de déformation élastique sur les failles actives en période intersismique.

6.2.4 Sensibilité des résultats à une variation des paramètres testés

Nous présentons ci-dessous l'influence des paramètres f_i, f_f, Tc et To sur les résultats. Nous comparons l'ensemble des simulations suivantes avec le modèle de référence (figures 6.4, 6.5 et 6.6).

Nous remarquons que le *coefficient de frottement interne* augmente faiblement (0,7 à 1,3 pour To =1 MPa) quand la contrainte cisaillante maximale au niveau de la collision Inde/Eurasie augmente et qu'il diminue faiblement (1,3 à 0,9 pour Tc =25 MPa) quand la contrainte cisaillante maximale au niveau des zones de subductions océaniques augmente (figures 6.2 et 6.3). Avec l'augmentation du couplage IN/EU, les contraintes transmises sur la plaque Eurasie sont plus importantes. Un coefficient de frottement interne plus important dans les modèles est nécessaire pour compenser cet effet, en rendant la lithosphère moins déformable. De même une diminution du coefficient de frottement interne permet de compenser l'augmentation du couplage au niveau des subductions océaniques. Il existe donc dans le modèle un compromis entre les valeurs trouvées pour le coefficient de frottement interne et les contraintes cisaillantes maximales au niveau des zones de subduction. Une valeur moyenne testée et validée pour le coefficient de frottement interne est 0,9, cohérente avec les valeurs maximales obtenues par des études sur le comportement mécanique des roches.

La variation du *coefficient de frottement sur faille* a peu d'impact sur les vitesses dans le modèle.

En diminuant la *contrainte cisaillante maximale sur les plans de subduction continentale* de 25 MPa à 20 MPa, on diminue le couplage entre la plaque indienne et la plaque eurasiatique. Les vitesses prédites par cette nouvelle simulation sont plus faibles que celles prédites par le modèle de référence au niveau de l'Himalaya et du Tibet central et légèrement plus faibles dans la région Mongolie-Baïkal-Chine du nord. Ceci a pour effet d'améliorer l'accord entre les vitesses modélisées et observées en Mongolie et en Chine

du nord où les vitesses sont alors 8 à 20% plus faibles que dans le modèle de référence, trop rapide dans ces zones. L'effet est inverse au niveau de l'Himalaya et du sud du Tibet où les vitesses modélisées sont 10-25% plus faibles que dans le modèle de référence qui est déjà bien ajusté aux données GPS dans cette zone.

En augmentant la *contrainte cisaillante maximale sur les plans de subduction océanique* de 1 à 2 MPa, les vitesses obtenues au niveau de l'Himalaya et du Tibet sont légèrement plus faibles que dans le modèle de référence et significativement plus faibles en Chine du sud, Chine du nord et Mongolie. Les figures 6.8, 6.9 et 6.10 présentent les résultats de cette simulation à l'échelle du modèle, de la Chine et de la région Mongolie-Baïkal.

Les vitesses sont environ 10% plus faibles dans l'Himalaya et au sud du Tibet, 25 à 40% plus faibles en Mongolie et 35 à 50% plus faibles en Chine du nord par rapport aux vitesses du modèle de référence. Les vitesses en Chine du nord sont quasiment parfaitement modélisées. Cette simulation reproduit donc beaucoup mieux le champ de vitesse observé dans la partie nord bien que la direction des vitesses au niveau du rift Baïkal soit toujours incorrecte (absence de la composante sud). Le champ de vitesse est mieux reproduit dans le nord et le nord est du Tibet mais moins bien reproduit en Chine du sud (vitesses $\sim$50% plus faibles). En Asie du SE, les vitesses diminuent d'environ 2 mm/an (8-10 mm/an vers l'est contre 10-12 mm/an vers le SE) et restent cohérentes avec les vitesses du bloc de la Sonde obtenus par GPS (6$\pm$3 mm/an vers le SE par rapport à l'Eurasie, définie à partir de données GPS (Bock et al., 2003), à 12$\pm$3 mm/an vers l'est par rapport à l'Eurasie, définie à partir de NUVEL1A (Michel et al., 2001)).

Ces résultats sur l'influence de la contrainte cisaillante maximale au niveau des subductions océaniques suggèrent qu'un couplage plus fort au niveau de la fosse du Japon et de Nankaï par rapport à celui imposé au niveau de la fosse des Ryukyu, permettrait d'obtenir un champ de vitesse qui reproduise correctement les données à la fois dans le nord et le sud de la Chine. Des études sur le couplage entre les plaques Philippine et Eurasie et Pacifique et Eurasie vont d'ailleurs dans ce sens. En effet, Le Pichon et al. (1998) et Mazzotti et al. (2000) montrent que le couplage intersismique au niveau de la fosse de Nankaï (Philippine-Eurasie) et au niveau des fosses du Japon et des Kouriles (Pacifique-Eurasie) est très fort (proche de 1) à partir d'un modèle de failles bloquées dans un milieu élastique et de données géodésiques au Japon. Plus au sud, au niveau de la fosse des Ryukyu, le bassin d'Okinawa est en cours d'ouverture depuis 6 Ma (Sibuet et al., 1987). La phase de rifting la plus récente a débuté il y a 1 Ma (Miki, 1995). Ce bassin arrière arc et les structures en extension mises en évidence à partir d'analyses de mécanismes au foyer et tectoniques (Fabri et Fournier, 1999; Fournier et al., 2001) suggèrent un couplage faible entre la plaque Philippine et Eurasie au niveau de la subduction des Ryukyu.

6.3 Rôle des failles dans la déformation en Asie

Nous comparons les sens et taux de glissement sur faille obtenus pour le simulations suivantes avec les sens et taux de glissement sur faille déduit de mesures GPS et de datation de marqueurs géomorphologiques (tableau 6.2).

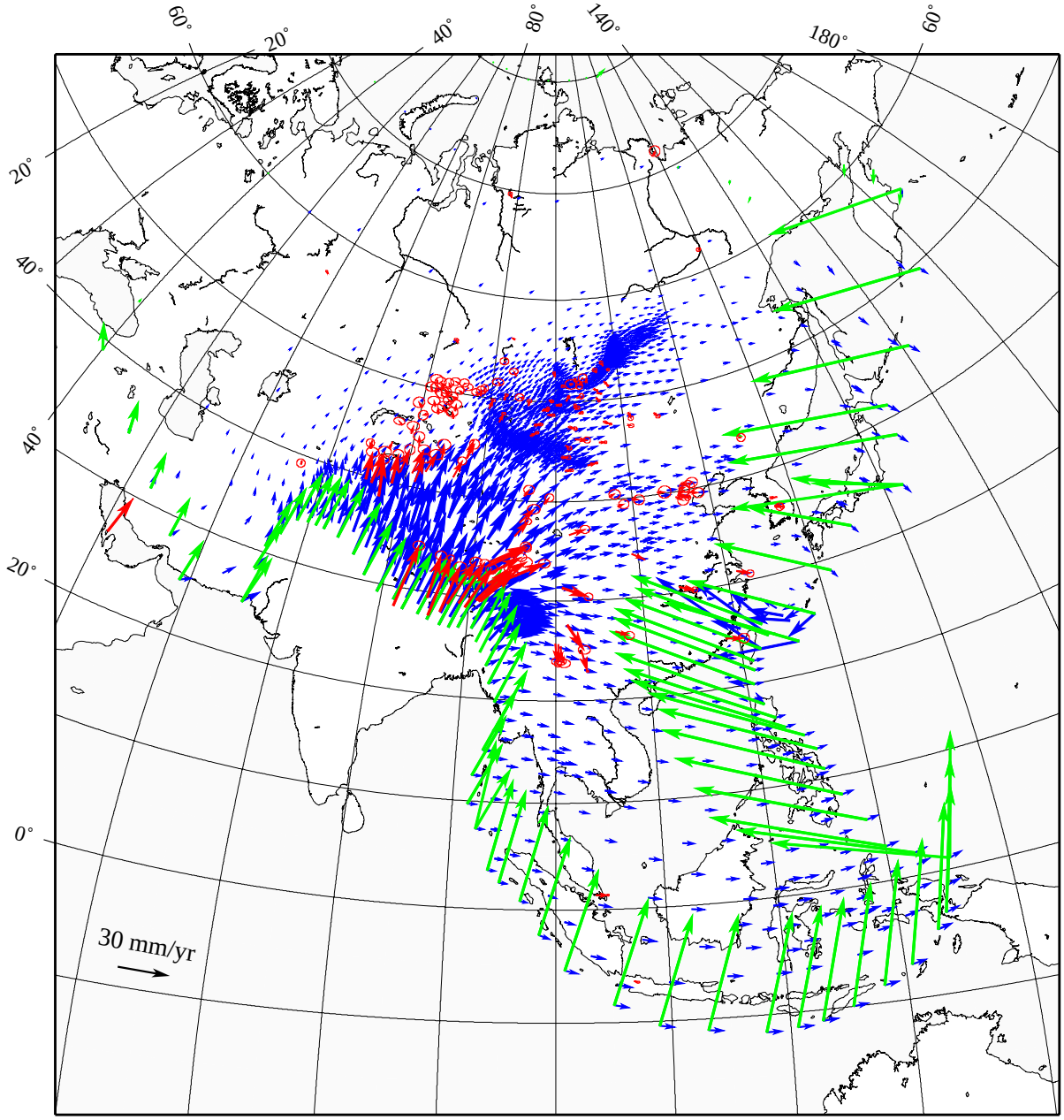

Fig. *6.8:* *Vitesses horizontales prédites par un modèle utilisant les paramètres suivants : rhéologie 1,* $Tc = 25$ *MPa,* $To = 2$ *MPa,* $f_i = 0,9$ *et* $f_f = 0,08$*. Flèches vertes : vitesses aux limites, flèches bleues : vitesses modélisées, flèches rouges : vitesses GPS.*

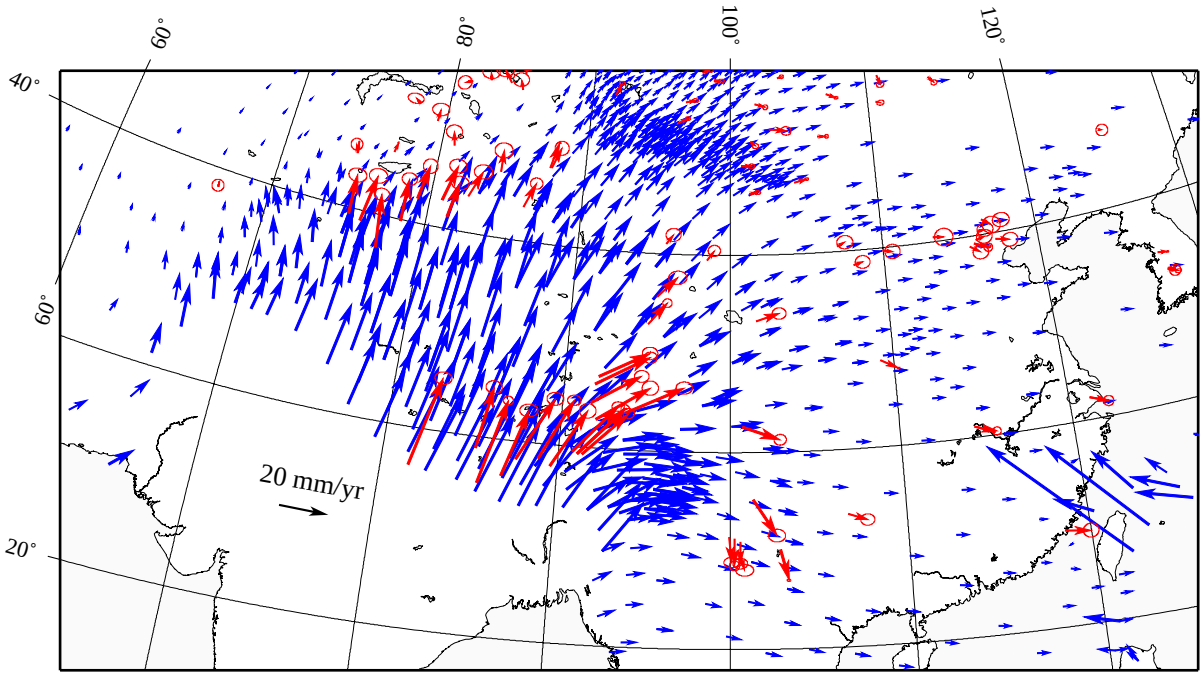

FIG. *6.9:* *Gros plan sur la Chine des vitesses horizontales prédites par le modèle utilisant les paramètres suivants : rhéologie 1, $Tc = 25$ MPa, $To = 2$ MPa, $f_i = 0,9$ et $f_f = 0,08$. Flèches bleues : vitesses modélisées, flèches rouges : vitesses GPS.*

Modèle de référence : failles discontinues

Le sens de glissement sur les failles obtenu dans le modèle est toujours cohérent avec le sens de déplacement connu sur les failles en Asie. Par contre, nous obtenons des différences significatives entre les taux de glissement modélisés et observés sur la majorité des failles (tableau 6.2). Les taux de glissement modélisés sont toujours plus faibles que les taux de glissement déduits des mesures GPS et géologiques. Par exemple, ils sont de 5,7 mm/an sur l'Altyn Tagh, là où les données GPS donnent 9±5 mm/an et les données géologiques 30±4 mm/an. Pour la faille du Karakorum, le taux de glissement modélisé est de 0,6 mm/an alors que les taux observés sont de 11±4 mm/an par GPS et 4±1 mm/an par datation de surfaces géomorphologiques (tableau 6.2). Par contre, les taux de glissement prédits dans la région Mongolie-Baïkal sont cohérents avec les données géologiques qui existent et les résultats cinématiques obtenus à partir du champ de vitesse GPS 1994-2002 dans cette région. Les résultats du modèle prédisent (1) au moins 3 mm/an de compression au sud de l'Altaï et 1,5 mm/an de déplacement dextre dans la chaîne, cependant plus faible que les 10 mm/an de raccourcissement mesurés par GPS entre le sud de l'Altaï et la Sibérie, (2) un déplacement sénestre cumulé sur les failles sénestres de Mongolie centrale de 3 mm/an minimum et 5,2 mm/an maximum cohérent avec les résultats obtenus au chapitre 2 et au chapitre 3 (5,8 mm/an et 3-5 mm/an respectivement) et (3) un taux d'extension à travers le rift Baïkal de 2-4 mm/an cohérent avec les résultats GPS de 4±1 mm/an. Les taux de glissement sur faille semblent donc en accord avec les observations dans la région Mongolie-Baïkal mais sous-estimés sur les autres failles majeures asiatiques.

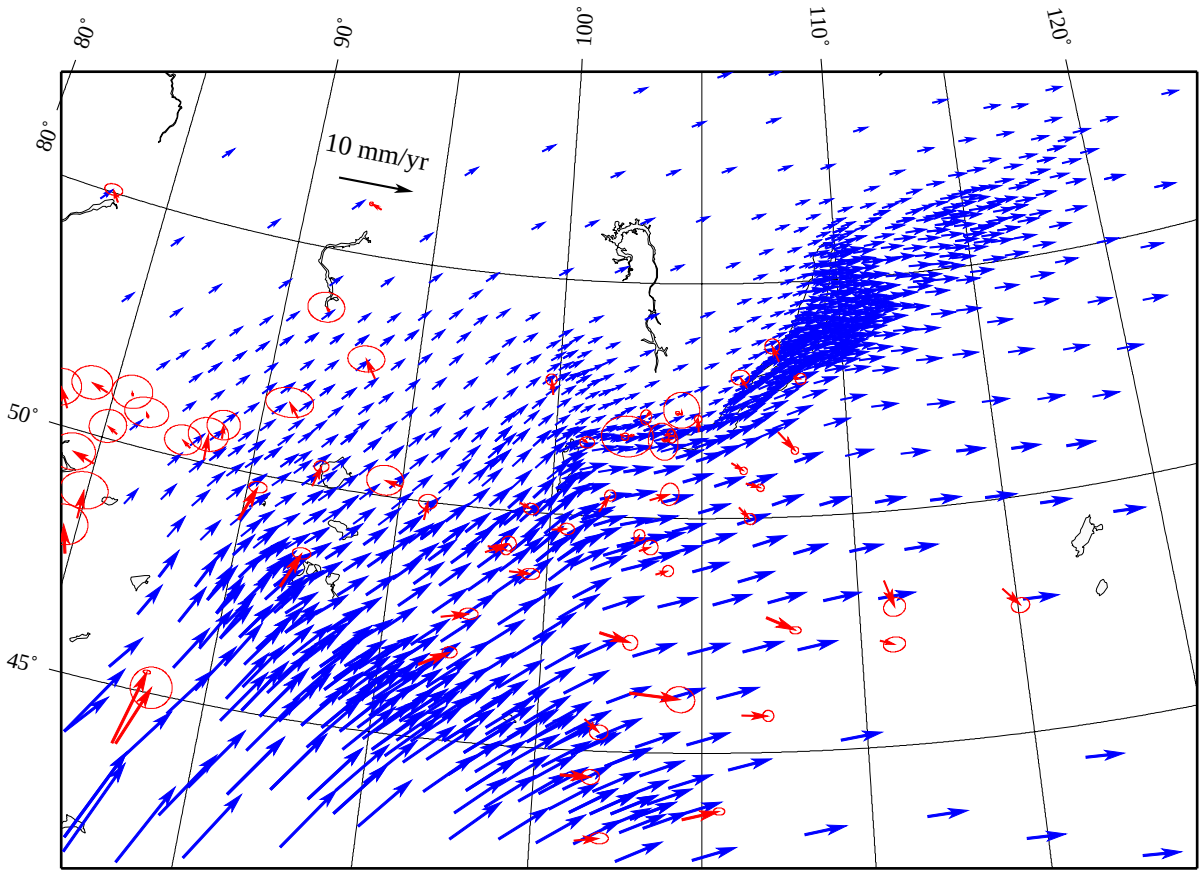

Fig. *6.10:* *Gros plan sur la région Mongolie-Baïkal des vitesses horizontales prédites par le modèle utilisant les paramètres suivants : rhéologie 1,* $Tc = 25$ *MPa,* $To = 2$ *MPa,* $f_i = 0,9$ *et* $f_f = 0,08$*. Flèches bleues : vitesses modélisées, flèches rouges : vitesses GPS.*

Test avec des failles continues

D'après P. Bird, le rôle des failles peut être sous-estimé dans SHELLS si on les modélise par des segments discontinus. Afin de tester les faibles taux de glissement obtenus précédemment en faisant l'hypothèse de failles discontinues, nous avons connecté les failles majeures asiatiques en les prolongeant artificiellement. La grille est alors composée de blocs entourés de failles continues (Himalaya-sud Tibet, centre Tibet, Kunlun, Qaidam, Yunnan, Ordos, Tarim, Tien Shan, Pamir, Gobi-Altaï, Altaï, Baïkal, Mongolie-Chine du nord, Chine du sud). Les autres paramètres du modèle sont ceux du modèle de référence. Les résultats de cette simulation sont reportés dans la dernière colonne du tableau 6.2.

Les taux de glissement obtenus sur des failles continues sont, en général, identiques à ceux obtenus sur des failles discontinues, excepté pour les failles à composante inverse comme dans le Tien Shan. Dans ce dernier cas, les taux de glissement prédits sont plus grands et donc en meilleur accord avec les observations. Dans la région Mongolie-Baïkal, nous obtenons aussi des taux de glissement plus forts. Au niveau du rift Baïkal, le taux de glissement cumulé à travers le rift est d'environ 2-4 mm/an dans le modèle avec des failles discontinues contre 4-5 mm/an dans le modèle avec des failles continues. Enfin, le *RMS* entre les vitesses GPS et les vitesses modélisées pour des failles continues est de 3,77 mm/an contre 3,70 mm/an pour des failles discontinues. Le champ de vitesse est inchangé. Les faibles différences entre les champs de vitesse modélisés et les taux de glissement prédits en particulier sur les failles majeures asiatiques, nous permettent de conclure que nos résultats ne sont pas altérés par notre choix de modéliser des failles discontinues.

Test sans faille

Nous avons testé la contribution des failles à la déformation asiatique en les supprimant du modèle. Les autres paramètres sont identiques à ceux utilisés dans le modèle de référence. Nous obtenons un champ de vitesse quasiment identique à celui du modèle de référence. Le *RMS* entre les vitesses GPS et les vitesses modélisées pour ce test (3,81 mm/an) est légèrement supérieur à celui obtenu pour le modèle de référence (3,70 mm/an).

Discussion

A partir d'un modèle numérique qui fait une approximation de plaque mince et pour la rhéologie considérée (lithosphère moyenne de comportement mécanique faible), nos tests montrent que les taux de déplacement sur failles sont plus faibles que ceux observés. Par ailleurs, nos tests indiquent aussi que la prise en compte des failles n'est pas nécessaire pour obtenir des déformations en surface en accord avec les données GPS. Ces résultats s'inscrivent dans le débat actuel sur le désaccord entre les vitesses GPS instantanées et les vitesses géologiques moyennes sur 10000 ans (voire 100000 ans) en Asie (Bendick et al., 2000; Tapponnier et al., 2001a).

Un certain nombre de modèles ont montré ou suggéré que les failles majeures en Asie ont un rôle prépondérant dans l'accommodation de la déformation (Tapponnier et al., 1982; Peltzer et Tapponnier, 1988; Peltzer et Saucier, 1996; Replumaz et Tapponnier,

Failles	Glissement observé		Glissement prédit		
				fa. discontinues	fa. continues
	sens	taux	sens	taux	taux
	Failles majeures en Asie				
Chaman			S	15-20	id
Front himalayen	I	19±3^G, 18-31	I	1-19	id
Karakorum	D	11±4^G, 4±1	D	0,6	id
Karakorum-Jiali			bloquée		id
Jiali	S	15	S	2-5,2	1,6-4,5
Xian Shui He	S	12-15^G, 5-15	TpS-S	0,25-2,5	0-2,4
Long Men Shan	I	<3^G	TpD	0,4	2,1
Qin Lin	S	<2^G, 5-15	S	<0,2	id
Kunlun	S	6±2^G, 11,5±1,5	S	1-4,7	id
Haiyuan	S	6±2^G, 12±4	S	0-2,4	id
Altyn Tagh	S	9±5^G, 15-30	S	0-5,7	id
Kunlun Occ.	S	12±2	S	<1	id
Front Pamir	I	7,5	I	max 2,7	3,1-5,6
SE Tien Shan (SO-NE)*	I	4-22^G, 13±7	I	3,5-10	4-9
NO Tien Shan (SO-NE)*	I		I (S)	<0.5	2,5-8
Kuruk Tagh	D		I (D)	2,1	1,3-2,6
Rivière Rouge	D	<5^G, <5	-	<0,15	id
Burma♯		∼50	D	22-37	id
Sagaing♯	D		D	<0,5	id
Failles et structures actives dans la région Mongolie-Baïkal					
Bogd	S	∼1,5±0,4	S	max 1	id
Connexion Altaï-Gobi-Altaï	I		I	∼3	2,7-4,9
Fu Yun	D		D	1,4	1,5-1,8
Altaï	TpD		D (Tp)	max 1,5	1-2,4
Bolnaï	S		S	<0,3	max 1,2
Tsetserleg	SI		S	<0,3	1,1
Khubsugul	N		N	max 1,8	1-2,7
Nord Tunka	N-TtS		N-TtS	max 2,4	max 2,1
Est de Nord Tunka	S		S	2	1,8
Sud Tunka	S		S	max 1,6	1,8-2
Sud Baïkal			S	2-2,5	1,7-3,7
Bordure NO du rift	N		N	2,5-4,2	1,6-4,6
Bordure SE du rift	N		N	1	max 3,5
Nord est du rift	N		N	max 1,2	1-3
Ouest des Monts Stanovoï	S		S	<0,3	1,8-2,4

Tab. *6.2:* *Comparaison entre les sens et taux de glissement observés (section 1.4) et prédits pour les modèles de failles discontinues et continues sur les failles majeures en Asie et les structures ou failles majeures dans la région Mongolie-Baïkal. Les résultats de glissements sur faille sont issus de simulations utilisant : la rhéologie 1, $Tc = 25$ MPa, $To = 1$ MPa, $f_i = 0{,}9$ et $f_f = 0{,}08$. Les taux de glissement sont en mm/an. I : Inverse, N : Normal, S : Sénestre, D : Dextre, Tp : Transpressif, Tt : Transtensif, ^{G} : mesuré par GPS, * et ♯ : les taux de glissement observés correspondent au taux cumulé à travers les structures formées de * ou de ♯, id : idem.*

2003, par exemple) en accord avec les vitesses holocènes rapides sur certaines de ces failles (Lasserre et al., 1999; Van Der Woerd et al., 2000; Tapponnier et al., 2001a).

Nos résultats sont, par contre, cohérents avec ceux des modèles opposés qui supposent que la lithosphère asiatique se déforme comme un fluide visqueux (England et Houseman, 1986; England et Molnar, 1997a,b; Flesch et al., 2001). De plus, les résultats obtenus au Tien Shan, en Mongolie et au niveau du rift Baïkal dans nos modèles sont cohérents avec les observations. Le désaccord entre les vitesses holocènes et celles obtenues dans les modèles ou par GPS pourrait indiquer (1) que les taux de glissement géologiques sur ces failles sont surestimés (England et Molnar, 1997b; Bendick et al., 2000; Brown et al., 2002) ou (2) que les vitesses varient significativement à l'échelle de quelques milliers d'années (Ritz et al., 2003).

6.4 Influence des forces de volume–du couplage dans les zones de subduction–des vitesses aux limites

A partir des tests précédents, nous avons obtenu un modèle de déformation qui reproduit de manière satisfaisante la cinématique des mouvements horizontaux actuels en Asie mesurés par GPS. Dans ce modèle, constitué d'une lithosphère stratifiée et faillée, et pour la rhéologie estimée ici, les forces en présence résultent (1) des conditions aux limites imposées, (2) du transfert de contrainte au niveau des zones de subduction péri-asiatique et (3) des effets de la variation d'énergie potentielle de gravité (forces de volume). Nous étudions dans la suite la part relative de ces trois contributions à la déformation. Pour cela, nous conservons les paramètres de topographie, de flux de chaleur et les épaisseurs crustales et lithosphériques calculées à partir de la rhéologie 1 (lithosphère dite "estimée" par la suite) et testons différentes conditions de vitesse aux limites et conditions sur les plans de subduction.

6.4.1 Contribution des forces de volume

Conditions aux limites

Pour tester les effets de la variation d'énergie potentielle de gravité, nous mettons en place une simulation dans laquelle les forces de volume sont l'unique moteur de la déformation (modèle A). Pour cela, nous imposons que l'ensemble des limites entre la plaque Eurasie et les autres plaques soient des bords libres, c'est-à-dire qu'au niveau de ces limites l'Eurasie est libre de se déplacer dans n'importe quelle direction. Nous modélisons ceci en attribuant une contrainte cisaillante maximale nulle sur tous les plans de subduction (découplage total entre la plaque chevauchante (Eurasie) et les plaques plongeantes). Pour les bords nord et ouest de notre grille qui sont situés sur la plaque Eurasie, nous imposons des vitesses nulles dans toutes les directions au noeuds aux limites. Les bords de notre modèle sont donc soit des bords confinés (au nord et à l'ouest), soit des bords libres (partout ailleurs) (tableau 6.3). Enfin, nous utilisons les paramètres de coefficient de frottement interne et sur faille correspondant à ceux des meilleurs modèles présentés précédemment ($f_i = 0{,}9$ et $f_f = 0{,}08$).

Résultats

Le résultat de cette simulation est présenté en figure 6.11[1] (modèle A). Cette simulation théorique montre que :

1. Les vitesses sur la plate-forme eurasiatique sont nulles à quasi-nulles dès le retour à une topographie peu élevée. Les déplacements de la lithosphère se font essentiellement vers le sud ou vers l'est, vers les zones de subduction péri-asiatique.
2. La partie sud du Tibet (jusqu'à la faille de Kunlun) se déplace très rapidement vers le sud, à plus de 10 cm/an, quand aucune force de résistance n'est imposée au niveau du front himalayen.
3. La partie orientale du Tibet se déplace vers le sud au sud et vers le sud-est au nord. Les directions des vecteurs vitesse observés dans cette région sont donc relativement bien reproduites par le modèle A. De plus, les normes des vitesses modélisées en Chine du nord (5 à 7 mm/an), Chine du sud (7 mm/an à Shangaï, ∼10 mm/an plus au sud) et dans le Yunnan (17,5 mm/an dans le nord) sont très similaires à celles des vitesses GPS mesurées (4 mm/an, 7,5 mm/an et environ 17 mm/an respectivement).
4. Les vitesses modélisées de direction NE au sud de la chaîne du Gobi-Altaï tournent très rapidement vers l'E-SE au niveau de la chaîne. Les vitesses GPS montrent la même transition rapide.
5. La direction et la norme des vitesses modélisées en Mongolie centrale et orientale montrent un bon accord avec celles des vitesses GPS (3-5 mm/an dans les deux cas vers l'ESE). Par contre, dans la chaîne de l'Altaï, les vitesses modélisées sont inférieures à 1 mm/an et sont donc en désaccord avec les vitesses observées (∼5 mm/an).
6. Au nord, les vitesses modélisées indiquent que le rift Baïkal s'ouvre à environ 2,5 mm/an dans une direction ESE.

Interprétation

Ces résultats indiquent que le déplacement de la lithosphère des points de haut potentiel d'énergie vers les points de bas potentiel d'énergie suffit à reproduire les vitesses dans la partie orientale de la Chine et dans les régions septentrionales de l'Asie. Les forces aux limites devraient alors soit se compenser dans les régions nord et est de l'Asie, soit ne pas influencer significativement la déformation dans la zone septentrionale, par exemple, située loin de leur source (2500-3000 km du front himalayen et ∼3000 km de la subduction la plus proche).

La transition entre les vitesses dirigées vers le NE au sud du Gobi-Altaï et dirigées vers l'E-SE au nord de la chaîne peut être interprétée par un contraste de résistance de la lithosphère entre celle au sud du Gobi-Altaï et celle en Mongolie. En effet, il y a une augmentation des épaisseurs crustales et lithosphériques dans notre modèle à partir du Gobi-Altaï et sous l'ensemble de la Mongolie occidentale et centrale (figures 5.8 et 5.10). Cette augmentation des épaisseurs crustales est cohérente avec les résultats

[1] L'échelle des vitesses est trois fois plus grande dans les figures 6.11, 6.12, 6.13 et 6.14 que dans les figures 6.4 et 6.8

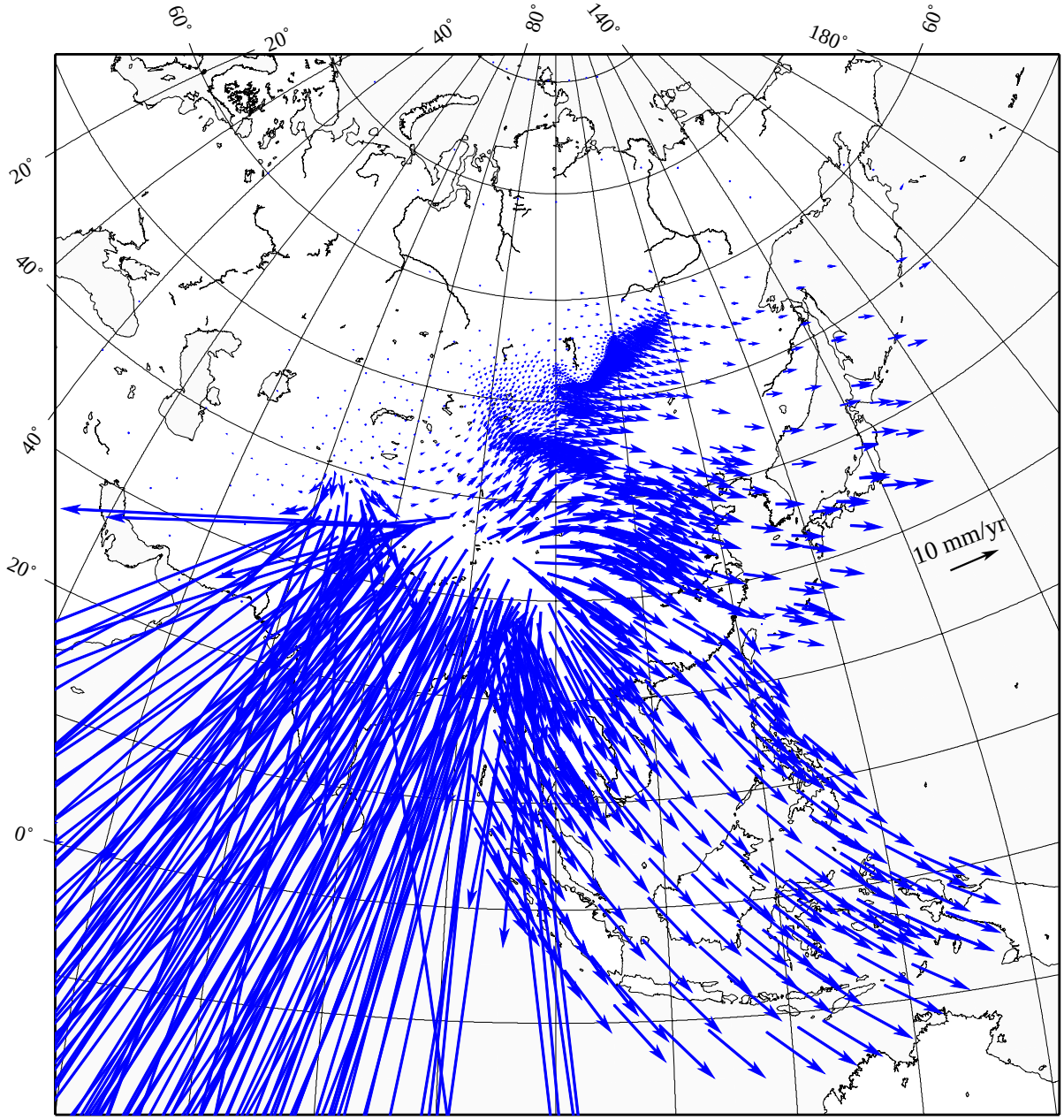

Fig. *6.11:* *Vitesses horizontales prédites par le* **modèle A**. *Lithosphère "estimée", rhéologie 1, $f_i = 0{,}9$ et $f_f = 0{,}08$. Vitesses aux limites nulles dans toutes les directions. Contrainte cisaillante maximale nulle sur les plans de subduction.*

obtenus par Villaseñor et al. (2001) à partir de l'inversion des vitesses des ondes de surface (figure 1.10). Ainsi, dans notre modèle, pour un même flux de chaleur, le manteau lithosphérique est plus chaud au nord du Gobi-Altaï qu'au sud. Ceci est en accord avec d'autres résultats sur l'état du manteau supérieur. Le géotherme obtenu en Mongolie par Kopylova et al. (1995) et Ionov et al. (1998) à partir d'analyses de xénolithes du manteau est plus fort que sur la plate-forme sibérienne (figure 1.18). A partir d'études tomographiques, plusieurs auteurs ont détecté des vitesses anormalement faibles sous la Mongolie (environ -4% pour les ondes S, figure 1.14, Villaseñor et al. (2001), Friederich (2003), Ritzwoller et Levshin (1998)). La zone où se situe l'anomalie de vitesse est limitée par la chaîne de l'Altaï à l'ouest, la chaîne du Gobi-Altaï au sud et la plate-forme sibérienne au nord, c'est-à-dire par les structures héritées de la formation de la région au Paléozoïque (section 1.1.4, figure 1.6 et 1.8). Ces résultats couplés avec la rhéologie de notre modèle indiquent que la résistance du manteau supérieur et donc de la lithosphère sous la Mongolie est plus faible que sous les régions au sud et au nord. Le contraste rhéologique causé par l'existence d'un manteau anormalement chaud sous la Mongolie, la géométrie des structures héritées qui semblent jouer le rôle de discontinuité profonde majeure ainsi que les forces de volume sont donc probablement à l'origine de la transition rapide des directions des vitesses dans cette région. De même, ces trois facteurs cumulés permettent l'ouverture du rift Baïkal à une vitesse de 2,5 mm/an vers l'ESE dans les modèles.

Enfin, le rapide déplacement ($\sim$10 cm/an) de la lithosphère tibétaine et himalayenne vers le sud suggère qu'une forte contrainte cisaillante au niveau de la subduction indienne est nécessaire pour résister aux forces de volume très importantes induites par le plateau tibétain.

Influence des marges océaniques

Dans le modèle A (figure 6.11), les vitesses prédites sur la plate-forme eurasiatique stable sont nulles et celles prédites dans le reste de l'Asie se dirigent vers les zones de subduction océanique péri-asiatique. Nous faisons l'hypothèse que la rotation des vitesses vers l'est dans la partie centrale et septentrionale de l'Asie ou vers le sud en Asie du SE est causée soit par un effet en champ lointain du Tibet, zone de haut potentiel d'énergie, soit par un effet en champ lointain des marges océaniques, zones de très bas potentiel d'énergie. Nous implémentons une nouvelle simulation afin de tester cette hypothèse. Au niveau des zones continentales (altitude supérieure à zéro), nous conservons la topographie, le flux de chaleur et donc les épaisseurs crustales et lithosphériques associées. Au niveau des zones océaniques (altitude inférieure à zéro), nous modifions la topographie et le flux de chaleur que nous fixons à -100 m et à 55 mW/m^2 respectivement. Ainsi, dans cette simulation nous gardons l'influence des masses continentales et supprimons l'influence des marges océaniques. Tous les autres paramètres du modèle A sont conservés pour cette nouvelle simulation (modèle A', tableau 6.3).

Le résultat du modèle A' est présenté en figure 6.12. Le champ de vitesse est inchangé par rapport à celui obtenu dans le modèle A (figure 6.11) dans la partie sud du Tibet et le Pamir. Par contre, les vitesses au nord de la latitude 35° et à l'est sont 2 à 5 fois plus faibles dans le modèle A' que dans le modèle A. Le même phénomène se produit

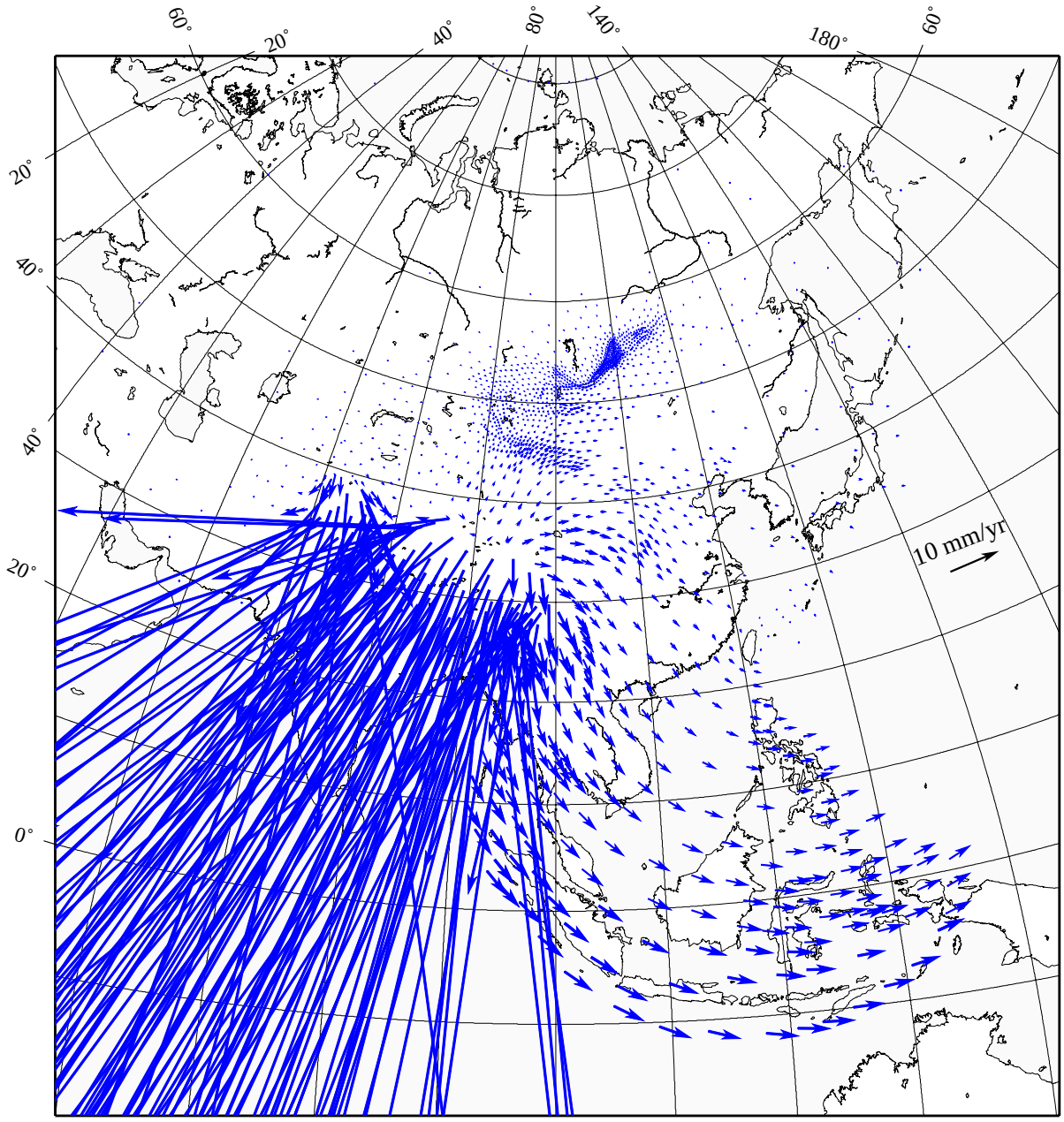

Fig. *6.12:* *Vitesses horizontales prédites par le* **modèle A'**. *Structure lithosphérique "estimée" pour les zones continentales et modifiée pour les zones océaniques (altitude : -100 m, ϕ : 55 mW/m^2, ép. crustale : 32,4 km, ép. lithosphérique : 72 km), rhéologie 1, $f_i = 0{,}9$ et $f_f = 0{,}08$. Vitesses aux limites nulles dans toutes les directions. Contrainte cisaillante maximale nulle sur les plans de subduction.*

en Asie du SE. Ce résultat montre qu'il est important de prendre en compte le gradient d'énergie potentielle au travers des marges océaniques. Si on le supprime, les forces de volume dues uniquement aux variations de l'énergie potentielle sur les continents ne sont pas suffisantes pour générer de l'extension au niveau du rift Baïkal ou un échappement vers l'est de l'est du plateau tibétain par exemple.

Bilan

L'allure du champ de vitesse dans les régions à l'est et au nord du Tibet (est tibétain, Chine du sud, Chine du nord, Mongolie, région du rift Baïkal) peut être reproduite uniquement avec les forces de volume. Leur contribution résulte en des vitesses de ∼17 mm/an vers le SSE au niveau du Yunnan, de 7-10 mm/an vers le SE en Chine du sud, de 3-7 mm/an vers l'ESE au SE en Mongolie-Chine du nord et de 2,5 mm/an vers l'ESE au niveau du rift Baïkal. Dans ces régions (ainsi que dans le SE asiatique), la contribution majeure vient de la variation d'énergie potentielle de pesanteur forte entre les zones continentales et les points de bas potentiel d'énergie au niveau des fosses de subduction. Le gradient d'énergie potentielle au travers des marges océaniques produit 50 à 80% des déplacements cités ci-dessus.

Les effets considérables des forces de volume dans la chaîne de l'Himalaya et le sud du Tibet (vitesse de ∼10 cm/an vers le sud) montrent l'importance des forces qui doivent être présentes pour d'une part résister à cet échappement de la lithosphère vers le sud et d'autre part inverser ce déplacement.

Enfin, les forces de volume seules ne permettent pas d'expliquer le champ de vitesse dans l'ouest des régions déformées, c'est-à-dire dans le bassin du Tarim, la chaîne du Tien Shan et la chaîne de l'Altaï.

Modèle	Lithosphère		Tc	To	Vit. plaq. aux lim. (/EU)	
	continentale	océanique	(MPa)	(MPa)	IN	Ar, AUS, Ph, PAC, NAM
A	estimée	estimée	0	0	nulles	nulles
A'	estimée	modifiée	0	0	nulles	nulles
B	estimée	estimée	25	0	nulles	nulles
C	estimée	estimée	25	1	nulles	nulles
D	estimée	estimée	25	1	REVEL	nulles
Référence (E)	estimée	estimée	25	1	REVEL	REVEL
F	estimée	estimée	25	0	REVEL	nulles

Tab. *6.3:* *Récapitulatif des paramètres associés aux modèles A, A', B, C, D, E (ou modèle de référence, section 6.2.2) et F. Dans ces 6 simulations, les vitesses aux limites sur la bordure nord et ouest du modèle en Eurasie sont nulles dans toutes les directions. Abréviation des noms des différentes plaques tectoniques : EU : Eurasie, IN : Inde, Ar : Arabie, AUS : Australie, Ph : Philippines, PAC : Pacifique, NAM : nord Amérique.*

6.4.2 Contribution du couplage dans les zones de subduction

Résistance et couplage dans les zones de subduction continentale

Dans les modèles précédents, la limite au niveau du front himalayen étant laissée libre, le sud du Tibet se déplace très rapidement vers le sud. Nous testons ici l'influence de la force de résistance aux forces de volume du plateau tibétain (modèle B). Pour cela, nous rétablissons la contrainte cisaillante maximale sur le panneau plongeant indien et donc aussi sur les autres plans de subduction continentale, c'est-à-dire au niveau de la chaîne du Zagros. Nous imposons une contrainte cisaillante maximale de 25 MPa qui correspond à celle trouvée précédemment dans notre recherche des meilleurs paramètres. Nous gardons la structure lithosphérique "estimée", des limites libres au niveau des subductions océaniques et des vitesses aux limites nulles dans toutes les directions (tableau 6.3).

Le résultat de cette simulation est présenté en figure 6.13. Les vitesses au sud du Tibet sont très faibles à nulles sur le front himalayen. Ces vitesses faibles sont le résultat de la vitesse nulle imposée sur la plaque indienne et du fort couplage entre les deux plaques. Les vitesses au nord du front de chevauchement sont plus rapides que dans le modèle A : 2 à 4 fois au Tibet, 1,5 fois en Mongolie, Chine du nord et au niveau du rift Baïkal. L'augmentation des vitesses en Chine du sud est beaucoup plus faible (1,2 fois). Enfin, le champ de vitesse en Asie du SE varie très peu par rapport à celui obtenu dans le modèle A et ne reproduit toujours pas la direction des vecteurs vitesse observés. La contribution des forces de volume reste la contribution majeure à la déformation dans cette partie de l'Asie.

Couplage dans les zones de subduction océanique

Dans cette nouvelle simulation (modèle C) nous rétablissons la contrainte cisaillante maximale sur les plans de subduction océanique ($To = 1$ MPa). Les autres paramètres sont identiques à ceux du modèle B (tableau 6.3).

Nous obtenons une diminution des vitesses significative sur l'ensemble du modèle par rapport au modèle B (figures 6.14). Les vitesses sont 4 fois plus faibles en Asie du SE, 1,5 à 3 fois plus faibles dans l'est du Tibet, 2 fois plus faibles en Chine du sud et environ 1,5 fois plus faibles dans le nord du système de déformation. La contribution due à la faible résistance imposée au niveau des zones de subduction océanique (comparativement à celle imposée sur la subduction indienne) n'a donc pas uniquement un effet en champ proche mais aussi en champ lointain jusqu'à l'ouest du rift Baïkal ou l'est du Tibet. De plus, la compétition entre la résistance au niveau des zones de subduction océanique et les forces de volume est très importante et se voit particulièrement bien en Asie du SE. En effet, nous notons une forte diminution des vitesses une fois passé le sud de la région du Yunnan ($\sim$4 fois plus faibles).

Bilan

En modélisant le couplage interplaque et en imposant des vitesses nulles sur l'ensemble des limites, le champ de vitesse modélisé (modèle C, figure 6.14) est peu différent

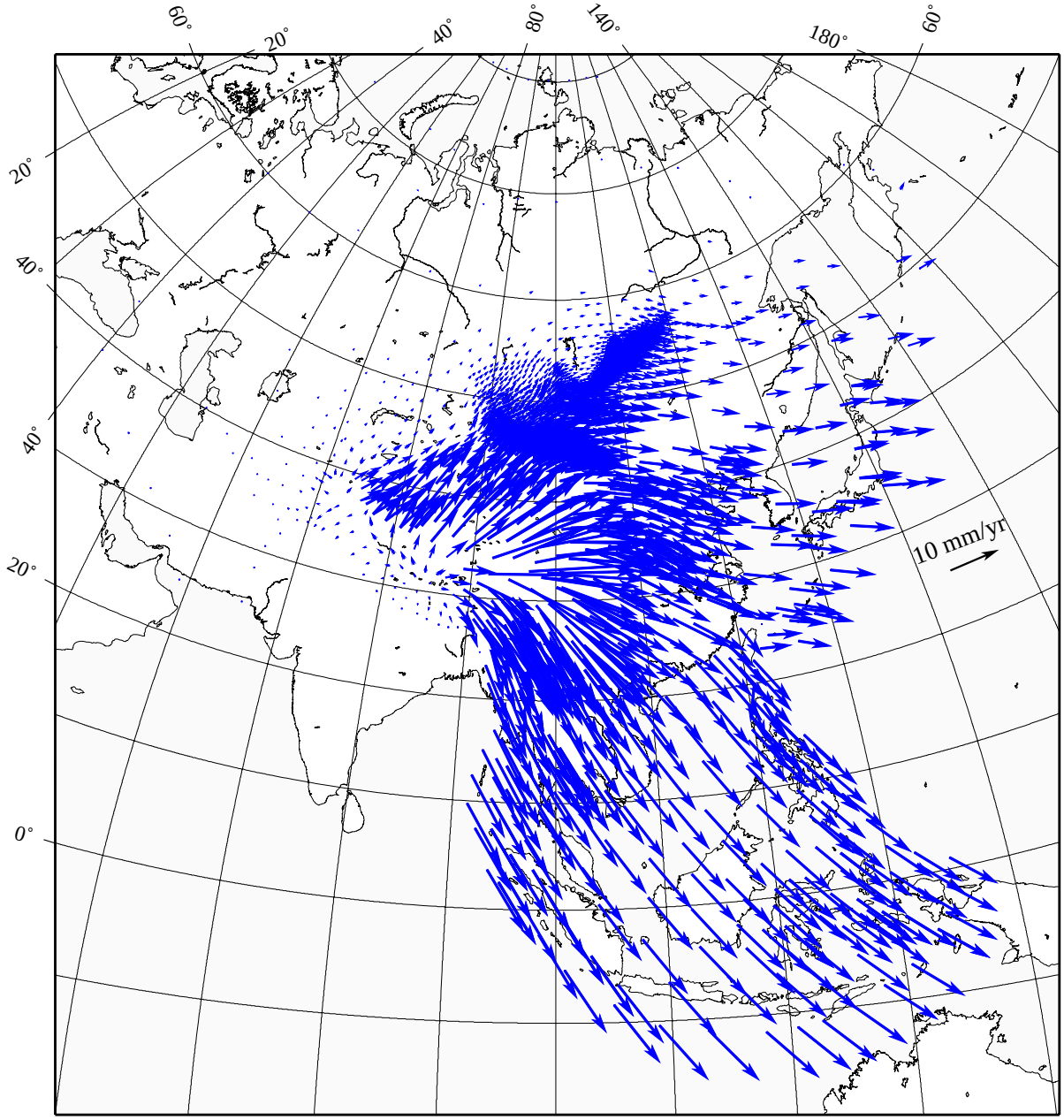

Fig. *6.13:* *Vitesses horizontales prédites par le* **modèle B**. *Lithosphère "estimée", rhéologie 1, $f_i = 0{,}9$ et $f_f = 0{,}08$ et $Tc = 25$ MPa. Vitesses aux limites nulles dans toutes les directions. Contrainte cisaillante maximale nulle sur les plans de subduction océanique.*

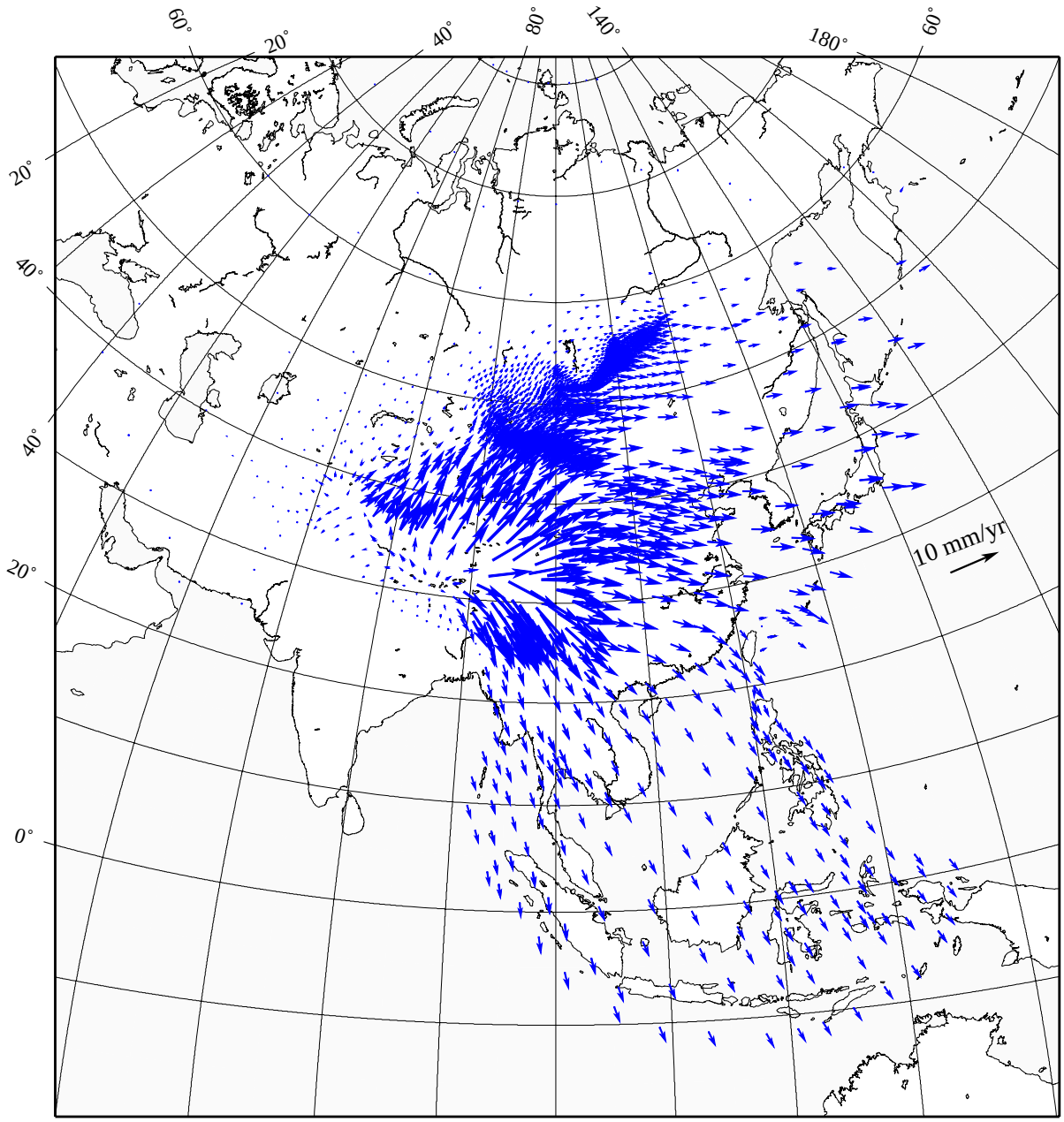

Fig. *6.14:* *Vitesses horizontales prédites par le* **modèle C**. *Lithosphère "estimée", rhéologie 1, $f_i = 0{,}9$ et $f_f = 0{,}08$, $Tc = 25$ MPa et $To = 1$ MPa. Vitesses aux limites nulles dans toutes les directions.*

du champ de vitesse obtenu dans le modèle ne prenant en compte que les forces de volume (modèle A, figure 6.11) pour les régions au nord et nord-est du front de chevauchement himalayen. La composante sud et les normes des vitesses sont légèrement plus faibles. Ce résultat suggère que pour des vitesses aux limites nulles, un couplage fort au niveau de la collision Inde/Eurasie et faible au niveau des subductions Pacifique et Philippine, les effets de la dynamique des subductions s'annulent presque totalement et le champ de vitesse ne dépend quasiment plus que des forces de volume.

Par contre, au Pamir, au Tien Shan et dans l'Altaï, ce sont les effets du couplage fort au niveau de la collision qui produisent les déformations observées. En Asie du SE, la composante sud des vitesses est causée par les forces de volume et les normes des vitesses dépendent du couplage entre les plaques Australie/Eurasie et Philippine/Eurasie. Dans ces régions, les directions des vitesses modélisées ne reproduisent pas celles des vitesses observées : la composante est est trop forte au Tien Shan et la composante sud trop forte en Asie du SE. Nous pensons que la prise en compte de la vitesse de convergence Inde/Eurasie vers le NE va influencer, en particulier, la direction des vitesses au niveau de la fosse de Burma et ainsi en Asie du SE. Nous testons ceci dans la simulation suivante.

6.4.3 Contribution des vitesses aux limites

Ajout de la convergence Inde/Eurasie

Dans cette simulation, nous ajoutons la vitesse de convergence Inde/Eurasie comme vitesse aux limites entre ces deux plaques (∼38 mm/an, modèle D, tableau 6.3). Les vitesses obtenues sont représentées en figure 6.15 et montrent une bonne cohérence générale avec les vitesses observées.

Les vitesses au Tibet sont maintenant reproduites grâce au jeu conjoint de la convergence Inde-Eurasie et du couplage imposé à la limite entre les deux plaques. Ailleurs, les vitesses ont été multipliée par environ 3 (facteur d'échelle entre les figures 6.11, 6.13 et 6.14 d'une part et 6.15 d'autre part). Ainsi, les normes des vitesses deviennent cohérentes avec celles des vitesses observées au Tien Shan, dans l'ensemble du Tibet et en Asie du SE mais sont 2 à 3 fois trop fortes dans les régions où elles étaient correctes dans les simulations précédentes, c'est-à-dire dans la région Mongolie-Baïkal et en Chine du nord. Les vitesses sont de 13-15 mm/an en Chine du sud (+ 8-10 mm/an environ par rapport au modèle C), de ∼12 mm/an en Chine du Nord (+ 8 mm/an environ), de 6-12 mm/an en Mongolie orientale (+ 3-7 mm/an environ) et de 6 mm/an au niveau du rift Baïkal (+ 3,5 mm/an environ).

La direction des vitesses a peu changé, excepté au niveau de la syntaxe est-himalayenne et en Asie du SE. Nous remarquons que lorsque nous prenons en compte la convergence de l'Inde vers le nord, nous ne reproduisons plus la rotation horaire autour de la syntaxe est-himalayenne telle qu'elle observée avec les données GPS. En Asie du SE, la poussée de l'Inde au niveau de la subduction de Burma entraîne un déplacement vers l'est de l'Indochine qui est en accord avec les résultats GPS de Michel et al. (2001). Cependant, au niveau de Java et Bornéo, il n'y a plus de force à composante nord pour compenser l'attraction vers les fosses océaniques au sud. Les vitesses ont donc une composante sud

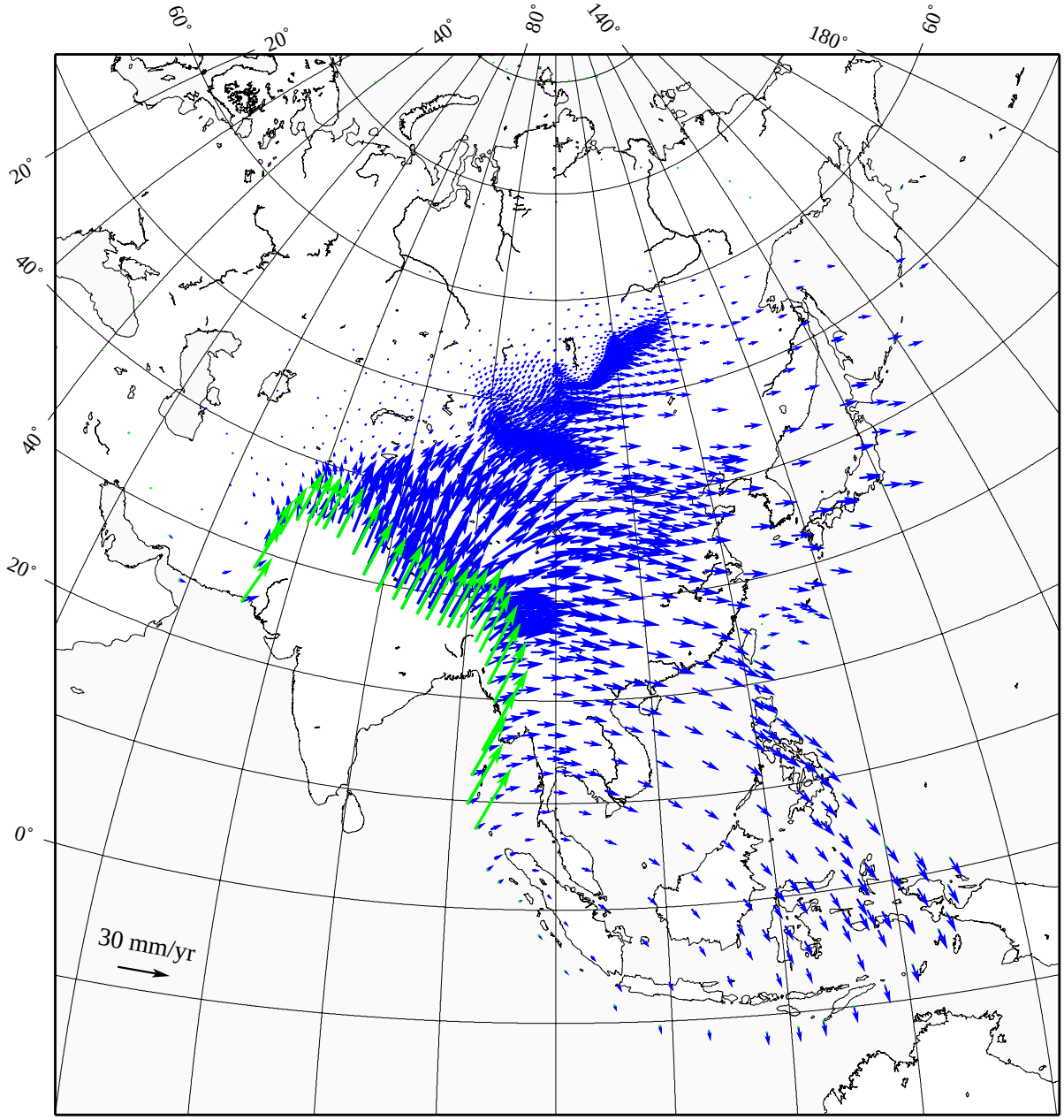

Fig. *6.15:* *Vitesses horizontales prédites par le* **modèle D**. *Lithosphère "estimée", rhéologie 1, $f_i = 0{,}9$ et $f_f = 0{,}08$, $Tc = 25$ MPa et $To = 1$ MPa. Vitesses aux limites nulles dans toutes les directions sauf pour la limite Inde/Eurasie où nous imposons la vitesse de convergence de l'Inde par rapport à l'Eurasie issue du modèle cinématique global REVEL (Sella et al., 2002).*

très importante.

Ajout de l'ensemble des vitesses aux limites

Dans cette simulation, nous rétablissons l'ensemble des vitesses aux limites afin de réaliser un modèle qui tienne compte de l'ensemble des forces en jeu. Ce modèle correspond au modèle de référence présenté précédemment (section 6.2.2, figure 6.4).

Le fait d'ajouter les vitesses aux limites sur l'ensemble du modèle, et en particulier au niveau des zones de subduction océanique a un effet direct sur l'orientation des vitesses en Asie du SE et sur la norme des vitesses en Chine du sud, Chine du nord et jusqu'en Mongolie. Bien que le couplage soit faible, la contribution des vitesses aux limites au niveau des zones de subduction océanique (de 5 à 10 cm/an) s'étend jusque très loin à l'intérieur de l'Asie (Mongolie, rift Baïkal). C'est pourquoi un faible changement de couplage au niveau des zones de subduction océanique (de 1 à 2 MPa, figures 6.5 et 6.6 comparativement aux figures 6.9 et 6.10) entraîne une diminution des vitesses de 50 à 25% des côtes chinoises à la Mongolie.

6.4.4 Synthèse des différentes contributions

Dans les tests présentés, nous avons séparé l'influence du couplage interplaque et l'influence des vitesses aux limites afin de bien rendre compte de l'importance du couplage. Cependant les effets des vitesses aux limites sur la déformation en Asie dépendent du couplage interplaque que l'on fixe au niveau des subductions. Nous implémentons une nouvelle simulation (modèle F, tableau 6.3) dans laquelle nous imposons la vitesse de convergence de l'Inde vers le nord et une contrainte cisaillante maximale de 25 MPa sur le plan de subduction IN/EU. Nous laissons les bords ouest et sud-est libres (subductions océaniques). Le champ de vitesse correspondant au modèle F est présenté en figure 6.16 et le détail des vitesses obtenues pour les différentes régions est répertorié dans le tableau 6.4.

Ainsi, nous pouvons décomposer plus clairement les différentes contributions à la déformation :

- le champ de vitesse dans le modèle A est uniquement engendré par les forces de volume,
- le champ de vitesse dans le modèle F est engendré par les forces de volume et les forces générées au niveau de la collision Inde/Eurasie (vitesse de convergence IN/EU associée au transfert de contrainte interplaque),
- le champ de vitesse dans le modèle E (ou modèle de référence) correspond à la somme de toutes les contributions testées (forces de volume, forces générées au niveau de la collision Inde/Eurasie et de l'ensemble des subductions océaniques péri-asiatiques).

Une synthèse des vitesses obtenues dans les trois modèles est proposée dans le tableau 6.4.

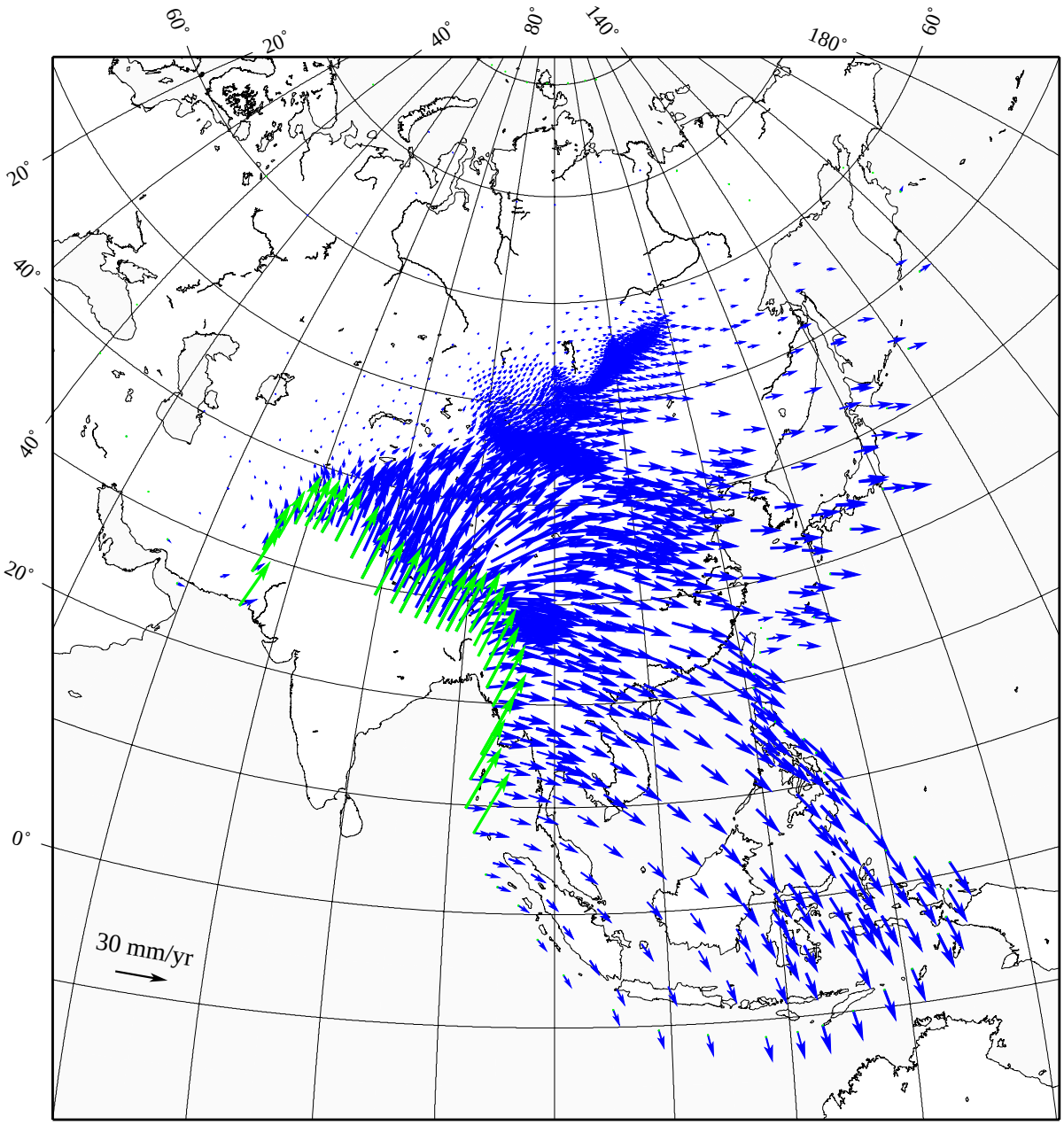

Fig. *6.16:* *Vitesses horizontales prédites par le* **modèle F**. *Lithosphère "estimée", rhéologie 1, $f_i = 0{,}9$ et $f_f = 0{,}08$, $Tc = 25$ MPa. Couplage nul au niveau de l'ensemble des subductions océaniques péri-asiatiques. Vitesses aux limites nulles dans toutes les directions sauf pour la limite Inde/Eurasie où nous imposons la vitesse de convergence de l'Inde par rapport à l'Eurasie issue du modèle cinématique global REVEL (Sella et al., 2002).*

Régions	Modèle A		Modèle F		Modèle E	
	norme	direction	norme	direction	norme	direction
Baïkal	2,5	ESE	8	∼E	5	∼E
Mongolie⋆	3-5	ESE	9-15	∼E	7-12	∼E
Altaï	<1	NE	3-6	NE	3-6	NE
Chine du nord	5-7	SE	15-16	ESE	8,5-9,5	ESE
Chine du sud	7-10	SE	20-22	ESE	10	ESE
Yunnan	14-21	SSE	22-27	ESE	12,5-15,5	ESE
SE asiatique	∼12	SSE	10-21	E à SSE	8-10	SE
Himalaya-S Tibet	>10 cm	SO à SE	30-32	NNE à NE	25-29	NNE à NE
Tibet (∼Kunlun)	∼7,5	ENE	27-29	NE	19-25	NE
au nord du Tibet	5-6	ENE	17-19	NE-ENE	10-15	NE-ENE
SO Tien Shan	-	-	23-25	N-NNE	22	N-NNE
NO Tien Shan	-	-	4	NE	4	NE
SE Tien Shan	-	-	20-22	NNE	19-22	NNE
NE Tien Shan	-	-	7,5	NE	7,5	NE

⋆ Mongolie centrale et orientale.

Tab. *6.4:* *Synthèse des normes et directions des vitesses obtenues dans les modèles A, F et E (voir texte) pour les différentes régions asiatiques. Les vitesses sont en mm/an. Ces résultats dépendent fortement du degré de couplage imposé entre les plaques et des vitesses imposées aux limites.*

Au niveau de l'Himalaya, du Pamir, du Tibet et du Tien Shan, la dynamique de la collision Inde/Eurasie est la plus importante des contributions testées. En particulier, sans la forte résistance appliquée sur la subduction IN/EU, le déplacement du matériel sous l'Himalaya et le sud tibétain ne s'effectuerait pas vers le nord mais vers le sud à 10 cm/an ou plus sous l'effet des forces de volume de l'Himalaya et du Tibet. Les effets des forces générées au niveau de la collision IN/EU se propagent aussi jusqu'au nord du système de déformation et dans l'est de l'Asie (Chine du nord et du sud). En particulier, cette force est nécessaire pour que des déplacements (au plus 6 mm/an) aient lieu dans la chaîne de l'Altaï au NO du système de déformation.

La contribution des forces de volume à la déformation en Asie, bien que plus faible que celle de la collision IN/EU est importante à prendre en compte (tableau 6.4). Avec les forces de volume seules, les directions des vitesses GPS sont reproduites sur toute l'Asie et les normes des vitesses le sont dans l'est et le nord, en particulier en Mongolie centrale et orientale. Sans l'influence des forces de volume dans cette région, les effets de la collision IN/EU entraîneraient probablement le matériel vers le NNE-NE et impliquerait un taux d'extension alors très faible à travers le rift Baïkal comme obtenu par Peltzer et Saucier (1996) par exemple. En effet, dans notre modèle théorique qui ne prend en compte que la variation d'énergie potentielle, la direction d'extension vers le SE à travers le rift est cohérente avec les mesures GPS dans cette région. En ajoutant la dynamique de la collision IN/EU, la composante sud devient quasiment nulle. L'ajout de la dynamique des subductions océaniques à l'est rend la vitesse d'ouverture du rift plus faible et plus cohérente avec les données mais ne modifie pas la direction des vitesses.

De manière générale, les forces générées au niveau de la collision IN/EU diminuent

la composante sud des vitesses. Sans les effets de la variation d'énergie potentielle, en particulier au travers des marges océaniques qui gouvernent 50 à 80 % des déplacements gravitaires, les vitesses dans les régions au nord et à l'est de la collision IN/EU seraient entraînées vers le NE. C'est cet effet que l'on voit au niveau de la syntaxe est-himalayenne lorsqu'on ajoute la convergence IN/EU et le couplage interplaque au niveau de la collision.

La contribution de la dynamique des zones de subduction océanique est aussi un phénomène à ne pas négliger. Bien que le couplage entre les plaques océaniques et la plaque eurasiatique soit faible par rapport à celui imposé au niveau de la collision IN/EU, les effets conjoints du couplage et des vitesses aux limites (5 à 10 cm/an) contribuent pour $\sim$7 mm/an de déplacement en Chine du nord, $\sim$11 mm/an de déplacement en Chine du sud et 10-12 mm/an de déplacement dans le Yunnan contre $\sim$10, $\sim$13 et $\sim$7 mm/an respectivement causés par la collision IN/EU et 5-7, 7-10 et 14-21 mm/an respectivement causés par les forces de volume. La dynamique des zones de subduction permet d'atténuer l'augmentation des déplacements vers l'est sous l'action de la dynamique de la collision IN/EU. Les effets de la dynamique des subductions océaniques influencent la déformation jusqu'au rift Baïkal et en Mongolie centrale au nord et jusqu'à l'ouest du Tibet à l'ouest (quelques mm/an).

Conclusion

Les objectifs de cette partie étaient :

1. d'estimer la rhéologie moyenne en Asie,
2. de discuter le rôle des failles dans la déformation en Asie,
3. de quantifier la contribution des différentes forces en présence à la déformation asiatique (forces de volume, dynamique de la collision IN/EU, dynamique des subductions océaniques).

Pour atteindre ces objectifs, nous avons utilisé un modèle dynamique de type plaque mince pour réaliser une série d'expériences, validées à partir de mesures GPS en Asie (partie I).

Nous avons montré que la dynamique de la collision Inde/Eurasie est la contribution majeure à la déformation en Asie, en particulier au niveau de l'Himalaya, du Tibet, du Pamir et du Tien Shan mais aussi dans la chaîne de l'Altaï. Cependant, les forces de volume et la dynamique des subductions océaniques ont un rôle fondamental sur la déformation. En particulier, en Asie septentrionale et orientale, les forces de volume guident l'orientation des déplacements et la dynamique des subductions océaniques limite la vitesse de ces déplacements. Il resterait à tester l'influence du flux asthénosphérique sur la déformation de la lithosphère que nous ne prenons pas en compte dans nos modèles.

D'après la rhéologie estimée dans nos simulations (lithosphère de comportement mécanique faible) et les taux de glissement sur faille obtenus (faibles), nos résultats suggèrent que la déformation en Asie se fait essentiellement de manière continue et distribuée. Ce résultat est en accord avec les propositions faites à partir d'autres modélisations (England et Houseman, 1986; England et Molnar, 1997a,b; Flesch et al., 2001) et avec l'interprétation des données GPS (Shen et al., 2000; Bendick et al., 2000; Wang et al., 2001). Cependant, il est en désaccord net avec les observations géologiques au Tibet, en particulier, qui indiquent des déplacements supérieurs à 10 mm/an sur plusieurs grandes failles (Lasserre et al., 1999; Van Der Woerd et al., 2000; Tapponnier et al., 2001a) et avec les modèles de blocs quasi-rigides (Tapponnier et al., 1982; Peltzer et Saucier, 1996).

Du coté de notre modèle, nous obtenons un champ de vitesse en bon accord avec le champ de vitesse GPS. En particulier, les vitesses modélisées reproduisent bien les observations dans les zones où le taux de déformation est faible (Mongolie et Chine du nord) contrairement aux autres modélisations de la déformation en Asie. Cependant, le champ de vitesse modélisé souffre de quelques imperfections : absence de rotation horaire des vitesses autour de la syntaxe est-himalayenne, trop faible composante sud au niveau du rift Baïkal et trop fortes vitesses au nord du Tibet (5 mm/an de différence environ avec les vitesses GPS). Plusieurs raisons peuvent être évoquées pour tenter d'expliquer

ces imperfections. La première concerne la rhéologie : le fait d'utiliser, pour l'ensemble du modèle, des paramètres rhéologiques constants, pour la croûte d'une part et pour le manteau d'autre part, peut minimiser les contrastes lithosphériques hérités de la formation de l'Asie au Paléozoïque et Mésozoïque. Ainsi, cela peut avoir tendance à moyenner les hétérogénéités présentes en Asie et donc à réduire les contrastes entre les zones où la déformation est a priori peu ou fortement accommodée (bassin du Tarim et Tibet respectivement par exemple). La seconde concerne les données : nous nous basons sur l'hypothèse que les vitesses GPS, utilisées pour valider les modèles, ne sont pas sensiblement affectées par l'accumulation de déformation élastique sur les failles en période intersismique. Cette hypothèse peut donc induire un lissage des vitesses modélisées. Cependant, nous avons utilisé peu de données GPS proches des failles majeures au Tibet pour valider nos modèles. La dernière concerne les coefficients de frottement estimés dans nos simulations. Nous avons montré qu'un compromis existait entre le coefficient de frottement interne et les contraintes cisaillantes maximum au niveau des subductions. Nous n'avons pas observé de compromis entre le coefficient de frottement sur faille et un autre paramètre, cependant, ce point demanderait peut-être à être approfondi. En effet, si le taux de glissement était sensiblement plus fort sur les failles de l'Altyn Tagh, du Karakorum, de Kunlun ou de Haiyuan comme estimé par les mesures GPS, le différentiel de vitesse obtenu entre les vitesses modélisées et observées au nord du Tibet pourrait être accommodé par déformation localisée sur ces failles. Ces propositions rendent compte des limitations de notre modèle mais ne permettent pas pour autant de rendre nos résultats beaucoup plus cohérents avec les taux de déplacement moyens observés par géologie au Tibet. Il semble que nous ne puissions trouver une explication interne à nos modèles pour réconcilier nos résultats sur les taux de déplacement avec les observations long terme. Ceci suggère que les résultats que nous obtenons s'inscrivent bien dans le débat actuel sur le désaccord entre les vitesses GPS instantanées et les vitesses holocènes en Asie et donc aussi dans celui sur les processus d'accommodation de la déformation.

D'après certains auteurs, le désaccord entre les taux de glissement modélisés ou déduits des mesures GPS et les taux de glissement moyens mesurés par géologie peuvent provenir d'une surestimation de ces derniers (Ritz et al., 1995; England et Molnar, 1997b; Bendick et al., 2000; Brown et al., 2002). D'autres auteurs suggèrent que les taux de glissement sur faille varient à l'échelle de quelques milliers d'années (Ritz et al., 2003). Or les taux de glissement déduits des mesures GPS et donc obtenus dans nos modèles sont des taux de glissement récents.

Nos résultats n'apportent pas d'argument direct en faveur de ces suggestions mais s'ils sont corrects, vont cependant dans le même sens. Il est à noter que les taux de glissement modélisés sont en accord avec les taux de glissement observés en Mongolie (quelle que soit la méthode). De plus, la rhéologie de la lithosphère que nous avons estimée est cohérente avec celle obtenue sous la Mongolie (partie II) et celle suggérée au nord du Tibet à partir d'étude de tomographie et d'anisotropie sismique par exemple (Huang et al., 2000; Villaseñor et al., 2001). Nos résultats sont aussi en accord avec les modèles de déformation prenant en compte les propriétés physiques et mécaniques des matériaux constituant la lithosphère (England et Molnar, 1997a,b; Flesch et al., 2001).

Conclusion générale

Nos objectifs étaient d'estimer la rhéologie de la lithosphère continentale et les mécanismes de la déformation à différentes échelles spatiales et temporelles. L'approche de modélisation choisie a permis de caractériser la rhéologie de la lithosphère en Mongolie et la rhéologie moyenne de la lithosphère en Asie. Nous avons étudié les mécanismes de déformation dans les couches viscoélastiques de la lithosphère pour une échelle de temps courte (la centaine d'années) à partir de la déformation postsismique causée par les séismes de magnitude supérieure à 7 en Mongolie au 20$^{\text{ème}}$ siècle, et la redistribution des contraintes dans ce cadre à l'échelle régionale (400x400 km). Enfin, nous avons quantifié à l'échelle de l'Asie les effets des différents mécanismes de la déformation à long terme. Pour obtenir ces résultats, nous nous sommes appuyés sur la caractérisation de la déformation en surface à partir de l'acquisition, du traitement et de l'analyse de données GPS dans la région Mongolie-Baïkal et de leur combinaison avec la solution géodésique la plus complète à ce jour pour la Chine (Wang et al., 2001).

Les données GPS dans la région Mongolie-Baïkal montrent que ∼15% de la convergence Inde/Eurasie est accommodée au nord du Tien Shan par (1) du raccourcissement N-S combiné avec du cisaillement dextre dans l'Altaï (∼10 mm/an) et (2) par le déplacement vers l'est de la Mongolie centrale et orientale (2 à 5 mm/an). Le champ de vitesse combiné pour la Chine-Mongolie-Baïkal, nous a permis de déterminer un mouvement relatif de 2 mm/an maximum entre la Mongolie–Chine du nord et la Chine du sud et de les modéliser comme un bloc quasi-rigide unique (déformation interne inférieure à 2 mm/an). Cependant, l'existence de ce bloc quasi-rigide nécessite d'être confirmée par des données GPS supplémentaires. Par ailleurs, l'installation d'un réseau GPS plus dense dans le Gobi-Altaï permettrait de mieux caractériser la transition très rapide entre les vitesses dirigées vers le nord au nord du Tibet et les vitesses dirigées vers l'est en Mongolie centrale.

La structure de la lithosphère en Mongolie, contrainte par les données GPS, suggère la présence d'un manteau supérieur chaud et peu visqueux ($\sim 10^{18}$ Pa.s). Ce résultat est en accord avec des données indépendantes de sismologie, de pétrologie et des résultats de modèles gravimétriques qui proposent une remontée asthénosphérique à des profondeurs de 100-200 km pour expliquer le manteau supérieur anormal en Mongolie. L'anomalie observée dans l'étude de tomographie de Villaseñor et al. (2001) semble être limitée au sud par la chaîne du Gobi-Altaï, à l'ouest par la chaîne de l'Altaï et au nord par le craton sibérien. Les résultats des modèles gravimétriques (Petit et al., 2002) suggèrent aussi l'existence de discontinuités importantes au nord et au sud de la Mongolie, au

niveau de la faille de Bogd et de Sayan. Enfin, le champ de vitesse GPS montre une transition rapide entre les vitesses dirigées vers le nord au sud du Gobi-Altaï et vers l'est en Mongolie centrale. Il serait donc intéressant de poursuivre l'étude que nous avons menée en incluant une hétérogénéité dans la structure viscoélastique du manteau supérieur. Nous pourrions ainsi tenter de reproduire et de comprendre ce qui est vu par les données GPS, la tomographie et les modèles gravimétriques.

La viscosité de la croûte inférieure obtenue dans notre étude est de $\sim 10^{17}$ Pa.s. Nous avons discuté cette faible valeur et suggéré qu'elle était possible en invoquant un comportement non linéaire ou bivisqueux du matériel composant la croûte inférieure. Suite au séisme du 27 septembre dans l'Altaï russe ($Mw = 7.3$), son estimation pourrait être confirmée en utilisant l'approche présentée dans ce travail, la viscosité du manteau supérieur que nous avons déterminée et la modélisation de la relaxation viscoélastique causée par le récent séisme. En effet, en étudiant le processus de relaxation viscoélastique sur les premières années après le séisme ($\sim$5-10 ans), le signal postsismique de la croûte inférieure devrait être plus facilement détectable que dans notre étude. Six sites GPS existent dans un rayon de 100 km autour de la rupture et environ 13 supplémentaires dans un rayon de 300 km (réseau Mongolie, Altaï, Tuva, Kazak). Afin de mener une telle étude, il serait nécessaire de les remesurer plusieurs fois au cours des prochaines années.

Pour la structure lithosphérique déterminée, la contribution du signal postsismique aux déplacements horizontaux actuels est inférieure à 2 mm/an à travers l'ensemble de la région d'étude et inférieure à 1 mm/an au niveau du dôme de Hangaï. La relaxation des contraintes viscoélastiques transitoires semble donc être arrivée à terme. Nous serions alors au début d'une période intersismique longue dans laquelle le champ de contrainte en Mongolie est essentiellement gouverné par les contraintes en champ lointain, excepté dans la région du Gobi-Altaï et probablement dans la nord de l'Altaï où vient de se produire le séisme du 27 septembre.

En effet, nous avons montré que la relaxation viscoélastique (du manteau supérieur et/ou de la croûte inférieure) est la composante majeure gouvernant l'évolution de l'état de contrainte régional à la suite de forts séismes. Nos résultats sur l'étude du transfert de contrainte en domaine continental montrent aussi la possible interaction entre failles continentales séparées de plusieurs centaines de kilomètres et sur plusieurs décennies. Pour le cas spécifique de la Mongolie, ils suggèrent qu'il existe un lien fort entre les variations du champ de contrainte succédant aux forts séismes et la succession de séismes de M$\geq$6. Il serait intéressant d'intégrer le récent séisme du 27 septembre dans cette étude et d'étudier si le transfert de contrainte a pu favoriser le déclenchement de ce séisme.

A l'échelle de l'Asie, nous avons fait l'hypothèse que la déformation pouvait se faire de manière continue et distribuée à l'intérieur de zones séparées par les grandes failles actives. Nos résultats montrent que les vitesses GPS en Asie sont mieux reproduites avec une lithosphère peu résistante et des failles qui accommodent peu la déformation sur la période récente. Ces résultats s'inscrivent dans le débat actuel sur l'accommodation de la déformation en Asie et apporte un argument supplémentaire à l'hypothèse de la déformation continue. Pour tenter de mieux clarifier le débat, il faudrait améliorer l'évaluation de l'éventuel effet de "lissage" des vitesses GPS résultant du chargement élastique près des grandes failles actives pendant la période intersismique ou des effets postsismiques transitoires afin de réaliser une modélisation qui puisse le prendre en compte. Une solu-

tion serait d'utiliser un modèle qui reproduise à la fois le comportement à long et court terme de la lithosphère, et l'occurrence "en continu" de séismes d'une manière cohérente. Ce type de modèle a été récemment développé par Pollitz (2003a) et mériterait donc d'être appliqué à l'Asie.

Nous avons cherché à quantifier les mécanismes de déformation à long terme guidant la tectonique actuelle en Asie. La collision Inde/Eurasie, les forces de volume et la dynamique des zones de subduction océanique péri-asiatique, forces en jeu dans nos modèles, jouent toutes un rôle important dans la déformation actuelle. Nous retiendrons principalement que la collision Inde/Eurasie est la contribution majeure à la déformation au niveau de l'Himalaya, du Tibet et des chaînes du Pamir, Tien Shan et de l'Altaï. Cependant, dans les régions septentrionales (Mongolie, Baïkal, Chine du nord) et orientales (Chine du sud, Asie du SE), les forces de volume et la dynamique des zones de subduction exercent toutes deux un contrôle important sur le champ de déformation et jouent notamment un rôle fondamental sur les vitesses et orientations des déplacements vers l'est et le sud-est de ces régions. Il faudrait, dans l'avenir, tenter d'évaluer l'influence du cisaillement basal entre la lithosphère et l'asthénosphère sur la déformation de la lithosphère.

Bibliographie

Abdrakhmatov, K., Aldazhanov, S., Hager, B., Hamburger, M., Herring, T., Kalabaev, K., Makarov, V., Molnar, P., Panasyuk, S., Prilepin, M., Reilinger, R., Sadybakasov, I., Souter, B., Trapeznikov, Y., Tsurkov, V., et Zubovich, A. (1996). Relatively recent construction of the Tien-Shan inferred from GPS measurements of present-day crustal deformation rates. *Nature*, 384 :450–453.

Adiya, M., Ankhtsetseg, D., Baasanbat, T., Bayar, G., Bayarsaikhan, C., Erdenezul, D., Mungunsuren, D., Munkhsaikhan, A., Munkhuu, D., Narantsetseg, R., Odonbaatar, C., Selenge, L., Tsembel, D., Ulziibat, M., et Urtnasan, K. (2003). One Century of Seismicity in Mongolia (1/2 500 000 map). Reasearch Center of Astronomy and Geophysics, Mongolian Academy of Science et Département Analyse Surveillance Environnement, CEA -France, Dugarmaa, T. and Schlupp, A. coordinators.

Agar, S. M. et Klitgord, K. D. (1995). Rift flank segmentation, basin initiation and propagation : A neo-tectonic example from lake Baikal. *J. Geol. Soc. London*, 152 :849–860.

Allen, C. R., Zhuoli, L., Hong, Q., Xueze, W., Huawei, Z., et Weishi, H. (1991). Field study of a highly active fault zone : The Xianshuihe fault of southwestern China. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103(9) :1178–1199.

Altamimi, Z., Sillard, P., et Boucher, C. (2002). ITRF2000 : A new release of the International Terrestrial Reference Frame for Earth Science applications. *J. Geophys. Res.*, 107(B10) :doi :10.1029/2001JB000561.

Argand, E. (1924). La tectonique de l'Asie. Dans *Comptes Rendus, Congrès Géologique International*, volume 1 de *13th International Geological Congress*, page 171.

Argus, D. et Gordon, R. (1991). No-Net Rotation model of current plate velocities incorporating plate motion model NUVEL-1. *Geophys. Res. Lett*, 18 :2039–2042.

Artemieva, I. M. et Mooney, W. D. (2001). Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere : A global study. *J. Geophys. Res.*, 106(B8) :16387–16414.

Arzhannikov, S. G. (2000). Paleoseismodislocations in the Ottugtaigino-Azassky fault zone (Eastern Tuva). *Russian Geology and Geophysics*, 41 :1501–1510.

Arzhannikov, S. G., Gladkov, A. S., et Semenov, R. M. (2003). The overprints of catastrophic paleoearthquake in south-west of siberian platform (Rybinskaia basin). *Geologia I Geofizika.* sous presse.

Astiz, L., Shearer, P. M., et Agnew, D. (2000). Precise relocations and stress change calculations for the Upland earthquakes sequence in southern California. *J. Geophys. Res.*, 105(B2) :2937–2953.

Avouac, J. P. (1991). *Application des méthodes de morphologie quantitative à la néotectonique, Modèle cinématique des déformations actives en Asie Centrale.* Thèse de Doctorat, Univ. Paris VII.

Avouac, J. P., Bollinger, L., Lavé, J., Cattin, R., et Flouzat, M. (2001). Le cycle sismique en Himalaya. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 333 :513–529.

Avouac, J. P. et Tapponnier, P. (1993). Kinematic model of active deformation in Central Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 20(10) :895–898.

Baljinnyam, I., Bayasgalan, A., Borisov, B. A., Cisternas, A., Dem'yanovich, M. G., Ganbaatar, L., Kochetkov, V. M., Kurushin, R. A., Molnar, P., Philip, H., et Vashchilov, Y. Y. (1993). *Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and its Surroundings.* Geol. Soc. Am. Mem., 181, 62 pp.

Banerjee, P. et Bürgmann, R. (2002). Convergence across the northwest Himalaya from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 29(13) :10.1029/2002GL015184.

Bayasgalan, A. (1999). *Active Tectonics of Mongolia.* Thèse de Doctorat, Trinity College, Cambridge, 182 pp.

Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J. F., et Carretier, S. (1999). Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance. *Tectonics*, 18 :394–411.

Bayasgalan, A. et Jackson, J. A. (1999). A re-assessment of the faulting in the 1967 Mogod earthquakes in Mongolia. *Geophys. J. Int.*, 138 :784–800.

Ben-Zion, Y., Eneva, M., et Liu, Y. (2003). Large earthquake cycles and intermittant criticality on the heterogeneous faults due to evolving stress and seismicity. *J. Geophys. Res.*, 106(B6) :doi :10.1029/2002JB002121. sous presse.

Bendick, R., Bilham, R., Freymueller, J., Larson, K., et Yin, G. (2000). Geodetic evidence for a low slip rate in the Altyn Tagh fault system. *Nature*, 404 :69–72.

Bennett, R. A., Reilinger, R. E., Rodi, W., et Li, Y. (1995). Coseismic fault slip associated with the 1992 Mw 6.1 Joshua Tree, California, earthquake : Implications for the Joshua Tree-Landers earthquake sequence. *J. Geophys. Res.*, 100(B4) :6443–6461.

Bilham, R., Larson, K., et Freymueller, J. (1997). GPS measurements of present-day convergence across the Nepal Himalaya. *Nature*, 386 :61–64.

Bills, B. G., Currey, D. R., et Marshall, G. A. (1994). Viscosity estimates for the crust and upper mantle from patterns of lacustrine shoreline deformation in the Eastern Great Basin. *J. Geophys. Res.*, 99(B11) :22059–22086.

Bird, P. (1978). Initiation of intracontinental subduction in the Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 83(B10) :4975–4987.

Bird, P. (1998). Testing hypotheses on plate-driving mechanisms with global lithosphere models including topography, thermal structure and faults. *J. Geophys. Res.*, 103(B5) :10115–10129.

Bird, P. (1999). Thin-plate and thin-shell finite-element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting. *Computers & Geosciences*, 25 :383–394.

Bird, P. et Kong, X. (1994). Computer simulations of California tectonics confirm very low strength of major faults. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106(2) :159–174.

Bock, Y., Prawirodirdjo, L., Genrich, J. F., Stevens, C. W., McCaffrey, R., Subarya, C., Puntodewo, S., et Calais, E. (2003). Crustal motion in Indonesia from Global Positioning System measurements. *J. Geophys. Res.*, 108(B8) :10.1029/2001JB000324.

Bowman, D. D., Ouillon, G., Sammis, C. G., Sornette, A., et Sornette, D. (1998). An observational test of the critical earthquake concept. *J. Geophys. Res.*, 103(B10) :24359–24372.

Brace, W. F. et Kohlstedt, D. L. (1980). Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 85(11) :6248–6252.

Brandon, A., Creaser, R., Shirey, S., et Carlson, R. (1996). Osmium recycling in subduction zones. *Science*, 272 :861–864.

Brown, E. T., Bendlick, R., Bourlès, D. L., Gaur, V., Molnar, P., et Raisbeck, G. M. (2002). Slip rates of the Karakorum fault, Ladakh, India, determined using cosmic ray exposure dating of debris flows and moraines. *J. Geophys. Res.*, 107(B9) :doi :10.1029/2000BJ00100.

Bump, H. A. et Sheehan, A. F. (1998). Crustal thickness variations across the northern Tien Shan from teleseismic receiver functions. *Geophys. Res. Lett.*, 25(7) :1055–1058.

Bürgmann, R., Segall, P., Lisowski, M., et Svarc, J. (1997). Postseismic strain following the 1989 Loma Prieta earthquake from GPS and leveling measurements. *J. Geophys. Res.*, 102(B3) :4933–4955.

Byerlee, J. D. (1978). Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116 :615–626.

Bystricky, M. et Mackwell, S. (2001). Creep of dry clinopyroxene aggregates. *J. Geophys. Res.*, 106(B7) :13443–13454.

Calais, E. et Amarjargal, S. (2000). New constraints on current deformation in Asia from continuous GPS measurements at Ulan Baatar, Mongolia. *Geophys. Res. Lett.*, 27(10) :1527–1530.

Calais, E., Lesne, O., Déverchère, J., San'kov, V., Lukhnev, A., Miroshnitchenko, A., Buddo, V., Levi, K., Zalutsky, Z., et Bashkuev, Y. (1998). Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 25(21) :4003–4006.

Calais, E., Vergnolle, M., Déverchère, J., San'kov, V., Lukhnev, A., et Amarjargal, S. (2002). Are postseismic effects of the M= 8.4 Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia-Baikal area ? *Geophys. J. Int.*, 149 :157–168.

Calais, E., Vergnolle, M., San'kov, V., Lukhnev, A., Miroshnitchenko, A., Amarjargal, S., et Déverchère, J. (2003). GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia area (1994-2002) : Implications for current kinematics of Asia. *J. Geophys. Res.*, 108(B10) :doi :10.1029/2002JB002373.

Carretier, S., Ritz, J. F., Jackson, J., et Bayasgalan, A. (2002). Morphological dating of cumulative reverse fault scarps ; examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia. *Geophys. J. Int.*, 148 :156–277.

Cattin, R. (1997). *Modélisation du cycle sismique en zone de subduction, application à la région du Nord Chili*. Thèse de Doctorat, Université de Paris VII.

Cattin, R., Lyon-Caen, H., et Chéry, J. (1997). Quantification of intraplate coupling in subduction zones and forearc topography. *Geophys. Res. Lett.*, 24(13) :1563–1566.

Chamot-Rooke, N. et Le Pichon, X. (1999). GPS determined eastward Sundaland motion with respect to Eurasia confirmed by earthquakes slip vectors at Sunda and Philippine trenches. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 173 :439–455.

Chapman, D. S. et Furlong, K. P. (1992). Thermal state of the continental lower crust. Dans Fountain, D. M., Arculus, R., et Kay, R. M., editors, *Continental Lower Crust*, volume Geotectonics Volume 23 de *Geotectonics*, pages 179–199. Elsevier, Amsterdam.

Chemenda, A., Lallemand, S., et Bokun, A. (2000). Strain partioning and interplate friction in oblique subduction zones : Constraints provided by physical modeling. *J. Geophys. Res.*, 105(B3) :5567–5581.

Chen, W. P. et Molnar, P. (1977). Seismic moment of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia. *J. Geophys. Res.*, 82(20) :2945–2969.

Chen, W. P. et Molnar, P. (1983). Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88(B5) :4183–4214.

Chen, Z., Burchfiel, B. C., Liu, Y., King, R. W., Royden, L. H., Tang, W., Wang, E., Zhao, J., et Zhang, X. (2000). Global Positionning System measurements from eastern Tibet and their implications for India/Eurasia intercontinental deformation. *J. Geophys. Res.*, 105(B7) :16215–16227.

Chéry, J., Carretier, S., et Ritz, J. F. (2001a). Postseismic stress transfer explains time clustering of large earthquakes in Mongolia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 194 :277–286.

Chéry, J., Merkel, S., et Bouissou, S. (2001b). A physical basis for time clustering of large earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91(6) :1685–1693.

Clark, M. K. et Royden, L. H. (2000). Topographic ooze : Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. *Geology*, 28(8) :703–706.

Cobbold, P. R. et Davy, P. (1988). Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 14 :143–162.

Cohen, S. C. (1982). A multilayer model of time dependent deformation following an earthquake on a strike slip fault. *J. Geophys. Res.*, 87(B7) :5409–5421.

Cook, D. B., Fujita, K., et McMullen, C. A. (1986). Present day plate interactions in northeast Asia : North American, Eurasian, and Okhotsk plates. *J. of Geodyn.*, 6 :33–51.

Cunningham, W. D. (1998). Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai. *Tectonics*, 17(6) :891–902.

Cunningham, W. D. (2001). Cenozoic normal faulting and regional doming in the southern Hangay region, Central Mongolia : Implications for the origin of the Baikal rift province. *Tectonophysics*, 331 :389–411.

Cunningham, W. D., Windley, B. F., Dorjnamjaa, D., Badamgarov, G., et Saandar, M. (1996a). Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi Altai-Tien Shan connection. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 140 :67–81.

Cunningham, W. D., Windley, B. F., Dorjnamjaa, D., Badamgarov, G., et Saandar, M. (1996b). A structural transect across the Mongolian Altai : Active transpressional mountain building in central Asia. *Tectonics*, 15(1) :142–156.

Davisdon, C., Schmid, S., et Hollister, L. (1994). Role of melt during deformation in the deep crust. *Terra Nova*, 6 :133–142.

Davy, P. et Cobbold, P. (1988). Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity. *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 14 :129–142.

DeCelles, P. G., Robinson, D. M., et Zandt, G. (2002). Implications of shortening in the Himalayan fold-thrust belt for uplift of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 21(6) :1062, doi : 10.1029/2001TC001322.

Dell'Angelo, L. et Tullis, J. (1988). Experimental deformation of partially granitic aggregates. *J. Met. Geol.*, 6 :495–515.

Delouis, B., Déverchère, J., Melnikova, V., Radziminovitch, N., Loncke, L., Larroque, C., Ritz, J. F., et San'kov, V. (2002). A reappraisal of the 1950 (Mw 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone. *Terra Nova*, 14 :491–500.

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

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., et San'kov, V. (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, part II : Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282 :1–38.

DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., et Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomatic reversal timescale on estimates of current plate motions. *Geophys. Res. Lett.*, 21(20) :2191–2194.

Deng, J., Gurnis, M., Kanamori, H., et Hauksson, E. (1998). Viscoelastic flow in the lower crust after the 1992 Landers, California, earthquake. *Science*, 282 :1689–1692.

Deng, J., Hudnut, K., Gurnis, M., et Hauksson, E. (1999). Stress loading from viscous flow in the lower crust and triggering of aftershocks following the 1994 Northridge, California, earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 26(21) :3209–3212.

Déverchère, J., Houdry, F., Diament, M., Solonenko, N., et Solonenko, A. (1991). Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift. *Geophys. Res. Lett.*, 18(6) :1099–1102.

Déverchère, J., Houdry, F., Solonenko, N., Solonenko, A., et San'kov, V. (1993). Seismicity, active faults and stress field of the north Muya region, Baikal rift : New insights on the rheology of extended continental lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 98(B11) :19895–19912.

Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovitch, N., Melnikova, V., et San'kov, V. (2001). Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophys. J. Int.*, 146 :714–730.

Dewey, J. F., Cande, S., et Pitman, W. C. (1989). Tectonic evolution of the India/Eurasia collision zone. *Eclogae geol. Helv.*, 82(3) :717–734.

Dieterich, J., Cayol, V., et Okubo, P. (2000). The use of earthquake rate changes as stress meter at kilauea volcano. *Nature*, 408 :407–460.

Dodge, D. A., Beroza, G. C., et Ellsworth, W. L. (1995). Foreshock sequence of the 1992 Landers, California, earthquake and its implications for earthquake nucleation. *J. Geophys. Res.*, 103 :9865–9880.

Doser, D. (1991a). Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquakes studies. *Tectonophysics*, 196 :87–107.

Du, Y. et Aydin, A. (1993). Stress transfer during three sequential moderate earthquakes along the central calaveras fault, California. *J. Geophys. Res.*, 98(B6) :9947–9962.

England, P. et Houseman, G. (1986). Finite strain calculations of continental deformation, 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J. Geophys. Res.*, 91(B3) :3664–3676.

England, P. et McKenzie, D. P. (1982). A thin viscous sheet model for continental deformation. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 70 :295–321.

England, P. et Molnar, P. (1997a). Active Deformation of Asia : From kinematics to dynamics. *Science*, 278 :647–649.

England, P. et Molnar, P. (1997b). The field of crustal velocity in Asia calculated from quaternary rates of slip on faults. *Geophys. J. Int.*, 130 :551–582.

Fabri, O. et Fournier, M. (1999). Extension in the southern Ryukyu arc (Japan) : Link with oblique subduction and back-arc rifting. *Tectonics*, 18(3) :486–497.

Flesch, L. M., Haines, A. J., et Holt, W. E. (2001). Dynamics of the India-Eurasia collision zone. *J. Geophys. Res.*, 106(B8) :16435–16460.

Fournier, M., Fabbri, O., Angelier, J., et Cadet, J. P. (2001). Regional seismicity and on-land deformation in the Ryukyu arc : Implications for the kinematics of opening of the Okinawa Trough. *J. Geophys. Res.*, 106(B7) :13751–13768.

Freed, A. M. et Lin, J. (1998). Time-dependent changes in failure stress following thrust earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 103(B10) :24393–24409.

Freed, A. M. et Lin, J. (2001). Delayed triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by viscoelastic stress transfer. *Nature*, 411 :180–183.

Freymueller, J. T., Cohen, S. C., et Fletcher, H. J. (2000). Spatial variations in present-day deformation, Kenai Peninsula, Alaska, and their implications. *J. Geophys. Res*, 105(B4) :8079–8101.

Friederich, W. (2003). The S-velocity structure of the East Asian mantle from inversion of shear and surface waveforms. *Geophys. J. Int.*, 153 :88–102.

Fujita, K., Cambray, F. W., Mackey, K. G., Kozmin, B. M., Imaev, V. S., Vazhenin, B. P., Kovalev, V. N., Chung, W. Y., et Gao, H. (1995). Seismotectonics of eastern Russia from Baikal to Chukotka. Dans *Geological Society of America*, page 19.

Fujita, K., Riegel, S., McMullen, C., Olson, D., Cook, D., Kozmin, B. M., et Imaev, V. S. (1992). Characterization of focal mechanisms in Northeast Siberia. *Seismol. Res. Lett.*, 63 :27.

Gao, S. S., Davis, P. M., Liu, H., Slack, P., Zorin, Y. A., Logatchev, N. A., Kogan, M., Burkholder, P. D., et Meyer, R. P. (1994). Asymmetric upward of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia. *J. Geophys. Res.*, 99(B8) :15319–15330.

Gao, S. S., Kelly, H., Davis, P. M., Slack, P. D., Zorin, Y. A., Mordvinova, V. V., et Kozhevnikov, V. M. (2003). Evidence for a small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone. *J. Geophys. Res.*, 108(B4) :doi :10.1029/2002JB002039.

Gordon, R. G., Argus, D. F., et Heflin, M. B. (1999). Revised estimate of the angular velocity of India relative to Eurasia. *Eos Trans. AGU*, 80(46) :Fall Meet. Suppl. F273.

Gross, S. et Bürgmann, R. (1998). Rate and state of background stress estimated from the aftershocks of the 1989 Loma Prieta earthquake. *J. Geophys. Res*, 103(B3) :4915–4927.

Gross, S. et Kisslinger, C. (1997). Estimating tectonic stress rate and state with Landers aftershocks. *J. Geophys. Res*, 102(B4) :7603–7612.

Haines, S. S., Klemperer, S. L., Brown, L., Guo, J., Mechie, J., Meissner, R., Ross, A., et Zhao, W. (2003). INDEPTH III seismic data : From surface observation to deep crustal processes in Tibet. *Tectonics*, 22(1) :doi :10.1029/2001TC001305.

Hardebeck, J. L., Nazareth, J. J., et Hauksson, E. (1998). The static stress change triggering model : Constraints from two southern California aftershock sequences. *J. Geophys. Res.*, 103(B10) :24427–24437.

Harris, R. A. (1998). Introduction to special section : Stress triggers, stress shadows and implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res.*, 103(B10) :24347–24358.

Harrison, T. M., Copeland, P., Kidd, W. S. F., et Yin, A. (1992). Raising Tibet. *Sciences*, 255(5052) :1663–1670.

Heki, K., Miyazaki, S., Takahashi, H., Kasahara, M., Kimata, F., Miura, S., Vasilenko, N. F., Ivashchenko, A., et An, K. D. (1999). The Amurian plate motion and current plate kinematics in Eastern Asia. *J. Geophys. Res.*, 104(B12) :29147–29155.

Herring, T. A., Davis, J. L., et Shapiro, I. I. (1990). Geodesy by Radio Interferometry : The application of Kalman filtering to the analysis of Very Long Baseline Interferometry data. *J. Geophys. Res.*, 95(B8) :12561–12581.

Hill, D. P., Reasenberg, P., Michael, A., Arabez, W. J., Beroza, G., Brumbaugh, D., Brune, J. N., Castro, R., Davis, S., dePolo, D., Ellsworth, W. L., Gomberg, J., Harmsen, S., House, L., Jackson, S. M., Johnston, M. J. S., Jones, L., Keller, R., Malone, S., Smith, R. B., Stark, M., Stickney, M., Vidal, A., Walter, S., Wong, V., et Zollweg, J. (1993). Seismicity remotely triggered by the magnitude 7.3 Landers, California, earthquake. *Science*, 260 :1617–1623.

Hirn, A., Nercessian, A., Sapin, M., Jobert, G., Xin, X., Yuan, G., Yuan, L., et Wen, T. (1984). Lhasa block and bordering sutures - a continuation of a 500-km Moho traverse through Tibet. *Nature*, 307 :25–27.

Hirth, G. et Kohlstedt, D. L. (1996). Water in the oceanic upper mantle : Implication for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 144 :93–108.

Hofton, M. A. et Foulge, G. R. (1996). Postrifting anelastic deformation around the spreading plate boundary, north iceland. 1. modeling of the 1987-1992 deformation field using a viscoelastic earth structure. *J. Geophys. Res.*, 101(B11) :25403–25421.

Holt, W. E., Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X., Haines, A. J., Shen-Tu, B., et Ren, J. (2000). Velocity field in Asia inferred from Quaternary fault slip rates and Global Positioning System observations. *J. Geophys. Res.*, 105(B8) :19185–19209.

Holt, W. E., Li, M., et Haines, A. J. (1995). Earthquake strain rates and instantaneous relative motions within central and eastern Asia. *Geophys. J. Int.*, 122 :569–593.

Houdry, F. (1994). *Mécanismes de l'extension continentale dans le rift Nord-Baïkal, Sibérie : Contraintes des données d'imagerie SPOT, de terrain. de sismologie et de gravimétrie.* Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 345 pp.

Houseman, G. et England, P. (1986). Finite strain calculations of continental deformation, 1. Method and general results for convergent zones. *J. Geophys. Res.*, 91(B3) :3651–3663.

Houseman, G. et England, P. (1993). Crustal thickening versus lateral expulsion in the India-Asian continental collision. *J. Geophys. Res.*, 98(B7) :12233–12249.

Huang, J. et Chen, W. P. (1986). Source mechanisms of the Mogod earthquake sequence of 1967 and the event of 1974 July 4 in Mongolia. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 84 :361–379.

Huang, W. C., Ni, J. F., Tilmann, F., Nelson, D., Guo, J., Zhao, W., Mechie, J., Kind, R., Saul, J., Rapine, R., et Hearn, T. M. (2000). Seismic polarization anisotropy beneath the central Tibetan Plateau. *J. Geophys. Res.*, 105(B12) :27979–27989.

Imaev, V. S., Imaeva, L. P., et Koz'min, B. M. (1994). Active faults and recent geodynamics of yakutian seismic belts. *Geotectonics, english Translation*, 28(2) :146–158.

Ionov, D. (1986). Spinel peridotite xenoliths from the Shavaryn-Tsaram volcano, northern Mongolia : Petrography, major element chemistry and mineralogy. *Geol. Carpathica*, 37 :681–692.

Ionov, D. (2002). Mantle structure and rifting processes in the Baikal-Mongolia region : Geophysical data and evidence from xenoliths in volcanic rocks. *Tectonophysics*, 351 :41–60.

Ionov, D., O'Reilly, S. Y., et Griffin, W. L. (1998). A geotherm and lithospheric section for central Mongolia (Tariat region). Dans Flower, M. J. F. et al., editors, *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*, volume 27 de *Geodyn. Ser.*, pages 127–153. AGU, Washington, D. C.

Ivins, E. R. (1996). Transient creep of a composite lower crust : 2. A polymineralic basis for rapidly evolving postseismic deformation modes. *J. Geophys. Res.*, 101(B12) :28005–28028.

Ivins, E. R. (2000). Correction to "Transient creep of a composite lower crust : 2. A polymineralic basis for rapidly evolving postseismic deformation modes". *J. Geophys. Res.*, 105(B2) :3229–3232.

Ivins, E. R. et Sammis, C. G. (1996). Transient creep of a composite lower crust : 1. Constitutive theory. *J. Geophys. Res.*, 101(B12) :27981–28004.

Jackson, J. (2002). Strength of the lithosphere : Time to abandon the jelly sandwich ? *GSA today*, 12(9) :4–10.

Jaume, S. C. et Sykes, L. R. (1992). Changes in state of stress on the southern San Andreas fault resulting from the California earthquake sequence of April to June 1992. *Science*, 258 :1325–1328.

Jiménez-Munt, I., Bird, P., et Fernàndez (2001). Thin-shell modeling of neotectonics in the Azores-Gibraltar region. *Geophys. Res. Lett.*, 28(6) :1083–1086.

Jiménez-Munt, I. et Negredo, A. M. (2003). Neotectonic modelling of the western part of Africa-Eurasia plate boundary : From the mid-Atlantic ridge to Algeria. *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 205 :257–271.

Jin, Y. et McNutt, M. K. (1996). Mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan Plateau from gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 101(B5) :11275–11290.

Jolivet, L. (1995). *La déformation des continents, exemples régionaux*. Hermann, Editeurs des Sciences et des Arts.

Jónsson, S., Pedersen, R., Segall, P., et Björnsson, G. (2002). Postseismic poro-elastic deformation in south Iceland observed with radar interferometry : Implications for aftershock decay. *Eos Trans. AGU*, 83(47) :Fall Meet. Suppl. G62A-03.

Jónsson, S., Segall, P., Pedersen, R., et Björnsson, G. (2003). Post-earthquake ground movements correlated to pore-pressure transients. *Nature*, 424 :179–183.

Karato, S. et Wu, P. (1993). Rheology of the upper mantle - a synthesis. *Science*, 260 :771–778.

Karato, S. I., Paterson, M. S., et FitzGerald, J. (1986). Rheology of synthetic olivine aggregates : Influence of grain size and water. *J. Geophys. Res.*, 91(B8) :8151–8176.

Kaufmann, G. et Amelung, F. (2000). Reservoir-induced deformation and continental rheology in the vicinity of Lake Mead, Nevada. *J. Geophys. Res.*, 105(B7) :16341–16358.

Kenner, S. et Segall, P. (2000). Postseismic deformation following the 1906 san francisco earthquake. *J. Geophys. Res.*, 105(B6) :13195–13209.

Khilko, S. D., Kurushin, R. A., Kotchetkov, V. M., Misharina, L. A., Melnikova, V. I., Gileva, N. A., Lastochkin, S. V., Baljinnyan, I., et Monhoo, D. (1985). Strong earthquakes, paleoseismogeological and macroseismic data. Dans *Earthquakes and the base for seismic zoning of Mongolia (in Russian), Transactions 41*, pages 19–83. The joint Soviet-Mongolian Research Geological Scientific Expedition : Moscow, Nauka.

Khutorskoy, M. et Yarmoluk, V. (1989). Heat flow, structure and evolution of the lithosphere of Mongolia. *Tectonophysics*, 164 :315–322.

Kind, R., Yuan, X., Saul, J., Nelson, D., Sobolev, S. V., Mechie, J., Zhao, W., Kosarev, G., Ni, J., Achauer, U., et Jiang, M. (2002). Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet : Evidence for Eurasian plate subduction. *Science*, 298 :1219–1221.

King, G. C., Stein, R. S., et Lin, J. (1994). Static stress changes and the triggering of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84(3) :935–954.

King, R. W. et Bock, Y. (2002). Documentation for the GAMIT GPS software analysis, release 10.1. Rapport technique, Massachusetts Institute of Technology.

King, R. W., Shen, F., Burchfiel, B. C., Royden, L. H., Wang, E., Chen, Z., Liu, Y., Zhang, X. Y., Zhao, J. X., et Li, Y. (1997). Geodetic measurement of crustal motion in southwest China. *Geology*, 25(2) :179–182.

Kirby, S. et Kronenberg, A. (1987). Rheology of the lithosphere : Selected topics. *Rev. of Geophys. and Space Phys.*, 25 :1219–1244.

Kirby, S. H. (1983). Rheology of the lithosphere. *Rev. Geophys.*, 21 :1458–1487.

Klein, W., Anghel, M., Ferguson, C. D., Rundle, J. B., et Sá Martins, J. S. (2000). Statistical analysis of a model for earthquake faults with long-range stress transfer. volume 120 de *Geophys. Monogr. Ser.*, pages 43–71, Washington, DC.

Kogan, M. G., Steblov, G. M., King, R. W., Herring, T. A., Frolov, D. I., Egorov, S. G., Levin, V. Y., Lemer-Lam, A., et Jones, A. (2000). Geodetic constraints on the rigidity and relative motion of Eurasia and North America. *Geophys. Res. Lett.*, 27(14) :2041–2044.

Kohlstedt, D., Evans, B., et Mackwell, S. (1995). Strength of the lithosphere : Constraints imposed by laboratory measurements. *J. Geophys. Res.*, 100(B9) :17587–17602.

Kong, X. et Bird, P. (1995). SHELLS : A thin-plate program for modeling neotectonics of regional or global lithosphere with faults. *J. Geophys. Res.*, 100 :22129–22131.

Kong, X. et Bird, P. (1996). Neotectonics of Asia : Thin-shell finite-element models with faults. Dans Yin, A. et Harrison, T. M., editors, *Tectonic Evolution of Asia*, pages 18–34. Cambridge Univ. Press, New York.

Kopylova, M. G., O'Reilly, S. Y., et Genshaft, Y. S. (1995). Thermal state of the lithosphere beneath Central Mongolia : Evidence from deep-seated xenoliths from the Shavaryn-Saram volcanic centre in the Tariat depression, Hangai, Mongolia. *Lithos*, 36 :243–255.

Koulakov, I. (1998). Three-dimensional seismic structure of the upper mantle beneath the central part of the Eurasian continent. *Geophys. J. Int.*, 133 :467–489.

Krylov, S., Mandelbaum, M., et Mishenkin, B. (1981). *The interior of Baikal from Seismic Data*. Nauka, Novosibirsk, (in russian), 173 pp.

Krylov, S., Mishenkin, B., et Bryskin, A. (1991). Deep structure of the Baikal rift from multiwave seismic explorations. *J. Geodyn.*, 13 :87–96.

Kurushin, R. A., Bayasgalan, A., Olziybat, M., Enhtuvshin, B., Molnar, P., Bayarsayhan, C., Hudnut, K. W., et Lin, J. (1997). *The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 320, 143 pp.

Lachenbruch, A. H. et McGarr, A. (1990). Stress and heat flow on the San Andreas fault. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1515 :261–277.

Larroque, C., Ritz, J. F., Stéphan, J. F., San'kov, V., Arjannikova, A., Calais, E., Déverchère, J., et Loncke, L. (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, Sciences de la Terre et des planètes*, 332 :177–184.

Larson, K., Bürgmann, R., Bilham, R., et Freymueller, J. (1999). Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements. *J. Geophys. Res.*, 104(B1) :1077–1093.

Lasserre, C., Morel, P. H., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., Ryerson, F. J., King, G. C. P., Métivier, F., Kasser, M., Kashgarian, M., Baichi, L., Taiya, L., et Daoyang, Y. (1999). Postglacial left slip rate and past occurrence of M≥8 earthquakes on the western Haiyuan fault, Gansu, China. *J. Geophys. Res.*, 104(B8) :17633–17651.

Lavé, J. et Avouac, J. P. (2000). Active folding of fluvial terraces across the Siwaliks Hills, Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.*, 105(B3) :5735–5770.

Le Pichon, X., Fournier, M., et Jolivet, L. (1992). Kinematic, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 11(6) :1085–1098.

Le Pichon, X., Mazzotti, S., Henry, P., et Hashimoto, M. (1998). Deformation of the Japanese Islands and seismic coupling : An interpretation based on GSI permanent GPS observations. *Geophys. J. Int.*, 134 :501–514.

Lebedev, S. et Nolet, G. (2003). Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography. *J. Geophys. Res.*, 108(B1) :doi :10.1029/2000JB000073.

Leloup, P. H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schärer, U., Zhong, D. L., Liu, X., Zhang, L. S., Ji, S., et Phan, T. (1995). The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251 :3–84.

Lemaître, J. et Chaboche, J. L. (1992). *Mécanique des matériaux solides*. Dunod.

Lesne, O. (1999). *Dynamique de l'extension intracontinentale dans le rift Baïkal (Sibérie) : apport de mesures GPS et modèles numériques*. Thèse de Doctorat, Univ. de Nice-Sophia-Antipolis.

Lesne, O., Calais, E., Déverchère, J., Chéry, J., et Hassani, R. (2000). Dynamics of intracontinental extension in the north Baikal rift from two-dimensional numerical deformation modeling. *J. Geophys. Res.*, 105(B9) :21727–21744.

Levi, K. G., Babushkin, S. M., Badardinov, A. A., Buddo, V. Y., Larkin, G. V., Miroshnichenko, A. I., San'kov, V. A., Ruzhich, V. V., Wong, H. K., Delvaux, D., et Colman, S. (1995). Active Baikal tectonics. *Russian Geology and Geophysics*, 36(10) :143–154.

Levshin, A. L., Ritzwoller, M. H., et Smith, S. S. (1996). Group velocity variations across Eurasia. pages 70–79.

Li, S. et Mooney, W. D. (1998). Crustal structure of China from deep seismic sounding profiles. *Tectonophysics*, 288 :105–113.

Liu, Q. (1993). *Paléoclimat et contraintes chronologiques sur les mouvements récents dans l'ouest du Tibet : failles du Karakorum et de Longmu, Co-Gozha Co, lacs en pull-apart de Longmu Co et de Sumxi Co*. Thèse de Doctorat, Univ. Paris VII.

Liu, Z. et Bird, P. (2002). Finite element modeling of neotectonics in New Zealand. *J. Geophys. Res.*, 107(B12) :doi :10.1029/2001JB001075.

Lysak, S. (1984). Terrestrial heat flow in the south of East Siberia. *Tectonophysics*, 103 :205–215.

Lysak, S. (1992). Heat flow variations in continental rifts. *Tectonophysics*, 208 :309–323.

Lysak, S. (1995). Terrestrial heat flow of the continental rifts. *Tectonophysics*, 143 :31–41.

Mackwell, S. J., Zimmerman, M. E., et Kohlstedt, D. L. (1998). Hight-temperature deformation of dry diabase with application to tectonics on Venus. *J. Geophys. Res.*, 103(B1) :975–984.

Magnier, S. A., Donzé, F., et Mariotti, C. (2002). Modeling continental deformation by a discrete element method : The India-Eurasia collision. Rapport technique.

Mattauer, M. (1986). Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie ; leurs relations avec les décrochements. *Bull. Soc. géol. France*, 8(1) :143–157.

Mattauer, M., Matte, P., et Olivet, J. L. (1999). A 3D model of the India-Asia collision at plate scale. *C. R. Acad. Sci. Paris, Série II*, 328(8) :499–508.

Matte, P., Mattauer, M., Olivet, J. M., et Griot, D. A. (1997). Continental suductions beneath Tibet and the Himalayan orogeny : A review. *Terra Nova*, 9 :264–270.

Mazzotti, S., LePichon, X., Henry, P., et Miyazaki, S. (2000). Full interseismic locking of the nankai and japan-west kuril subduction zones : An analysis of uniform elastic strain accumulation in japan constrained by permanent GPS. *J. Geophys. Res.*, 105(B6) :13159–13177.

Michel, G. W., Yu, Y. Q., Zhu, S. Y., Reigber, C., Becker, M., Reinhart, E., Simons, W., Ambrosius, B., Vigny, C., Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X., Morgan, P., et Matheussen, S. (2001). Crustal motion and block behaviour in SE-Asia from GPS measurements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 187 :239–244.

Miki, M. (1995). Two-phase opening model for the Okinawa Trough inferred from paleomagnetic study of the Ryukyu arc. *J. Geophys. Res.*, 100 :8169–8184.

Milne, G., Davis, J. L., Mitrovica, J., Scherneck, H., Johansson, J., Vermeer, M., et Koivula, H. (1991). Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. *Science*, 291 :2381–2385.

Molnar, P. (1988). A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakoram, and their tectonic implications. Dans Shackleton, R., Dewey, J., et Windley, B., editors, *Tectonic evolution of the Himalayas and Tibet*, volume 326, pages 33–88. Philosophical Transactions of the Royal Society of London.

Molnar, P. (1992). Mountain building-crust in the mantle overdrive. *Nature*, 358 :105–107.

Molnar, P., Burchfield, B. C., Zhao, Z., Liang, K., Wang, S., et Huang, M. (1987). Geologic evolution of northern Tibet : Results of an expedition to Ulugh Muztagh. *Science*, 235 :299–305.

Molnar, P. et Deng, Q. (1984). Faulting associated with large earthquakes and the average of deformation in central and eastern Asia. *J. Geophys. Res.*, 89 :6203–6227.

Molnar, P. et Ghose, S. (2000). Seismic moments of major earthquakes and the rate of shortening across the Tien Shan. *Geophys. Res. Lett.*, 27(16) :2377–2380.

Molnar, P. et Gipson, J. M. (1996). A bound on the rheology of continental lithosphere using Very Long Baseline Interferometry : The velocity of south China with respect to Eurasia. *J. Geophys. Res.*, 101(B1) :545–563.

Molnar, P. et Tapponnier, P. (1975). Cenozoic Tectonics of Asia : Effects of a continental collision. *Science*, 189(4201) :419–426.

Molnar, P. et Tapponnier, P. (1981). A possible dependence of tectonic strength on the age of the crust in Asia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52 :107–114.

Mooney, W. D., Laske, G., et Masters, G. (1998). CRUST 5.1 : A global crustal model at 5^o x 5^o. *J. Geophys. Res.*, 103(B1) :727–747.

Moore, T. C., Klitgord, K. D., Golmshtok, A. J., et Weber, E. (1997). Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109(6) :746–766.

Nishimura, T. et Thatcher, W. (2002). Rheology of the lithosphere inferred from post-seismic uplift following the 1959 Hebgen lake earthquake. *J. Geophys. Res.* soumis.

Nocquet, J., Calais, E., Altamimi, Z., Sillard, P., et Boucher, C. (2001). Intraplate deformation in western Europe deduced from an analysis of the International Terrestrial Reference Frame 1997 (ITRF97). *J. Geophys. Res.*, 106(6) :11239–11257.

Nolet, G. (1977). Upper mantle under Western-Europe inferred from dispersion of rayleigh modes. *J. Geophys.*, 43 :265–285.

Nur, A. et Mavko, G. (1974). Postseismic viscoelastic rebound. *Science*, 183 :204–206.

Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75(4) :1135–1154.

Okal, E. (1976). A surface-wave investigation of the rupture mechanism of the Gobi-Altai (December 4, 1957) earthquake. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 12 :319–328.

Okal, E. (1977). The July 9 and 23, 1905, Mongolian earthquakes : A surface wave investigation. *Earth. Plan. Sci. Letters*, 34 :326–331.

Owens, T. J. et Zandt, G. (1997). Implications of crustal property variations for models of Tibetan Plateau evolution. *Nature*, 387 :37–43.

Parfeevets, A. V., San'kov, V. A., Miroshnitchenko, A. I., et Lukhnev, A. V. (2002). Crustal state of stress evolution of Mongolia-Baikal mobile belt. *Tikhookeanskaya geologia*, 21 :14–28.

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

Paul, J., Bürgmann, R., Gaur, V. K., Bilham, R., Larson, K. M., Ananda, M. B., Jade, S., Mukal, M., Anupama, T. S., Satyal, G., et Kumar, D. (2001). The motion and active deformation of India. *Geophys. Res. Lett.*, 28(4) :647–650.

Peltier, W. R. (1974). The impulse response of a Maxwell Earth. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 12(4) :649.

Peltier, W. R., Wu, P., et Yuen, D. (1981). The viscosities of the Earth's mantle. Dans Nicolas, A. et Peterson, M. S., editors, *Anelasticity in the Earth*, pages 59–71. Geophysical Union Geodynamics Series.

Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., et Hudnut, K. (1996). Postseismic rebound in fault step overs caused by pore fluid flow. *Science*, 273 :1202–1204.

Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., et Hudnut, K. (1998). Poroelastic rebound along the Landers 1992 earthquake surface rupture. *J. Geophys. Res.*, 103(B12) :30131–30145.

Peltzer, G. et Saucier, F. (1996). Present-day kinematics of Asia derived from geological fault rates. *J. Geophys. Res.*, 101(B12) :27943–27956.

Peltzer, G. et Tapponnier, P. (1988). Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision : An experimental approach. *J. Geophys. Res.*, 315(B12) :15085–15117.

Petit, C., Burov, E., et Déverchère, J. (1997). On the structure and mechanical behaviour of the extending lithosphere in the Baikal Rift from gravity modelling. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 149 :29–42.

Petit, C. et Déverchère, J. (1995). Velocity structure of the northern Baikal rift, Siberia, from local and regional earthquake travel times. *Geophys. Res. Lett.*, 22 :1677–1680.

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

Petit, C., Koulakov, I., et Déverchère, J. (1998). Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 296 :125–144.

Piersanti, A. (1999). Postseismic deformation in Chile : Constraints of the asthenospheric viscosity. *Geophys. Res. Lett.*, 26(20) :3157–3160.

Piersanti, A., Spada, G., et Sabadini, R. (1997). Global postseismic rebound of a viscoelastic earth : Theory for finite faults and application to the 1964 Alaska earthquake. *J. Geophys. Res.*, 102(B1) :477–492.

Piersanti, A., Spada, G., Sabadini, R., et Bonafede, M. (1995). Global post-seismic deformation. *Geophys. J. Int.*, 120 :544–566.

Poirier, J. P. (1985). *Creep of crystals - hight-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals.* Cambridge University press.

Pollack, H. N. et Chapman, D. S. (1977). On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 28 :279–296.

Pollack, H. N., Hurter, S. J., et Johnson, J. R. (1993). Heat flow from the Earth's interior : Analysis of the global data set. *R. of Geophys.*, 31(3) :267–280.

Pollitz, F. F. (1992). Postseismic relaxation theory on the spherical earth. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82(1) :422–453.

Pollitz, F. F. (1996). Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical earth. *Geophys. J. Int.*, 125 :1–14.

Pollitz, F. F. (1997). Gravitational viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical earth. *J. Geophys. Res.*, 102(B8) :17921–17941.

Pollitz, F. F. (2001). Viscoelastic shear zone model of a strike-slip earthquake cycle. *J. Geophys. Res.*, 106(B11) :26541–26560.

Pollitz, F. F. (2003a). The relationship between the instantaneous velocity field and the rate of moment release in the lithosphere. *Geophys. J. int.*, 153 :595–208.

Pollitz, F. F. (2003b). Transient rheology of the uppermost mantle beneath the Mojave Desert, California. *Earth Planet. Sci. Lett.* accepté.

Pollitz, F. F., Bürgmann, R., et Romanowicz, B. (1998). Viscosity of oceanic asthenosphere inferred from remote triggering of earthquakes. *Science*, 280 :1245–1249.

Pollitz, F. F. et Dixon, T. H. (1998). GPS measurements across the northern Caribbean plate boundary zone : Impact of postseismic relaxation following historic earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 25(12) :2233–2236.

Pollitz, F. F., Peltzer, G., et Bürgmann, R. (2000). Mobility of the continental mantle : Evidence from postseismic geodetic observations following the 1992 Landers earthquake. *J. Geophys. Res.*, 105(B4) :8035–8054.

Pollitz, F. F. et Sacks, I. S. (1992). Modeling of postseismic relaxation following the great 1857 earthquake, southern California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82(1) :454–480.

Pollitz, F. F. et Sacks, I. S. (1997). The 1995 Kobe, Japan, earthquake : A long-delayed aftershock of the offshore 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 87(1) :1–10.

Pollitz, F. F. et Sacks, I. S. (2002). Stress triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by transient deformation following the 1992 Landers earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92 :1487–1496.

Pollitz, F. F., Wicks, C., et Thatcher, W. (2001). Mantle flow beneath a continental strike-slip fault : Postseismic deformation after the 1999 Hector Mine earthquake. *Science*, 293 :1814–1818.

Powell, C. M. (1986). Continental underplating model for the rise of the Tibetan Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 81(1) :79–94.

Prentice, C. S., Kendrick, K., Berryman, K., Bayasgalan, A., Ritz, J. F., et Spencer, J. Q. (2002). Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altay, Mongolia. *J. Geophys. Res.*, 107(12) :doi :10.1029/2001JB000803.

Presnall, D. (1995). Phase diagrams of Earth-forming minerals. Dans Ahrens, T., editor, *Mineral Physics and Crystallography, A Handbook of Physical Constants*. American Geophysical Union, Washington, DC.

Price, E. et Bürgmann, R. (2002). Interaction between the 1992 Landers and the 1999 Hector Mine, California, earthquakes from space geodesy, boundary element modeling, and time-dependent friction. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92 :1450–1469.

Ranalli, G. (1987). *Rheology of the Earth - deformation and flow processes in geophysics and geodynamics*. Allen and Unwin, Boston.

Reasenberg, P. A. et Simpson, R. W. (1992). Response of regional seismicity to the static stress change produced by the Loma Prieta earthquake. *Science*, 255 :1687–1690.

Replumaz, A. (1999). *Reconstruction de la zone de collision Inde-Asie. Etude centrée sur l'Indochine*. Thèse de doctorat, Université Denis Diderot - Paris VII, 230 pp.

Replumaz, A., Lacassin, R., Tapponnier, P., et Leloup, P. H. (2001). Large river offsets and Plio-Quaternary dextral slip rate on the Red River fault (Yunnan, China). *J. Geophys. Res.*, 106(B1) :819–836.

Replumaz, A. et Tapponnier, P. (2003). Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks. *J. Geophys. Res.*, 108(B6) :doi :10.1029/2001JB000661.

Ritz, J. F., Bourlès, D., Brown, E. T., Carretier, S., Chéry, J., Enhtuvshin, B., Galsan, P., Finkel, R. C., Hanks, T. C., Kendrick, K. J., Philip, H., Raisebeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D. P., et Yiou, F. (2003). Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be date. *J. Geophys. Res.*, 108(B3) :doi :10.1029/2001JB000553.

Ritz, J. F., Brown, E. T., Bourlès, D. L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F., et Enkhtuvshin, B. (1995). Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates : Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongolia. *Geology*, 23(11) :1019–1022.

Ritzwoller, M. H. et Levshin, A. L. (1998). Eurasian surface waves tomography : Group velocities. *J. Geophys. Res.*, 103(B3) :4839–4878.

Rudnick, R. L. et Fountain, D. M. (1995). Nature and composition of the continental crust : A lower crustal perspective. *Rev. of Geophys.*, 33(3) :267–309.

Rydelek, P. A. et Pollitz, F. F. (1994). Fossil strain from the 1811-1812 New Madrid earthquakes. *Geophys. res. Lett.*, 21(21) :2303–2306.

Rydelek, P. A. et Sacks, I. S. (1990). Asthenospheric viscosity and stress diffusion : A mechanism to explain correlated earthquakes and surface deformations in northeast Japan. *Geophys. J. Int.*, 100 :39–58.

Rydelek, P. A. et Sacks, I. S. (2001). Migration of large earthquakes along the San Jacinto fault : Stress diffusion from the 1857 Fort Tejon earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 28(16) :3079–3082.

Sammis, C. G. et Smith, S. W. (1999). Seismic cycles and the evolution of stress correlation in cellular automoton models of finite fault networks. *Pure Appl. Geophys.*, 155 :307–334.

Sanders, C. O. (1993). Interaction of the San Jacinto and San Andreas fault zones, southern California : Triggered earthquake migration and coupled reccurrence intervals. *Science*, 260 :973–976.

San'kov, V., Déverchère, J., Gaudemer, Y., Houdry, F., et Filippov, A. (2000). Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Siberia. *Tectonics*, 19(4) :707–722.

San'kov, V. A., Lukhnev, A. V., G., L. K., Miroshnitchenko, A. I., Buddo, V. Y., Zalutsky, V. T., Bashkuev, Y. B., Déverchère, J., Calais, E., Lesne, O., et Amarjargal, S. (2002). On the estimation of rates of horizontal Earth crust movements of the Baikal rift system on the basis of GPS geodesy and seismotectonics. Dans Strakhov, V. N. et Leonov, Y. G., editors, *Tectonophysics Today*, pages 120–128 (in Russian). Moscow : United Institute of the Physics of the Earth RAS.

Savage, J. C. (1983). Strain accumulation in western United States. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 368 :11–43.

Savage, J. C. et Plafker, G. (1991). Tide-gauge measurements of uplift along the south coast of Alaska. *J. Geophys. res.*, 96(B3) :4325–4335.

Savage, J. C. et Svarc, J. L. (1997). Postseismic deformation associated with the 1992 Mw = 7.3 Landers earthquake, southern California. *J. Geophys. res.*, 102(B4) :7565–7577.

Schlupp, A. (1996). *Néotectonique de la Mongolie occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires.* Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur - Strasbourg, 172 pp.

Sella, G. F., Dixon, T. H., et Mao, A. (2002). REVEL : A model for recent plate velocities from space geodesy. *J. Geophys. Res.*, 107(B4) :10.1029/2000JB000033.

Shen, Z., Jackson, D., Yin, A., Li, Y., Zhao, C., Wang, M., Dong, D., et Fang, P. (1999). *Preliminary GPS result of crustal deformation along the Altyn Tagh fault, North Tibet.* International Symposium on GPS, Tsukuba, Japan.

Shen, Z. K., Zhao, C., Yin, A., Li, Y., Jackson, D. D., Fang, P., et Dong, D. (2000). Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by Global Positionning System measurements. *J. Geophys. Res.*, 105(B3) :5721–5734.

Sherman, S. (1978). Faults of the Baikal Rift Zone. *Tectonophysics*, 45(1) :31–39.

Sibson, R. H. (1982). Fault zone models, heat-flow, and the depth distribution of earthquakes in the continental-crust of the United-States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72 :151–163.

Sibuet, J. C., Letouzet, J., Barbier, F., Charvet, J., Foucher, J. P., Hilde, T. W. C., Kimura, M., Ling-Yun, C., Marsset, B., Muller, C., et Stephan, J. F. (1987). Back-arc extension in the Okinawa trough. *J. Geophys. Res.*, 92 :14041–14062.

Simons, W. J. F., Ambrosius, B. A. C., Noomen, R., Angermann, D., Wilson, P., Becker, M., Reinhart, E., Walpersdorf, A., et Vigny, C. (1999). Observing plate motions in Southeast Asia : Geodetic results of the GEODYSSEA project. *Geophys. Res. Lett.*, 26(14) :2081–2084.

Solonenko, A. V., Solonenko, N. V., Melnikova, V. I., et Shteiman, E. A. (1997). Seismicity and the stress field of the Baikal seismic zone. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 21 :207–231.

Solonenko, V. P. (1977). *Seismic regional division of eastern Siberia and its geological and geophysical base (en russe).* Nauka, Novosibirsk, 94 pp.

Sornette, D. et Sammis, C. G. (1995). Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes : Implications for earthquake predictions. *J. Phys. Paris*, 5 :607–619.

Stein, R. S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402 :605–609.

Stein, S. et Gordon, R. G. (1984). Statistical test of additional plate boundaries from plate motion inversions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69 :401–412.

Stosch, H., Ionov, D. A., Puchtel, I. S., Galer, S. J. G., et Sharpouri, A. (1995). Lower crustal xenoliths from Mongolia and their bearing on the nature of the deep crust beneath Central Asia. *Lithos*, 36 :277–242.

Strehlau, J. et Meissner, R. (1987). Estimation of crustal viscosities and shear stress from an extrapolation of experimental steady state flow data. Dans Fuchs, K. et Froidevaux, C., editors, *The Composition, Structure, and Dynamics of the Lithosphere-Astenosphere System (ICL Midterm Report)*, pages 69–86. AGU, Washington.

Tapponnier, P. et Molnar, P. (1977). Active faulting and tectonics of China. *J. Geophys. Res.*, 82(20) :2905–2930.

Tapponnier, P. et Molnar, P. (1979). Active faulting and Cenozoic tectonics of Tian Shan, Mongolia, and Baykal regions. *J. Geophys. Res.*, 84(B7) :3425–3459.

Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A. Y., Armijo, R., et Cobbold, P. (1982). Propagating extrusion tectonics in Asia : New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10 :611–616.

Tapponnier, P., Ryerson, F. J., Van der Woerd, J., Mériaux, A. S., et Lasserre, C. (2001a). Long-term slip rates and characteristic slip : Keys to active fault behaviour and earthquake hazard. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 333 :483–494.

Tapponnier, P., Zhiqin, X., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., et Jingsui, Y. (2001b). Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. *Science*, 294 :1671–1677.

ten Brick, U. S. et Taylor, M. H. (2002). Crustal structure of central Lake Baikal : Insights into intracontinental rifting. *J. Geophys. Res*, 107(B7) :10.1029/2001JB000300.

Thatcher, W. (1975). Strain accumulation and release mechanism of the 1906 San Francisco earthquake. *J. Geophys. Res.*, 80(35).

Thatcher, W. (1983). Nonlinear strain buildup and the earthquake cycle on the San Andrea fault. *J. Geophys. Res.*, 88(B7) :5893–5902.

Thatcher, W. (1984a). The earthquake deformation cycle, reccurrence, and the time-predictable model. *J. Geophys. Res.*, 89(B7) :5674–5680.

Thatcher, W. (1984b). The earthquake deformation cycle at the Nankai trough, Southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, 89 :3087–3101.

Thatcher, W., Matsuda, T., Kato, T., et Rundle, J. B. (1980). Lithospheric loading by the 1896 Riku-Ku earthquake, northern Japan : Implication for plate flexure and asthenospheric rheology. *J. Geophys. Res.*, 85 :6429–6435.

Tiberi, C., Diament, M., Déverchère, J., Petit-Mariani, C., Mikhailov, V., Tikhotsky, S., et Achauer, U. (2003). Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology. *J. Geophys. Res.*, 108(B3) :doi :10.1029/1002JB001880.

Triep, E. G. et Sykes, L. R. (1997). Frequency of occurrence of moderate to great earthquakes in intracontinental regions : Implications for changes in stress, earthquake prediction and hazards assessments. *J. Geophys. Res.*, 102(B3) :9923–9948.

Tse, S. T. et Rice, J. R. (1986). Crustal earthquake instability in relation to the depth variation of frictional slip properties. *J. Geophys. Res.*, 91 :9452–9472.

Turcotte, D. L. et Schubert, G. (1982). *Geodynamics - Applications of continuum physics to geological problems.* John Wiley and Sons.

Van Der Woerd, J., Ryerson, F. J., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Meyer, B., Finkel, R. C., Caffee, M. W., et Guoguang, Z. (2000). Uniform slip-rate along the Kunlun fault : Implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. *Geophys. Res. Lett.*, 27(16) :2353–2356.

Vergnolle, M. (2000). Cinématique des déformations intraplaques en Asie : apport de mesures GPS, modélisation des déformations post-sismiques du séisme de Bolnaï (M 8.4, 23-07-1905). DEA, Univ. Nice-Sophia-Anitpolis.

Vergnolle, M., Pollitz, F. F., et Calais, E. (2003). Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurement and postseismic model in Western Mongolia. *J. Geophys. Res.*, 108(B10) :doi :10.1029/2002JB002374.

Vertlib, M. B. (1981). Determination of focal depths by the composite method for some regions of Pribaikalie. Dans Rogozhina, V., editor, *Seismic Investigations in East Siberia*, pages 82–88. Nauka, Moscow.

Villaseñor, A., Ritzwoller, M. H., Levshin, A. L., Barmin, M. P., Engdahl, E. R., Spakeman, W., et Trampert, J. (2001). Shear velocity structure of central Eurasia from inversion of surface wave velocities. *Physics Earth and Plan. Int.*, 123 :169–184.

Vilotte, J. P., Daignieres, M., et Madariaga, R. (1982). Numerical modeling of intraplate deformation : Simple mehcnical models of continental collision. *J. Geophys. Res.*, 87 :19709–19728.

Wallace, P. (1998). Water and partial melting in mantle plumes : Inferences from the dissolved H2O concentrations of hawaiian basaltic magmas. *Geophys. Res. Lett.*, 25(19) :3639–3642.

Wang, Q., Zhang, P. Z., Freymueller, J. T., Bilham, R., Larson, K., Lai, Z., You, X., Niu, Z., Wu, J., Li, Y., Liu, J., Yang, Z., et Chen, Q. (2001). Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positionning System Measurements. *Science*, 294 :574–577.

Wang, Y., Mooney, W. D., Yuan, X., et Coleman, R. G. (2003). The crustal structure from Altai Mountains to the Altyn Tagh fault, northwest China. *J. Geophys. Res.*, 108(B6) :doi :10.1029/2001JB000552.

Watts, A. B. et Burov, E. B. (2003). Lithospheric strength and its relationship to elastic and seismogenic layer thickness. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 213 :113–131.

Weertman, J. (1978). Creep laws for the mantle of the earth. *Philos. Trans. R. Soc. London A*, 288 :9–26.

Windley, B. F., Allen, M. B., Zhang, C., Zhao, Z. Y., et Wang, G. R. (1990). Paleozoic accretion and Cenozoic redeformation of the chinese Tien Shan range, Central Asia. *Geology*, 18.

Wittlinger, G., Masson, F., Poupinet, G., Tapponnier, P., Jiang, M., Herquel, G., Guilbert, J., Achauer, U., Xue, G., et Shi, D. (1996). Seismic tomography of northern Tibet and Kunlun : Evidence for crustal blocks and mantle velocity contrasts. *Earth. Plan. Sci. Lett.*, 139 :263–279.

Yang, Z. et Besse, J. (2001). New Mesozoic apparent polar wander path for south China : Tectonic consequences. *J. Geophys. Res.*, 106(B5) :8493–8520.

Yin, A. et Harrison, T. M. (2000). Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28 :211–280.

Yuen, D. A. et Peltier, W. R. (1982). Normal modes of the viscoelastic earth. *Geophys. J. R. ast. Soc.*, 69 :495–526.

Zeng, Y. (2001). Viscoelastic stress-triggering of the 1999 hector mine earthquake by the 1992 landers earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 28(15) :3007–3010.

Zhang, Q., Mercier, J., et Vergely, P. (1998). Extension in the graben systems around the Ordos (China) and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mongolia. *Tectonophysics*, 285 :41–75.

Zhang, Q. Z., Vergely, P., et Mercier, J. (1995). Active faulting in and along the Qinling Range (China) inferred from SPOT imagery analysis and extrusion tectonics of south China. *Tectonophysics*, 243 :69–95.

Zhao, W., Mechie, J., Brown, L. D., Guo, J., Haines, S., Hearn, T., Kemplerer, S. L., Ma, Y. S., Meissner, R., Nelson, K. D., Ni, J. F., Panamont, P., Rapine, R., Ross, A., et Saul, J. (2001). Crustal structure of the central Tibet as derived from project INDEPTH wide-angle seismic data. *Geophys. J. Int.*, 145 :486–498.

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

Zorin, Y., Kozhevnikov, V. M., Novoselova, M. R., et Turutanov, E. K. (1989). Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions. *Tectonophysics*, 168 :327–337.

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

Zorin, Y. A., Mordvinova, V. V., Turutanov, E. K., Belichenko, B. G., Atemyev, A. A., Kosarev, G. L., et Gao, S. S. (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.

Annexe A

Rhéologie et mécanismes de déformation

La rhéologie de la Terre peut être étudiée soit :
- du point de vue de la mécanique des milieux continus (description des relations entre la contrainte, la déformation et leurs dérivées par rapport au temps et résolution des problèmes de déformation à l'échelle lithosphérique et mantellique validée par des données géophysiques et géologiques) ;
- du point de vue de la microphysique des roches (analyse des processus à l'échelle de l'atome et du réseau cristallin à partir d'expériences de laboratoire et d'observations microstructurales de roches naturellement déformées).

Les matériaux terrestres se comportent de manière complexe. Dans la théorie des milieux continus, on suppose que les hétérogénéités du milieu sont suffisamment petites par rapport au volume considéré pour que le comportement rhéologique attribué à ce milieu (élastique, plastique, visqueux) soit caractéristique du comportement macroscopique moyen (section A.1). Par exemple, la croûte supérieure terrestre se comporte comme un solide élastique à l'échelle du cycle sismique alors que le manteau terrestre est considéré comme un fluide visqueux à l'échelle des temps géologiques.

Il existe deux types de corps visqueux : les corps newtoniens pour lesquels le taux de déformation est proportionnel à la contrainte et les corps non-newtoniens pour lesquels le taux de déformation correspond à une loi puissance de la contrainte (section A.1.3). Un certain nombre de corps se comportent élastiquement sur les temps courts et sous certaines conditions puis de manière visqueuse par fluage. Cependant, entre la déformation élastique instantanée et l'état stationnaire (fluage visqueux), le corps passe, en général, par un état transitoire de la déformation. Ceci peut être modélisé par des modèles analogues de rhéologie linéaire tels que le corps de Maxwell, de Kelvin ou de Burgers (section A.2).

Afin de mieux comprendre la déformation à l'échelle macroscopique et les paramètres caractéristiques des différents comportements rhéologiques, il est nécessaire de s'intéresser aux mécanismes de déformation à l'échelle du grain (section A.3). Les mécanismes associés au fluage peuvent être regroupés en deux groupes : les mécanismes de fluage par diffusion ou par déplacement de dislocations. L'activation de ces mécanismes dépend majoritairement de l'état de contrainte et de la température.

Les sections suivantes ont été rédigées principalement à partir des ouvrages de référence : Turcotte et Schubert (1982), Ranalli (1987), Poirier (1985) et Lemaître et Chaboche (1992).

A.1 Types de comportement rhéologique

A.1.1 Elasticité linéaire

Le comportement élastique est le seul comportement rhéologique réversible. Un corps élastique soumis à une contrainte σ, acquiert instantanément une déformation ε proportionelle à la contrainte. L'énergie de la déformation élastique est conservée dans le corps. Quand les contraintes se relâchent, l'énergie stockée est intégralement restaurée sans dissipation de chaleur pour un corps élastique parfait. Le corps revient alors à son état initial. La courbe de charge (ligne continue dans la figure A.1) est identique à la courbe de décharge (ligne pointillée dans la figure A.1). Un corps élastique cassant, corps pour lequel la déformation plastique est quasi inexistante, rompt lorsque la contrainte dépasse le seuil d'élasticité. C'est le phénomène de rupture.

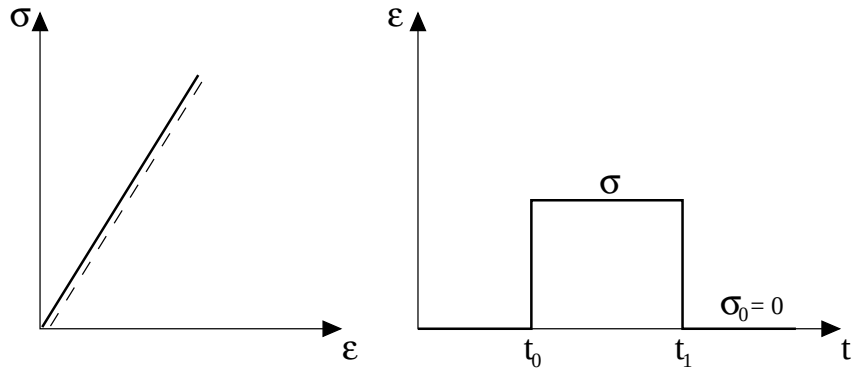

FIG. *A.1: Réponse rhéologique d'un corps élastique mis sous contrainte. La contrainte est imposée de t_0 à t_1. A gauche : Courbe de la contrainte en fonction de la déformation. A droite : Courbe de la déformation en fonction du temps.*

A.1.2 Plasticité

Un corps plastique parfait ne se déforme pas tant que la contrainte appliquée est inférieure au seuil de plasticité (ou limite d'élasticité) du corps. Par contre, si la contrainte atteint le seuil de plasticité, la déformation plastique est irréversible, peut prendre n'importe quelle valeur et est, en théorie, indépendante du temps. Le fluage plastique se fait ainsi à taux de déformation constant (figure A.2). Il est intéressant de noter que le fluage plastique n'est pas très différent du fluage visqueux à haute température. Le seuil de plasticité diminue avec l'augmentation de température et de la taille des grains.

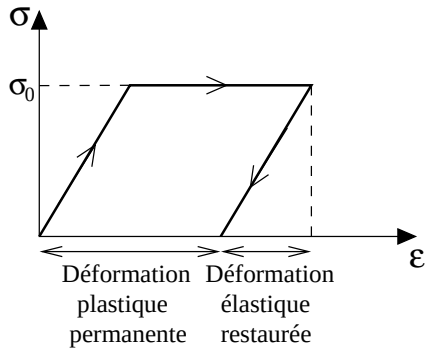

FIG. *A.2: Réponse rhéologique d'un corps plastique parfait. Courbe de la contrainte en fonction de la déformation.* $\dot{\varepsilon} = constant$

A.1.3 Viscosité et déformation par fluage

Les corps visqueux qui montrent un fluage permanent sous une contrainte constante ont un comportement rhéologique extrême et à l'opposé des corps qui se comportent de manière élastique. Leur cinématique est décrite par le taux de déformation et leur paramètre caractéristique est la viscosité.

Viscosité linéaire

La viscosité est la résistance d'un fluide à fluer, soit la frottement interne entre deux niveaux contigus de fluide qui se déplacent l'un par rapport à l'autre. Une contrainte cisaillante, même faible, appliquée sur un fluide visqueux le fait fluer. Il se déforme alors en fonction du temps au taux de déformation cisaillante $\dot{\varepsilon}$ et dissipe de l'énergie au taux $\sigma\dot{\varepsilon}$. Le comportement visqueux est principalement dissipatif et donc irréversible.

Dans le cas d'un fluide linéaire visqueux, fluide de newton, la relation entre la contrainte et le taux de déformation est linéaire : $\sigma = 2\eta\dot{\varepsilon}$ (figure A.3). La viscosité newtonienne est constante et indépendante de la contrainte appliquée. Par contre, elle est fortement dépendante de la température, de la pression et de la composition du matériel. En particulier, quand la température augmente, la viscosité diminue.

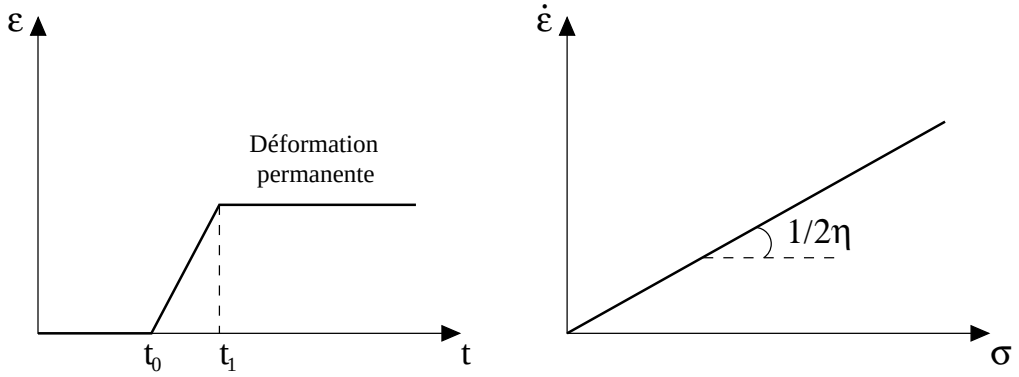

FIG. *A.3: Réponse visqueuse d'un fluide newtonien. A gauche :* $\varepsilon = f(t)$*, à* t_0 *mise sous contrainte, à* t_1 *suppression de la contrainte. A droite :* $\dot{\varepsilon} = f(\sigma)$.

Fluage stationnaire

Un corps solide se déforme comme un fluide visqueux sous de fortes conditions de température et de pression. Dans les tests de fluage, le matériel est soumis à une contrainte constante et la déformation est enregistrée en fonction du temps. La courbe obtenue est la courbe de fluage ou "creep curve" (figure A.4). En général, le taux de déformation devient constant après une période de déformation transitoire pendant laquelle il diminue. Après cette phase transitoire, le taux de fluage devient linéaire, on parle de fluage stationnaire ou permanent ($\sigma = ct$ et $\dot{\varepsilon} = ct$). Le taux de fluage dépend principalement de la contrainte appliquée et de la température. Pour la plupart des matériaux, l'état stationnaire (ou quasi-stationnaire) est atteint pour des températures supérieures au tiers ou à la moitié de la température de fusion du matériel.

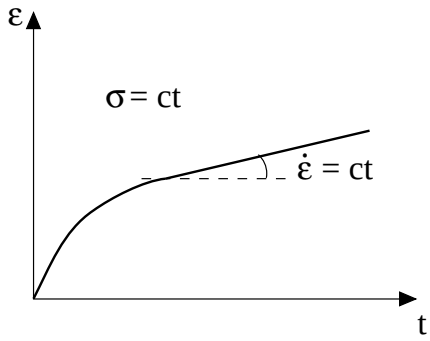

FIG. *A.4: Réponse rhéologique d'un corps visqueux linéaire. $\varepsilon = f(t)$ est la courbe de fluage à σ constant.*

Viscosité non linéaire et loi puissance du fluage

Dans de nombreux cas, le taux de déformation augmente plus vite que la contrainte. La viscosité n'est donc plus linéaire et diminue avec l'augmentation de la contrainte (figure A.5). On parle de viscosité non-newtonienne ou non linéaire. Le taux de déformation dépend alors de la contrainte selon une loi puissance : $\dot{\varepsilon} \sim \sigma^n$. Il dépend aussi de la température et suit la loi d'Arrhenius : $\dot{\varepsilon} = A\sigma^n exp(-(E+PV)/RT)$; avec A le facteur pré-exponentiel ; σ^n la contrainte à la puissance n ; E l'énergie d'activation ; V le volume d'activation ; P la pression ; R la constante des gaz parfait et T la température. Même si la température, la pression ou les autres paramètres sont fixés, on ne peut alors parler de la viscosité d'un corps que pour une contrainte donnée ou un taux de déformation donné. Ainsi, immédiatement à la suite d'un séisme par exemple, les contraintes sont très fortes et impliquent une viscosité faible. Avec le temps, les contraintes se relaxant, la viscosité augmente. La viscosité effective qui traduit cette tendance est définie telle que : $\eta_{eff} = \frac{\sigma}{2\dot{\varepsilon}} = \frac{1}{2}A\sigma^{1-n}exp(+(E+PV)/RT)$ (figure A.5).

Corps viscoélastique

La déformation des matériaux terrestres dépend des caractéristiques intrinsèques du matériel et des conditions extérieures (pression, température en particulier). Le comportement des matériaux est généralement élastique à faibles température et pression comme

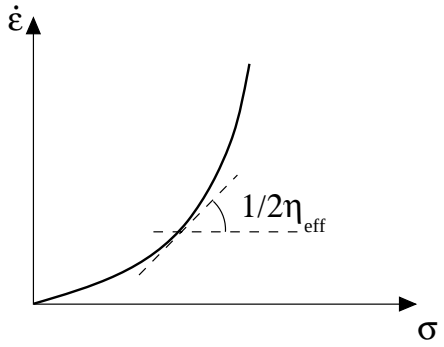

Fig. *A.5:* *Réponse rhéologique d'un corps visqueux non linéaire selon une loi puissance de fluage. La viscosité varie avec la contrainte (ou avec le taux de déformation).*

dans la croûte supérieure. Il est toujours élastique à plus haute température et pression si le chargement en contrainte est de courte durée mais visqueux pour des chargements de longue durée. Le manteau terrestre par exemple se déforme élastiquement en réponse aux ondes de volume élastiques sur les périodes de quelques secondes et flue comme un fluide sur les périodes de plusieurs millions d'années.

Un corps viscoélastique répond donc de manière élastique à la mise sous contrainte et comme un fluide visqueux sur les temps longs, supérieurs au temps de relaxation viscoélastique ($\tau = \eta/\mu$ avec τ le temps de relaxation, η la viscosité et μ le coefficient de cisaillement). La déformation totale, pour une contrainte constante donnée, en fonction du temps est : $\varepsilon(t) = \varepsilon_e + \varepsilon_t + \dot{\varepsilon}t$. Le premier terme correspond à la déformation élastique, le second à la déformation transitoire et le dernier à la déformation stationnaire à taux de déformation constant ($\dot{\varepsilon}$). Si on supprime la contrainte, les déformations élastique et transitoire sont restaurées et la déformation stationnaire est permanente (figure A.6).

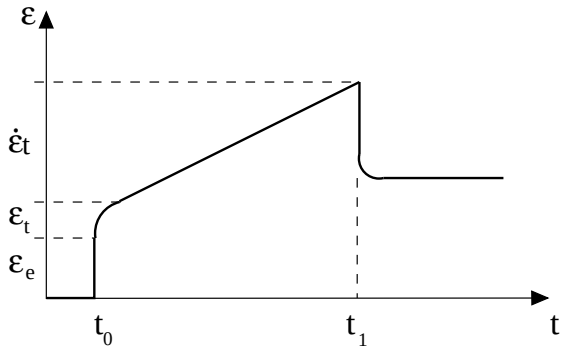

Fig. *A.6:* *Déformation théorique d'un corps viscoélastique en fonction du temps sous une contrainte constante appliquée entre t_0 et t_1.*

Les processus de fluage sont très importants dans la lithosphère inférieure où les contraintes élastiques peuvent se relaxer. De tels comportements viscoélastiques peuvent se modéliser avec des lois rhéologiques qui combinent élasticité linéaire et viscosité linéaire ou non.

A.2 Comportement et modèle de corps viscoélastiques linéaires

Différents modèles permettent de rendre compte du comportement viscoélastique des matériaux terrestres. Le modèle analogique caractérisant le comportement élastique linéaire d'un corps est le ressort pour lequel la contrainte cisaillante est proportionnelle à la déformation cisaillante, $\sigma = 2\mu\varepsilon$ avec μ, le coefficient de cisaillement. Le modèle analogique caractérisant le comportement linéaire visqueux d'un corps est le piston pour lequel la contrainte cisaillante est proportionnelle au taux de déformation cisaillante, $\sigma = 2\eta\dot{\varepsilon}$ avec η la viscosité.

A.2.1 Modèle de Maxwell

Le modèle de Maxwell combine un ressort et un piston en série pour modéliser le comportement d'un corps viscoélastique linéaire simple (figure A.7). Lors de la mise sous contrainte, la réponse élastique est suivie par du fluage stationnaire. Si la contrainte est supprimée, seule la partie élastique de la déformation est restaurée (figure A.7). Le taux de déformation correspond à la somme du taux de déformation linéaire élastique produit par la variation de contrainte et du taux de déformation linéaire visqueux produit par la contrainte : $\dot{\varepsilon} = \frac{1}{2\mu_m}\frac{d\sigma}{dt} + \frac{\sigma}{2\eta_m}$ ou $\varepsilon = \frac{\sigma_0}{2\mu_m} + \frac{\sigma_0}{2\eta_m}t$.

Pour un corps de Maxwell, si la déformation est constante, les contraintes se relaxent exponentiellement dans le temps depuis la contrainte initiale jusqu'à zéro pour les temps infinis : $\sigma = \sigma_0 \exp(-\frac{\mu_m}{\eta_m}t)$, avec σ_0 la contrainte initiale et $\tau = \frac{\eta_m}{\mu_m}$, le temps de relaxation de Maxwell. Il peut rester une contrainte résiduelle très longtemps après le chargement en contrainte. Le modèle de Maxwell est généralement utilisé pour modéliser le comportement de la croûte inférieure et du manteau dans les études de relaxation postsismique et de rebond post-glaciaire (Pollitz, 1992; Piersanti et al., 1995; Peltier, 1974).

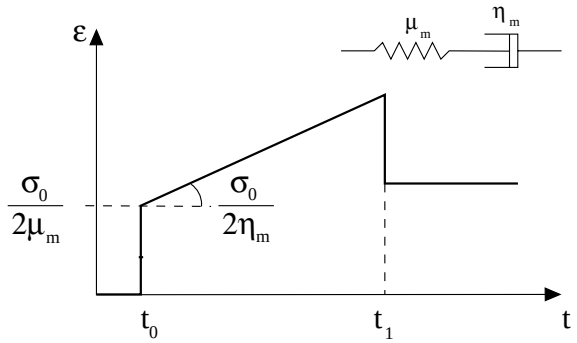

FIG. *A.7: Modèle rhéologique de Maxwell.*

A.2.2 Modèle de Kelvin-Voigt

Le modèle de Kelvin-Voigt combine un ressort et un piston en parallèle. Une fois exposé à la contrainte, la réponse élastique du ressort est retardée par la réponse visqueuse

du piston. La contrainte totale correspond à la somme des contraintes élastique et visqueuse : $\sigma = 2\mu_k\varepsilon + 2\eta_k\frac{d\varepsilon}{dt}$. Si la contrainte est relâchée, la déformation est entièrement réversible (figure A.8). De fait, le modèle de Kelvin-Voigt se comporte comme un solide élastique à long terme, la réversibilité étant retardée.

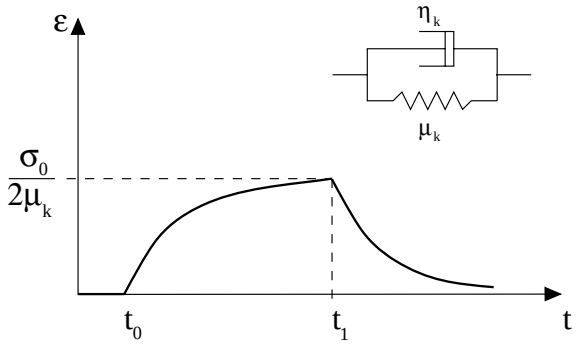

Fig. *A.8:* *Modèle rhéologique de Kelvin-Voigt.*

A.2.3 Modèle de Burgers

Un autre type de modèle linéaire viscoélastique est le modèle de Burgers, plus complexe. Il fait intervenir un corps de Kelvin-Voigt en série avec un corps de Maxwell. La relation contrainte–déformation est alors gouvernée par deux coefficients de cisaillement (μ_m et μ_k) et deux viscosités (η_m et η_k). La courbe de la déformation en fonction du temps est montrée en figure A.9. L'équation constitutive gouvernant un corps de Burgers est (Peltier et al., 1981) :

$$2\eta_k\ddot{\varepsilon} + 2\mu_k\dot{\varepsilon} = \frac{\eta_k}{\mu_m}\ddot{\sigma} + \left[1 + \frac{\mu_k}{\mu_m} + \frac{\eta_k}{\eta_m}\right]\dot{\sigma} + \frac{\mu_k}{\eta_m}\sigma \tag{A.1}$$

Pour un chargement en contrainte constant σ_0, la réponse en déformation est :

$$\varepsilon = \frac{\sigma_0}{2\mu_m} + \frac{\sigma_0}{\mu_k}\left[1 - \exp\left(-\frac{t}{\tau_k}\right)\right] + \frac{\sigma_0}{2\mu_m}\frac{t}{\tau_m} \tag{A.2}$$

$$\text{avec } \tau_m = \tfrac{\eta_m}{\mu_m} \text{ et } \tau_k = \tfrac{\eta_k}{\mu_k}$$

La réponse viscoélastique de ce corps est donc la superposition de 3 effets : une réponse instantanée élastique (1^{er} terme), une réponse transitoire exponentielle ($2^{\text{ème}}$ terme) et une réponse stationnaire visqueuse ($3^{\text{ème}}$ terme). Si la contrainte est supprimée, il y a récupération de la déformation élastique instantanée produit par le ressort de Maxwell suivie par la restauration du fluage transitoire en fonction du temps. La déformation due au fluage stationnaire, attribuée au piston du corps de Maxwell, est permanente. Ce modèle permet de modéliser un corps viscoélastique bivisqueux caractérisé par deux temps de relaxation différents : un temps de relaxation court associé à une viscosité faible et transitoire, et un temps de relaxation plus long associé à une viscosité plus forte et permanente. Ce modèle est utilisé pour modéliser des comportements plus complexes de la croûte inférieure ou du manteau supérieur (Pollitz, 2003b; Yuen et Peltier, 1982). Cependant, pour pouvoir tester cette hypothèse, il faut utiliser un jeu de données de déformation suffisamment bon pour être sensible à la déformation profonde.

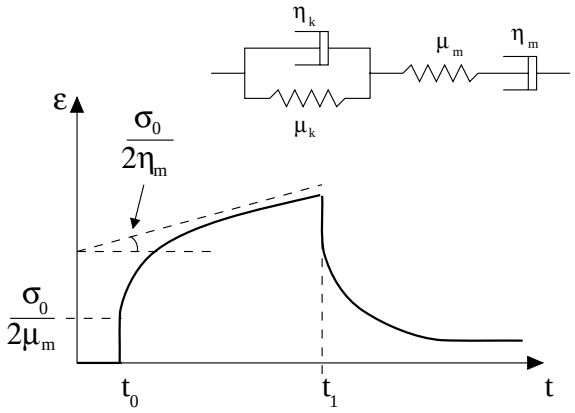

FIG. *A.9: Modèle rhéologique de Burgers.*

A.3 Mécanismes de la déformation viscoplastique

Le fluage est contrôlé soit par des mouvements de dislocations (fluage par dislocation) soit par le déplacement de matière assuré par diffusion (fluage par diffusion). Ces deux phénomènes ont lieu à la fois à l'intérieur du grain et aux frontières entre grains. La présence de défauts dans le réseau cristallin est à l'origine de ces processus.

Défauts cristallins

Il existe différent types de défauts cristallins :
- les défauts ponctuels qui correspondent à des lacunes dans le réseau et qui sont à l'origine des processus de diffusion ;
- les défauts linéïques ou dislocations qui sont des défauts d'empilement d'atomes se répétant périodiquement et qui réduisent fortement la stabilité du réseau cristallin ;
- les défauts surfaciques qui sont des surfaces de séparation entre des cristaux ou parties de cristaux qui diffèrent par leur orientation ou la nature des phases (boucle de dislocation par exemple).

Mécanismes possibles pendant la déformation transitoire

Le déplacement des dislocations et la vitesse de déplacement dépendent de la contrainte appliquée et augmentent avec la contrainte. Pendant la période transitoire de la déformation, de nouveaux plans de dislocation se forment et s'organisent. Sous la contrainte, les dislocations ne sont plus stables et se déplacent par glissement. Avec le temps, le nombre de dislocations augmente ainsi que le nombre de points de blocage. Ces derniers correspondent à des obstacles qui ne peuvent être surmontés par ce mécanisme. Ceci implique alors une diminution du taux de déformation pour la contrainte donnée constante. Pour surmonter les obstacles, il faut faire appel à un second mécanisme de dislocation, le déplacement de dislocation par montée, qui est accommodé par processus de diffusion et qui est activé thermiquement. Le fluage par dislocation est un processus non linéaire qui dépend de la contrainte et de l'activation thermique suivant une loi puissance (Weertman, 1978) : $\dot{\varepsilon} = A\sigma^n exp(-(E+PV)/RT)$ (avec A le facteur pré-exponentiel).

Mécanismes possibles pendant la déformation permanente

Le fluage permanent semble être accommodé par diffusion autour des obstacles. La diffusion correspond au déplacement des lacunes à travers le cristal (Herring-Nabarro creep) ou aux frontières de grains (Coble creep). C'est un processus activé thermiquement ($T > 0,5T_{fusion}$) qui dépend de la contrainte et de la taille des grains (Karato et al., 1986) : $\dot{\varepsilon} = A_d \sigma L^{-p} exp(-(E + PV)/RT)$ (avec A_d, constante de diffusion et L, la taille des grains). La diffusion intragranulaire nécessite plus d'énergie que la diffusion intergranulaire. Ce dernier mécanisme est généralement associé au glissement des grains au niveau des joints. Ainsi, la diffusion intergranulaire et le déplacement par glissement aux frontières de grains sont des mécanismes d'accommodation l'un pour l'autre. De même, on a vu précédemment qu'à l'intérieur du grain le déplacement de dislocation par montée ne peut se faire sans diffusion interne et la diffusion est accommodée par ces mouvements de dislocation.

Il est donc assez difficile de savoir quel mécanisme de fluage contrôle telle ou telle phase du comportement macroscopique et de discriminer l'importance d'un processus par rapport à l'autre. Cependant, quel que soit le mécanisme de fluage, celui qui prédomine est celui qui conduit à la plus faible viscosité (Ranalli, 1987).

Annexe B

Les effets postsismiques du séisme de Bolnaï influencent-ils encore le champ de vitesse GPS dans la région Mongolie-Baïkal ?

Are post-seismic effects of the $M = 8.4$ Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia-Baikal area ? (Geophys. J. Int., vol 149, 157-168, 2002) E. Calais[1], M. Vergnolle[1], J. Déverchère[1], V. San'kov[2], A. Lukhnev[2] et S. Amarjargal[3].

[1] Géosciences Azur, UMR 6526, CNRS/UPMC , 250 Rue A. Einstein, 06560 Valbonne, France.
[2] Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Lermontova Street, Irkutsk, Russia.
[3] Research Center for Astronomy and Geophysics, Ulan Baatar, Mongolia

Geophys. J. Int. (2002) **149,** 157–168

Are post-seismic effects of the $M = 8.4$ Bolnay earthquake (1905 July 23) still influencing GPS velocities in the Mongolia–Baikal area?

Eric Calais,[1,*] Mathilde Vergnolle,[1] Jacques Déverchère,[1] Vladimir San'kov,[2] Andrei Lukhnev[2] and S. Amarjargal[3]

[1] *Géosciences Azur UMR 6529, CNRS/UPMC, 250 rue Albert Einstein,* 06560 *Valbonne, France. E-mail: calais@geoazur.unice.fr*
[2] *Institute of Earth's Crust, Russian Academy of Sciences, Siberian Branch, 128 Lermontov St,* 664033 *Irkutsk, Russia*
[3] *Center for Astronomy and Geophysics, Ulan Baatar, Mongolia*

Accepted 2001 October 16. Received 2001 October 16; in original form 2001 February 5

SUMMARY

GPS measurement campaigns in the Mongolia–Baikal area show that: (1) the Baikal rift zone is currently opening at 4–5 mm yr^{-1} in a NW–SE direction and (2) the western part of the Amurian–north China block is moving eastward relative to Eurasia at 5–7 mm yr^{-1}. These results are consistent with recent geodetic studies in Asia, and indicate that crustal motions in Mongolia and north China derived from geodetic measurements are significantly faster than those proposed by most deformation models of Asia. Using a numerical model, we test whether post-seismic deformation caused by viscoelastic relaxation in the lower crust following the Tsetserleg–Bolnay earthquake sequence ($M_w = 7.9$ and 8.4, 1905 July) can explain this discrepancy. We find that surface velocities at the GPS sites presented here for the 1997–2000 time period can reach 4 mm yr^{-1}, depending on the earthquake source parameters and the rheology used in the models. Using a model based on our best current knowledge of lithospheric structure and rheology in the Mongolia–Baikal area, we find that the contribution of post-seismic effects to the GPS velocities presented here is less than 2 mm yr^{-1} for the Mongolian sites and less than 1 mm yr^{-1} for the Baikal sites. We therefore conclude that the post-seismic effects of the $M_w = 8.4$, 1905 Bolnay earthquake cannot explain why the GPS-derived crustal motions in Mongolia and the Baikal rift zone are significantly larger than those proposed by deformation models of Asia. This discrepancy must therefore be sought in processes not accounted for in most of these deformation models, such as the far-field contribution of the Pacific subduction zones and/or the effect of gravitational forces on intracontinental deformation.

Key words: Asia, GPS, postseismic deformation.

1 INTRODUCTION

Mongolia occupies a peculiar place in Asia, at the transition between a N–S convergent province to the south in the Tien Shan and a NW–SE extensional province to the north in the Baikal rift zone (e.g. Baljinnyam *et al.* 1993; Cunningham *et al.* 1996; Schlupp 1996; Bayasgalan 1999; Bayasgalan *et al.* 1999). Western Mongolia has been the most seismically active intracontinental region in the world in this century (Fig. 1). Four earthquakes of magnitude 8 and greater have occurred since 1905 and ruptured three major fault systems along several hundred kilometres: the Bolnay fault system (1905 July Tsetserleg earthquake, $M = 7.9$; 1905 July Bolnay earthquake, $M = 8.4$), the Altai fault system (1931 Fu Yun earthquake, $M = 8.0$) and the Gobi–Altai fault system (1957 Bogd earthquake, $M = 8.1$) (Khilko *et al.* 1985; Baljinnyam *et al.* 1993). The Bolnay–Tsetserleg earthquake sequence, in particular, has released the largest amount of seismic energy ever observed inside a continent.

Geodetic measurements of crustal deformation in the northern part of central Asia are still limited. GPS results in the southern part of the Baikal rift zone show that it is currently opening at a rate of 4.5 ± 1.2 mm yr^{-1} in a WNW–ESE direction (Calais *et al.* 1998). In Mongolia, 3 years of continuous GPS measurements (1995–1998) at a permanent site in Ulan Baatar show a velocity of 6.4 ± 1.6 mm yr^{-1} at N125 $\pm$ 30° azimuth with respect to Eurasia (Calais & Amarjargal 2000). These results, together with GPS-derived velocities at other sites in Asia (Heki *et al.* 1999; Larson *et al.* 1999; Shen *et al.* 2000) are significantly faster than the velocity of the Amurian–north China block derived from indirect observations such as fault slip rates or earthquake moment tensors (e.g. Avouac

*Now at: Department of Earth and Atmospheric Sciences, Purdue University, West Lafayette, IN 47907-1397, USA. E-mail: ecalais@purdue.edu

© 2002 RAS

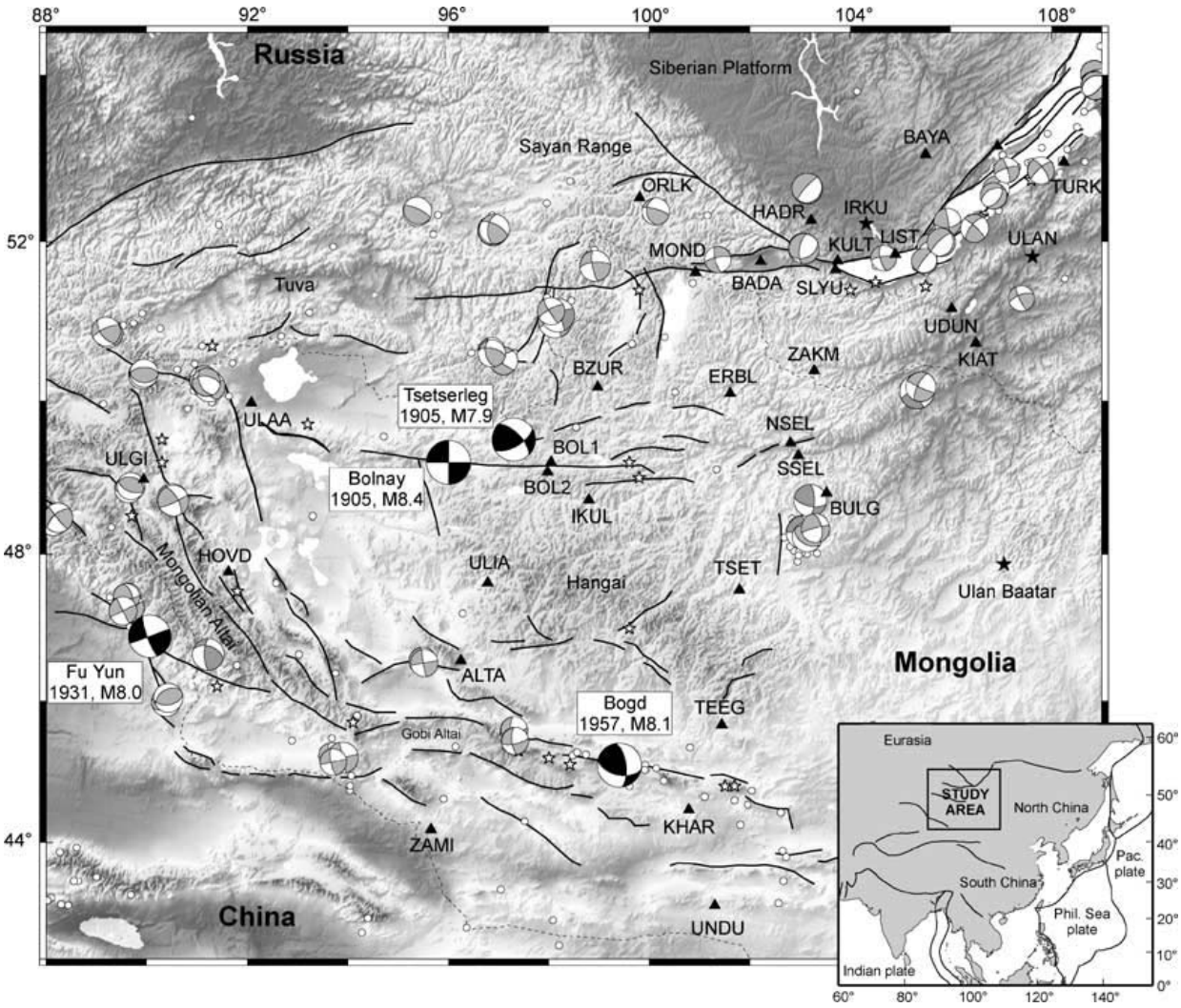

Figure 1. Seismotectonic setting and location of the GPS sites. White circles, recent earthquakes (ISC catalogue); white stars, historical earthquakes (Kilkho *et al.* 1985; Schlupp 1996). Focal mechanisms, $6 < M < 8$ in grey, $M > 8$ in black (Bayasgalan 1999). Triangles, location of campaign GPS sites; black stars, permanent GPS sites. The topography indicates strong elevation changes from the Siberian craton to the north (~450 m), to the Hangay dome and Mongolia–Altay belt (~4500 m).

& Tapponnier 1993; Peltzer & Saucier 1996; England & Molnar 1997a).

However, these observations are mostly based on geological strain and fault slip rates averaged over several 100 000 years, and, therefore, may not be compared directly with GPS-derived velocities, usually obtained over less than 10 yr. Geodetically derived crustal velocities may indeed capture transient strain effects that average out over geological timescales (1 Ma and longer). Indeed, post-seismic strain following large earthquakes can influence crustal velocities over a large area several decades or centuries after the event. Post-seismic strain effects have been observed after a number of large earthquakes, such as the $M = 8.3$, 1906 San Francisco earthquake (Thatcher 1975; Kenner & Segall 2000), the $M = 8$, 1857 Fort Tejon earthquake (Pollitz & Sacks 1992), the 1964, $M_w = 9.2$, Great Alaskan earthquake (Savage & Plafker 1991; Freymueller *et al.* 2000), or the $M = 8.2$, 1946 Nankaido earthquake (Thatcher 1984).

In this paper, we present new geodetic results of crustal velocities in the Baikal rift zone and the northern part of western Mongolia that confirm faster rates than are obtained by long-term deformation models of Asia. Since the Bolnay and Tsetserleg earthquakes ($M_w = 7.9$ and 8.4, 1905 July) occurred within 200 km of our GPS network, the related post-seismic effects could affect the geodetic velocities measured a century later. We model the delayed strain effects caused by viscoelastic relaxation in the lower crust using rupture parameters estimated from previous field and seismological studies (Okal 1977; Khilko *et al.* 1985; Baljinnyam *et al.* 1993; Schlupp 1996). We then compare these predictions with measured surface velocities in Mongolia and Siberia.

2 GPS DATA AND RESULTS

2.1 GPS measurements and data processing

GPS measurements began in 1994 July in the Baikal rift zone and in 1997 August in western Mongolia. The network currently consists of 44 sites (Fig. 1), 16 of which have been surveyed at least three times. The measurements employ Ashtech Z12 GPS receivers, equipped with Geodetic II, Geodetic III and choke-ring antennas. During each campaign, each site is usually surveyed 22–24 h a day for an average of three consecutive days. In addition, we incorporate GPS data from two permanent sites: Irkutsk (IRKT), which has been operating within the framework of the International GPS Service for Geodynamics (IGS) since 1996 October, and Ulan Baatar (ULA1), which has operated continuously since 1995.

We analyse pseudo-range and phase GPS data in single-day solutions using the GAMIT software (King & Bock 2000). We solve for regional station coordinates, satellite state vectors, 13 tropospheric zenith delay parameters per site and day, and phase ambiguities using doubly differenced GPS phase measurements. We use IGS final orbits, IERS earth orientation parameters, and apply azimuth and elevation-dependent antenna phase-centre models, following the tables recommended by the IGS. We include 13 global IGS stations (ONSA, GRAZ, TIDB, FAIR, HART, KOKB, TSKB, USUD, TAIW, KIT3, SHAO, XIAN and IRKT) to serve as ties with the ITRF97 (Boucher *et al.* 1999). The least-squares adjustment vector and its corresponding variance–covariance matrix for station positions and orbital elements estimated for each independent daily solution are then passed to a Kalman filter (GLOBK, Herring *et al.* 1990) and combined with global SINEX (solution-independent exchange format) files from the IGS daily processing routinely done at Scripps Institution of Oceanography. We then impose the reference frame using this combined solution by minimizing the position and velocity deviations of IGS core stations with respect to ITRF97 while estimating an orientation, translation and scale transformation. The height coordinates and vertical velocities are weighted by a factor of 10 less than the horizontal components.

2.2 Velocity field

Our results over the 5 yr period 1994–1999 are listed in Table 1 and displayed in Fig. 2. The standard deviations have been computed by scaling the formal 1σ uncertainties of the final adjustment by the overall chi-squared value per degree of freedom. Long-term baseline repeatabilities (weighted rms scatter about the best-fitted linear regression to the position time-series) are 2–4 mm for the horizontal components and 5–12 mm for the vertical component. The velocity field, described hereafter, confirms and consolidates earlier results obtained in the southern part of the Baikal rift zone using a smaller number of sites and a shorter time span (Calais *et al.* 1998). In addition, velocities are now available at six new sites in the Baikal rift zone and in the northern part of western Mongolia.

In the southern Baikal area, the two sites located on the stable Siberian platform (IRKT, BAYA) show no relative motion greater than 1 mm yr^{-1}, consistent with the interpretation that they sit on the same aseismic and undeformed crustal block. The sites located on the southeastern side of lake Baikal (UDUN, KIAT, ULAN) show velocities of 3–5 mm yr^{-1} in a southeast azimuth relative to the Siberian platform. The five sites located along the major active fault zone that bounds lake Baikal to the northwest and continues westward along the northern side of the Tunka basin (BADA, SLYU, KULT, LIST, ANGA) show intermediate velocities relative to IRKT of 1–3 mm yr^{-1}. In addition, we obtain no significant relative motion (at the 1 mm yr^{-1} level) between KULT and SLYU, located 10 km from each other on opposite sides of the Sayan–south Baikal active fault. We interpret this pattern as opening of the Baikal rift zone at 4–5 mm yr^{-1}. In the absence of large earthquakes ($M > 6$) during the geodetic measurements, this time interval essentially involves interseismic deformation. Strain appears to be accumulating elastically, suggesting that the faults mapped as active are currently locked. These results are consistent with earlier findings based on GPS measurements covering the 1994–1997 period only (Calais *et al.* 1998).

Table 1. Velocities (V_e, V_n, mm yr^{-1}) with respect to IRKT and associated one standard deviation errors (σV_e, σV_n, mm yr^{-1}) computed by scaling the 1σ formal uncertainties of the final adjustment by the overall chi-squared per degree of freedom.

Site	Lon.	Lat.	V_e	V_n	σV_e	σV_n	Correlation
TURK	108.24	52.97	1.5	−1	1.2	1.0	−0.0709
ULAN	107.62	51.81	1.6	−4.8	1.0	0.8	−0.1103
ULA1	107.05	47.87	7.4	−9.1	2.2	1.8	−0.0234
ANGA	106.58	52.79	0.5	−0.2	1.0	0.8	−0.0749
KIAT	106.49	50.74	2.9	−1.5	1.0	0.8	−0.0891
UDUN	106.01	51.17	3.0	−1.8	1.0	0.8	−0.0861
BAYA	105.5	53.06	0.6	1.4	1.2	1.0	−0.0788
LIST	104.89	51.85	1.3	−0.6	1.0	0.8	−0.1133
IRKT	104.32	52.22	0.0	0.0	1.0	0.6	−0.1167
KULT	103.74	51.77	2.5	−0.2	1.0	0.8	−0.0878
SLYU	103.7	51.65	2.7	−1.1	1.0	0.8	−0.0909
BULG	103.52	48.8	4.8	−1.1	1.6	1.6	−0.0341
ZAKM	103.28	50.38	4.5	1.9	1.8	1.8	0.0051
HADR	103.22	52.26	1.3	−3.8	1.4	1.6	0.013
NSEL	102.81	49.45	4.4	−0.1	2.2	2.2	0.0177
BADA	102.21	51.76	1.5	−2.2	1.0	0.8	−0.0842
MOND	100.91	51.62	1.7	0.0	2.4	2.0	0.0214
ORLK	99.8	52.54	2.4	−1.5	2.0	1.8	−0.0144

The sites located further south, close to the Russia–Mongolia border (ZAKM) and in Mongolia (NSEL, BULG, ULA1), show velocities of 4–6 mm yr^{-1} in an east to eastsoutheast azimuth relative to the Siberian platform. These sites are located more than 200 km from the nearest known active fault zones, the Bolnay fault and the Baikal rift, and are therefore unlikely to be affected by significant elastic strain accumulation. Therefore, these GPS sites should reflect the long-term motion of the Amurian–north China block.

2.3 Comparison with other geodetic results in Asia and with deformation models

Our results confirm the discrepancy between GPS-derived crustal velocities and continental deformation models. We show extension at 4–5 mm yr^{-1} across the Baikal rift zone, and Shen *et al.* (2000) show extension at a rate of 4 ± 2 mm yr^{-1} across the Shanxi rift in China, whereas deformation models obtain a significantly slower total rate of extension across these grabens, of between 0 and 1 mm yr^{-1} (Peltzer & Saucier 1996) and a maximum of 2 mm yr^{-1} (England & Molnar 1997a). We obtain 5–7 mm yr^{-1} of east- to southeastward motion at four GPS sites in the northern part of western Mongolia. Similarly, Takahashi *et al.* (1999), Heki *et al.* (1999) and Shen *et al.* (2000) find eastward velocities of 9–10 mm yr^{-1} relative to Eurasia at GPS sites in north China. Current deformation models of Asia, whether based on indirect observations of crustal

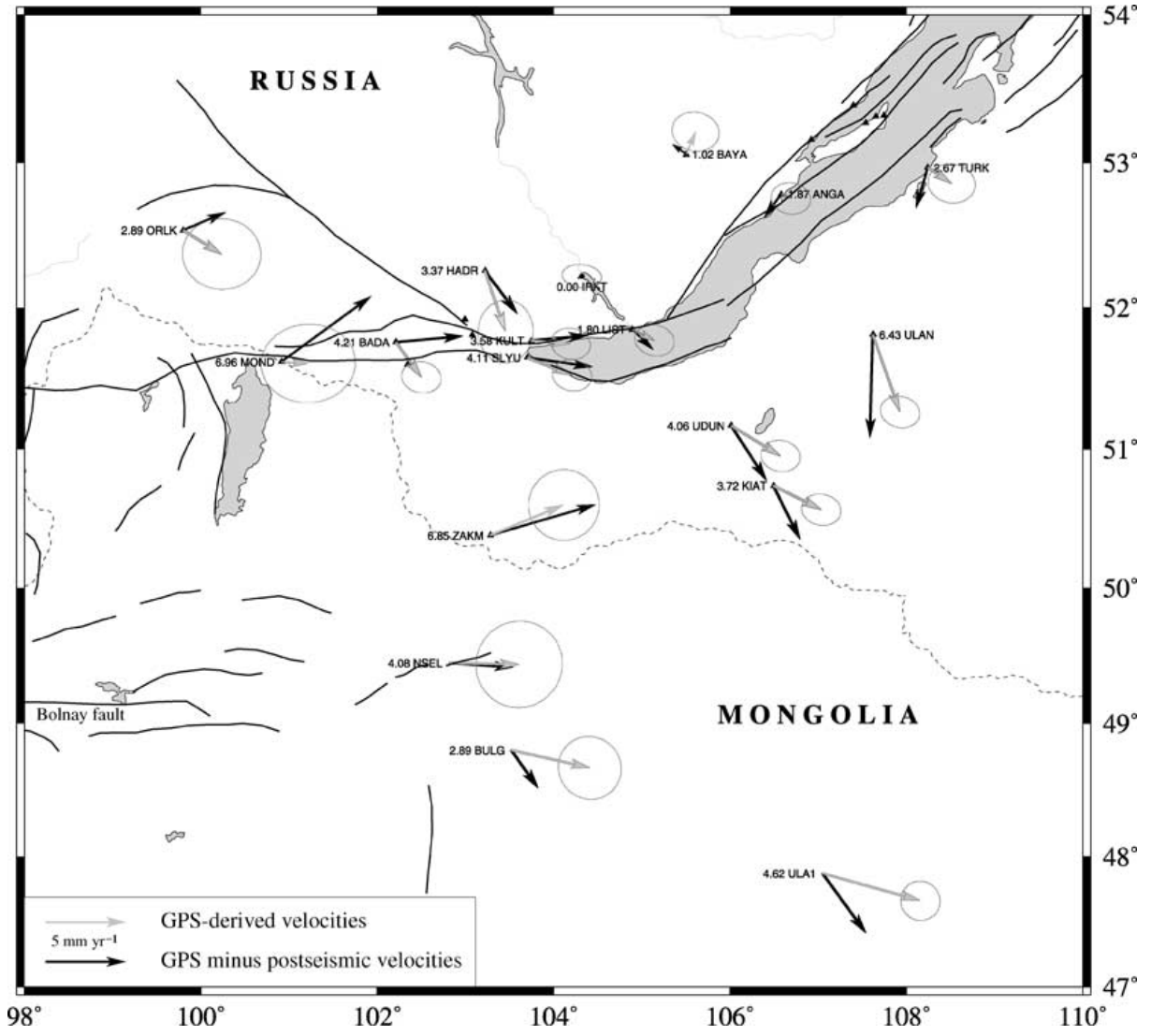

Figure 2. GPS-derived velocities (grey arrows with 95 per cent confidence error ellipses). Black arrows show the GPS velocities corrected for the post-seismic displacements, using parameters of the standard model (see explanations in the text).

motion such as fault slip rates or earthquake moment tensors (e.g. Avouac & Tapponnier 1993; Peltzer & Saucier 1996; England & Molnar 1997a) or on dynamic hypothesis (e.g. Houseman & England 1993; England & Molnar 1997b), give a northeastward motion of the Amurian–north China block relative to Eurasia, and velocities ranging between 0 and 2 mm yr^{-1} in western Mongolia and north China.

It therefore appears that crustal motions in Mongolia and north China derived from geodetic measurements are significantly faster than those derived from deformation models of Asia. However, GPS-derived velocities obtained over a few years may reflect transient processes, in particular post-seismic strain related to recent large earthquakes (see above). Therefore, in the following, we estimate the effect of post-seismic deformation caused by the Bolnay and Tsetserleg earthquakes ($M_w = 8.4$ and 7.9, 1905 July) to evaluate whether such processes could explain the relatively high GPS velocities in the Mongolia–Baikal area.

3 POST-SEISMIC DEFORMATION MODEL

3.1 Modelling approach

Several mechanical processes have been proposed to explain post-seismic strain, such as the downward propagation of aseismic slip along a lower crustal extension of the rupture plane (e.g. Brown *et al.* 1977), pore pressure re-equilibration (e.g. Peltzer *et al.* 1996) and viscous relaxation of the ductile lower crust (e.g. Pollitz 1991; Deng *et al.* 1998). The aim of this study is not to discriminate between these possible mechanisms, since there are no strain measurements available in Mongolia since the 1905 earthquake other than our recent GPS measurements. On the contrary, since we want to determine whether the 1905 Bolnay earthquake may still be influencing crustal motions in Mongolia, we consider the mechanism that maximizes post-seismic strain over long time and space scales. We therefore

assume a mechanism of viscous relaxation in the lower crust, which has been suggested to explain long-duration (>5 yr), large-scale (>100 km) transients caused by large earthquakes (e.g. Savage & Svarc 1997; Deng *et al.* 1998).

The physics of the relaxation of an elastic-over-viscous layered medium is governed by a relaxation time τ_E (or Elsasser time; Elsasser 1969):

$$\tau_E = \frac{\pi^2 H \eta}{16 h \mu} = \frac{\pi^2 H}{16 h} \tau_M, \quad (1)$$

where H denotes the total crustal thickness, h the thickness of the lower ductile crust, η the viscosity, μ the shear modulus and τ_M the Maxwell time (e.g. Li & Rice 1987; Hager *et al.* 1999). Using the values of our standard model for H, h, η and μ (see the discussion below), we find that $\tau_E = 0.9$ and $\tau_M = 2.9$ yr. Considering 1.6 m of total near-field post-seismic displacement, eq. (1) implies that surface velocities should have decayed to less than 1 mm yr^{-1} in the close vicinity of the earthquake rupture 95 yr after the earthquake. However, because of the stress propagation associated with the viscous flow in the lower ductile crust, surface velocities at larger distances from the fault become significant only several years after the earthquake and decay less rapidly (e.g. Li & Rice 1987). Indeed, in the Elsasser approximation, the post-seismic velocity $v(x, t)$ at a distance x perpendicular to a fault at time t is given by

$$v(x,t) = \frac{dx}{h\sqrt{10\pi}} \left(\frac{\tau_M}{t}\right)^{3/2} \exp\left(\frac{-x^2 \tau_M}{10 h^2 t}\right), \quad (2)$$

where d is the coseismic displacement on the fault (Hager *et al.* 1999). Using the values of our standard model and a coseismic slip of 10 m, eq. (2) implies maximum post-seismic surface velocities of 25 mm yr^{-1} at a distance of about 300 km from the fault trace 95 yr after the earthquake. In the same time period, surface velocities are 1 mm yr^{-1} or less within 10 km of the fault trace. Since the Elsasser model assumes that the lower crust is purely viscous, the values obtained here overestimate the values expected in the more realistic case of a viscoelastic lower crust. However, the possibility that post-seismic surface velocities of several mm yr^{-1} may persist today, 95 yr after the $M_w = 8.4$ Bolnay earthquake and at distances from the fault trace consistent with the location of our GPS sites (Fig. 2), prompts for an investigation of the influence of post-seismic effects of the Bolnay–Tsetserleg earthquake sequence on present-day surface velocities in western Mongolia.

We model the post-seismic effects of the Bolnay–Tsetserleg earthquake sequence using the VISCO1D program package (Pollitz 1991). VISCO1D uses a spherically stratified elastic–viscoelastic Earth model and computes the spatial distribution of stresses generated by an earthquake at given time intervals. The stresses are computed in terms of a spherical harmonic expansion of spheroidal and toroidal motion components, each component representing one 'mode' of relaxation with its own characteristic decay time and spatial deformation pattern. In this work, we focus on the predicted surface velocities and compare them with the velocities measured by GPS. In such a model, surface deformation is controlled by: (1) the rupture parameters (slip, size and geometry of the rupture plane), (2) the relative thickness of the upper (elastic) crust and the lower (viscoelastic) crust, and (3) the viscosity of the lower crust.

3.2 Rupture parameters

The Bolnay earthquake occurred on 1905 July 23 along the east–west trending segment of the Bolnay fault, in the northern part of western Mongolia (Fig. 3). Geological field data show that the rupture reached the surface, where it was mapped in detail (Khilko *et al.* 1985; Baljinnyam *et al.* 1993). It reached a total length of 388 km, with up to 8–11 m of left-lateral surface slip (Fig. 3). Okal (1977), using surface wave modelling based on the few seismological records available at that time, found a seismic moment *Mo* of 5.5×10^{21} N m ($M_w = 8.43$). Its source parameters were also determined more recently using waveform modelling by Schlupp (1996), who found a seismic moment ranging from 4×10^{21} ($M_w = 8.3$) to 7×10^{21} N m ($M_w = 8.5$). Schlupp (1996) found a best-fitting source depth of 43 km, but suggested that the rupture may have reached a depth of 80 km, therefore breaking the entire crust. The focal mechanisms obtained for the two main subevents show pure left-lateral strike-slip along a vertical, east–west trending plane, corresponding roughly to the observed main surface rupture (Fig. 3).

The Bolnay earthquake was preceded, 14 days earlier, by the $M_w = 7.9$ Tsetserleg earthquake (Khilko *et al.* 1985). The Tsetserleg earthquake ruptured a ~175 km long NE–SW trending fault, connected at its southwestern termination with the Bolnay fault (Fig. 3, Khilko *et al.* 1985; Baljinnyam *et al.* 1993). Field investigations of the rupture zone indicate a purely strike-slip motion along its southwestern half. The northeastern half, although less constrained by field observations, is probably characterized by a combination of strike-slip and reverse motion (Fig. 3). Schlupp (1996) calculated a seismic moment *Mo* of 1.0×10^{21} N m for the Tserserleg earthquake and suggested that some part of the rupture (~45 km) did not reach the surface.

We model the Bolnay earthquake using a $Mo = 5.9 \times 10^{21}$ N m moment, averaged from Schlupp (1996) and an east–west trending, left-lateral, vertical, purely strike-slip fault extending over a length of 375 km. We model the Tsetserleg earthquake using a $Mo = 1.0 \times 10^{21}$ N m moment and an NE–SW trending, left-lateral, vertical, purely strike-slip fault extending over a length of 150 km horizontally. Neglecting the relatively small changes of geometry and kinematics observed along the Tsetserleg–Bolnay rupture does not alter our conclusions. We are not interested in the details of the post-seismic velocity field in the vicinity of the rupture but rather in the general pattern of far-field effects and their order of magnitude. In both cases, we assume a rupture affecting the entire thickness of the elastic upper crust. For the sake of simplicity, we model the post-seismic effects caused by the Bolnay and Tsetserleg earthquakes as if they occurred simultaneously. We assume the rupture length to be constant (L) and adjust the coseismic slip (U) in order to satisfy the seismic moment (*Mo*), for the various fault depths tested (W), using the relation $Mo = \mu LWU$. We use a rigidity parameter $\mu = 33$ MPa, weighted average of PREM values along the fault depth (Preliminary Reference Earth Model, Dziewonski & Anderson 1981).

3.3 Crustal structure and rheology

Thermobarometric and petrologic analyses of mantle xenoliths in central Mongolia indicate an average crustal thickness of 46 km, with a maximum thickness of 50 ± 3 km beneath the northern Hangai area, just south of the Bolnay earthquake area (Ionov *et al.* 1998). This result is consistent with wide-angle seismic data that show crustal thicknesses of 45 km on the southern side of lake Baikal, about 500 km to the northeast of the Bolnay rupture but in the same geological block (Khamar–Daban range), and of 48–49 km at about 250 km north of Bolnay (Krylov *et al.* 1981, 1991). We therefore used a crustal thickness $H = 45$ km in the models.

Using the earthquake depth distribution from a subset of 632 relocated earthquakes extracted from the instrumental seismicity catalogue (Institute of the Earth Crust, Irkutsk, Russia) covering the

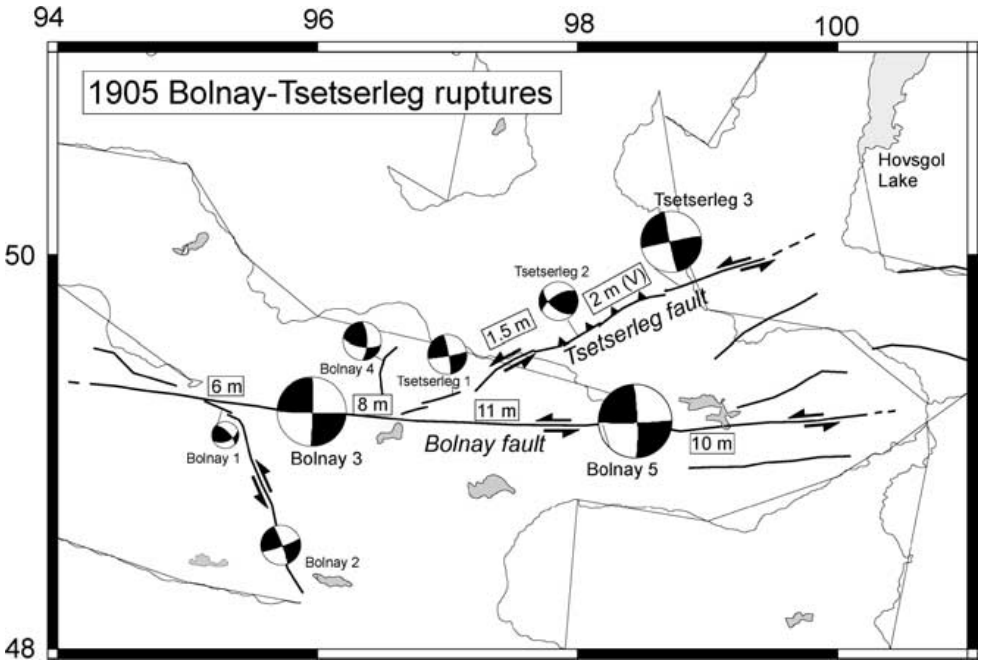

Figure 3. Simplified sketch of the Bolnay–Tsetserleg earthquake sequence. Surface ruptures associated with the two 1905 sequences (bold lines) are from Baljinnyam *et al.* (1993) and Schlupp (1996). Mean coseismic slip values (in metres) are from Khilko *et al.* (1985) and Baljinnyam *et al.* (1993). Each earthquake sequence has been modelled by Schlupp (1996) into several subevents with inverted focal solutions shown near corresponding fault segments. Labels Tsetserleg 1–3 and Bolnay 1–5 denote fault plane solutions of subevents obtained in best-determined rupture models of Schlupp (1996) for the Tsetserleg and Bolnay sequences, respectively. The size of the focal mechanisms is approximately proportional to the seismic moment. The double arrows show the main transcurrent slip motion observed in the field.

Baikal area for the past 30 yr, Déverchère *et al.* (2001) show that most of the seismicity is concentrated between 10–20 km, and that the crust is seismogenic at depths as great as ~35–40 km in all areas studied in the Baikol rift zone, including in the areas of thickened crust close to northern Mongolia (thicknesses of ~45–50 km according to Krylov *et al.* 1981, 1991; Zorin *et al.* 1989). Déverchère *et al.* (1993) and Vertlib (1997) had also shown the occurrence of relatively deep earthquakes (30–40 km) in the northern part of the Baikal rift zone. Finally, Bayasgalan (1999) performed waveform modelling of several recent earthquakes in western Mongolia and found that five out of 29 earthquakes with $m_b > 5.0$ occurred at depths of between 20 and 30 km. These observations therefore indicate a rather thick seismogenic crust in the western Mongolia–Baikal area. This result is consistent with a recent analysis of the earthquake depth distribution in terms of rheological properties of the lithosphere, which indicates a brittle–ductile transition at about 25 km and a seismogenic thickness of 35 ± 5 km (assuming a ~100 Ma thermal lithosphere), with a quartz rheology in the upper 10 km and a diabase one from 10 to 45 km (Déverchère *et al.* 2001). In our standard model, we therefore use a $h = 30$ km thickness for the elastic upper crust. We will, however, test a 16 km thick upper crust (a more common value for intracontinental domains) in order to provide an upper bound for the influence of the brittle–ductile transition on post-seismic strain. Although the viscoelastic response of the upper mantle may also increase the Coulomb stress, and hence, post-seismic deformation (Pollitz *et al.* 2000; Freed & Lin 2001), we consider here that viscoelastic relaxation of the lower crust is the dominant post-seismic process, since the elastic thickness of the upper mantle in the Mongolia–Baikal area is rather high (~45 km, Déverchère *et al.* 2001, and references therein).

In the absence of constraints on the viscosity of the lower crust, we use a value of 3×10^{18} Pa s in our standard model, typical for continental domains (Ranalli & Murphy 1987; Pollitz 1991; Piersanti 1999). We test the influence of this parameter on the surface velocity field.

3.4 Standard parameters

Our standard model therefore consists of a 45 km crust, with a 30 km thick elastic upper crust and a 15 km thick lower crust with a viscosity of 3×10^{18} Pa s. Fig. 4 shows the time and space distribution of the surface displacements predicted by this standard model. We find that displacements are concentrated within 75–100 km from the rupture zone for the first 25 yr after the earthquake, before gradually spreading out as far as 300 km away from the rupture zone. The largest post-seismic displacements occur around the rupture zone until about 40 yr after the earthquake. Afterwards, post-seismic motions in the close vicinity of the rupture zone decrease, whereas they remain stronger about 100 km of the rupture zone. Post-seismic displacements become small about 95 yr after the earthquake (less than 6 mm yr^{-1}). During the whole time and space evolution of the post-seismic displacements, the model predicts a four-lobed dipole pattern.

Fig. 5 shows the temporal evolution of predicted horizontal post-seismic displacements at the GPS sites in western Mongolia. Note that this figure does not account for poroelastic effects, which have been documented to be significant in the near-field region

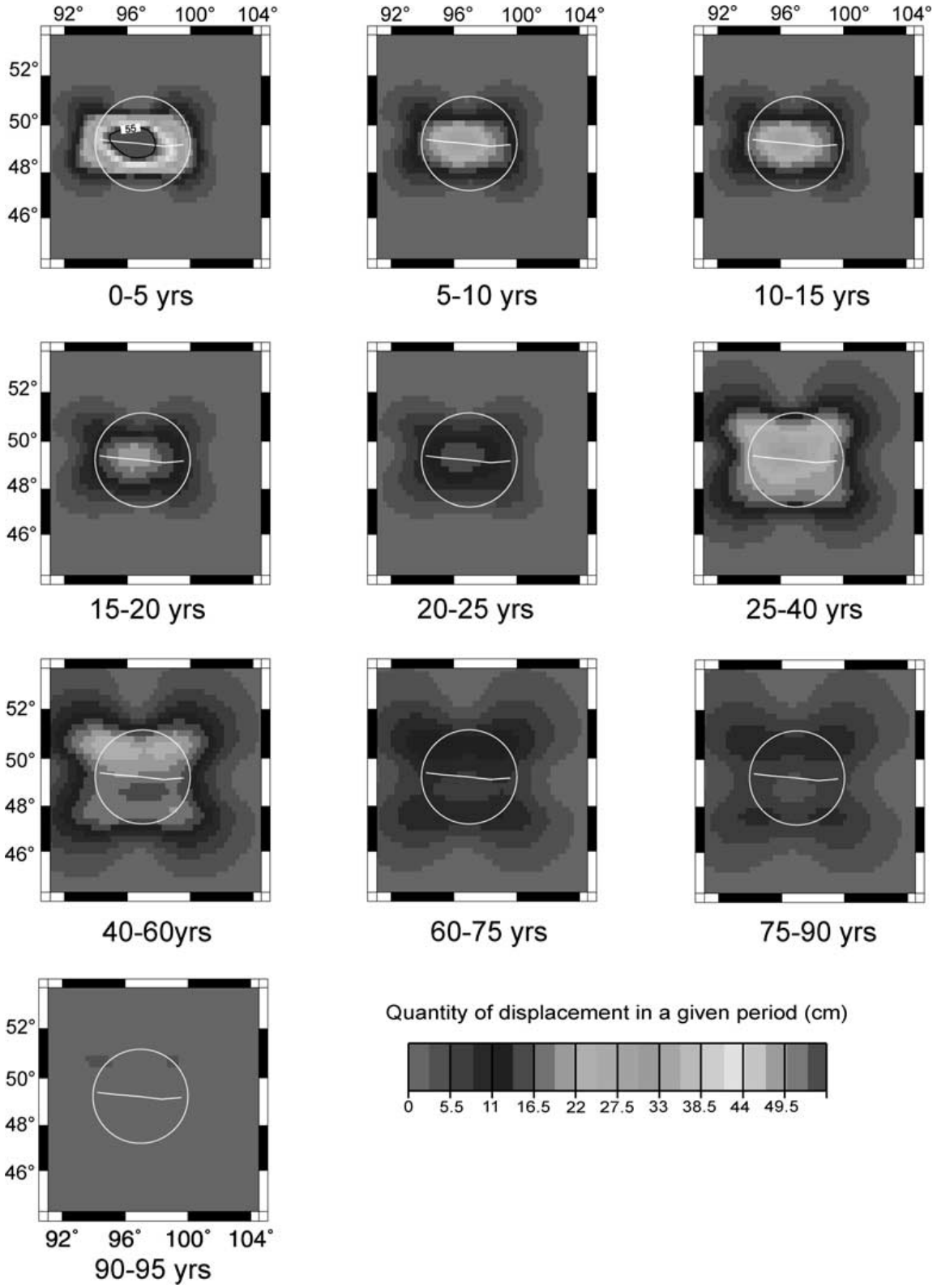

Figure 4. Standard model, time and space distribution of the surface displacements. Years shown are 5 yr time intervals elapsed since the occurrence of the Bolnay sequence. Poroelastic effects are not considered.

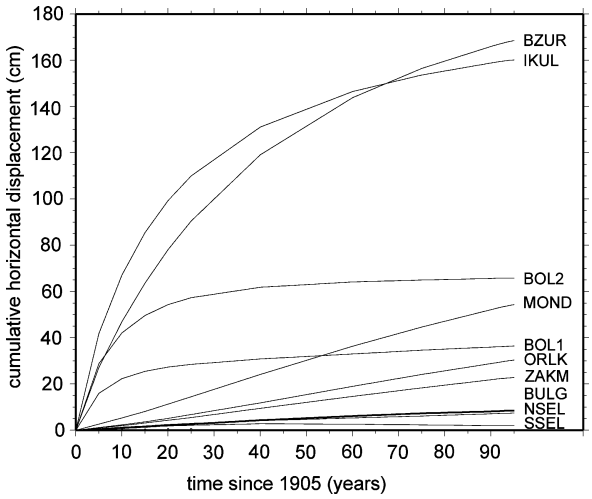

Figure 5. Standard model, temporal evolution of surface displacements at the GPS sites (cumulative horizontal displacements). Poroelastic effects are not considered.

during relatively short times after large earthquakes (e.g. Peltzer *et al.* 1998; Pollitz *et al.* 2000). Poroelastic effects may therefore significantly alter these predictions for sites BOL1, BOL2 and possibly IKUL over the first few years after the earthquake. As expected from eqs (1) and (2), the time distribution of the predicted post-seismic displacements shows that post-seismic motions caused by viscoelastic relaxation are concentrated close to the rupture zone for the first 20–30 yr after the earthquake (sites BOL1, BOL2, BZUR, IKUL). During that time, post-seismic displacements are significantly lower at all the other sites, located further away from the rupture zone. Then, post-seismic displacements become negligible in the close vicinity of the rupture zone (sites BOL1 and BOL2), whereas they continue to increase slowly at the other sites. The model predicts that the maximum total post-seismic displacements occur at BZUR and IKUL (up to 1.7 m in 95 yr), located on each side of the Bolnay fault about 50 and 110 km from it, respectively. The sites least affected by post-seismic displacements (less than 0.1 m in 95 yr) are SSEL, NSEL, BULG (located about 200 km east of the eastern termination of the Bolnay fault) and ZAMI (located about 600 km south of the Bolnay fault).

Finally, the post-seismic velocities for the 1997–2000 period are shown in Fig. 6, with respect to the far-field region (background colour coded) and with respect to IRKT (black arrows, for easier comparison with the GPS-derived velocities of Fig. 2). This model predicts that the post-seismic effects of the Bolnay earthquake still contribute up to 6 mm yr^{-1} in horizontal velocities for the 1997–2000 period. With respect to Irkutsk, the maximum predicted post-seismic velocity for that time period is found at site ULIA (6 mm yr^{-1}), for which we do not yet have a GPS-derived velocity. For sites where we currently have a GPS-derived velocity, predicted post-seismic velocities in the 1997–2000 period reach a maximum of 2.75 mm yr^{-1} at site MOND, but less than 2 mm yr^{-1} at all the other sites.

3.5 Parameter tests

3.5.1 Effect of viscosity

If the viscosity of the lower crust is one order of magnitude larger than in the standard model (3×10^{19} Pa s, Fig. 7a), we find that post-seismic displacements during the 95 yr that follow the earthquake affect a smaller area, not more than 100 km from the rupture zone. The maximum total post-seismic displacements in that time period reach less than 0.8 m (sites BZUR and IKUL). Post-seismic effects are still occurring 95 yr after the earthquake, although at very slow rates. The maximum post-seismic displacements in the 1997–2000 period occur along the Bolnay fault (up to 8 mm yr^{-1}) and decrease sharply away from it. Predicted GPS velocities with

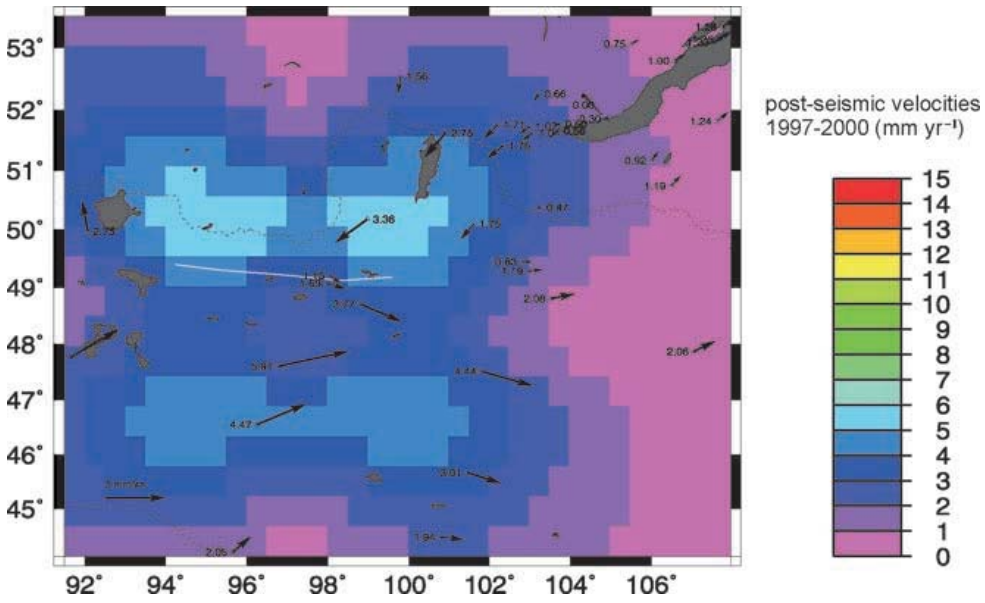

Figure 6. Standard model, post-seismic velocities for the 1997–2000 time period. The colour-coded background shows the post-seismic velocities with respect to the far-field region over the whole of western Mongolia. The black arrows show the post-seismic velocities at our GPS sites with respect to Irkutsk (Siberia).

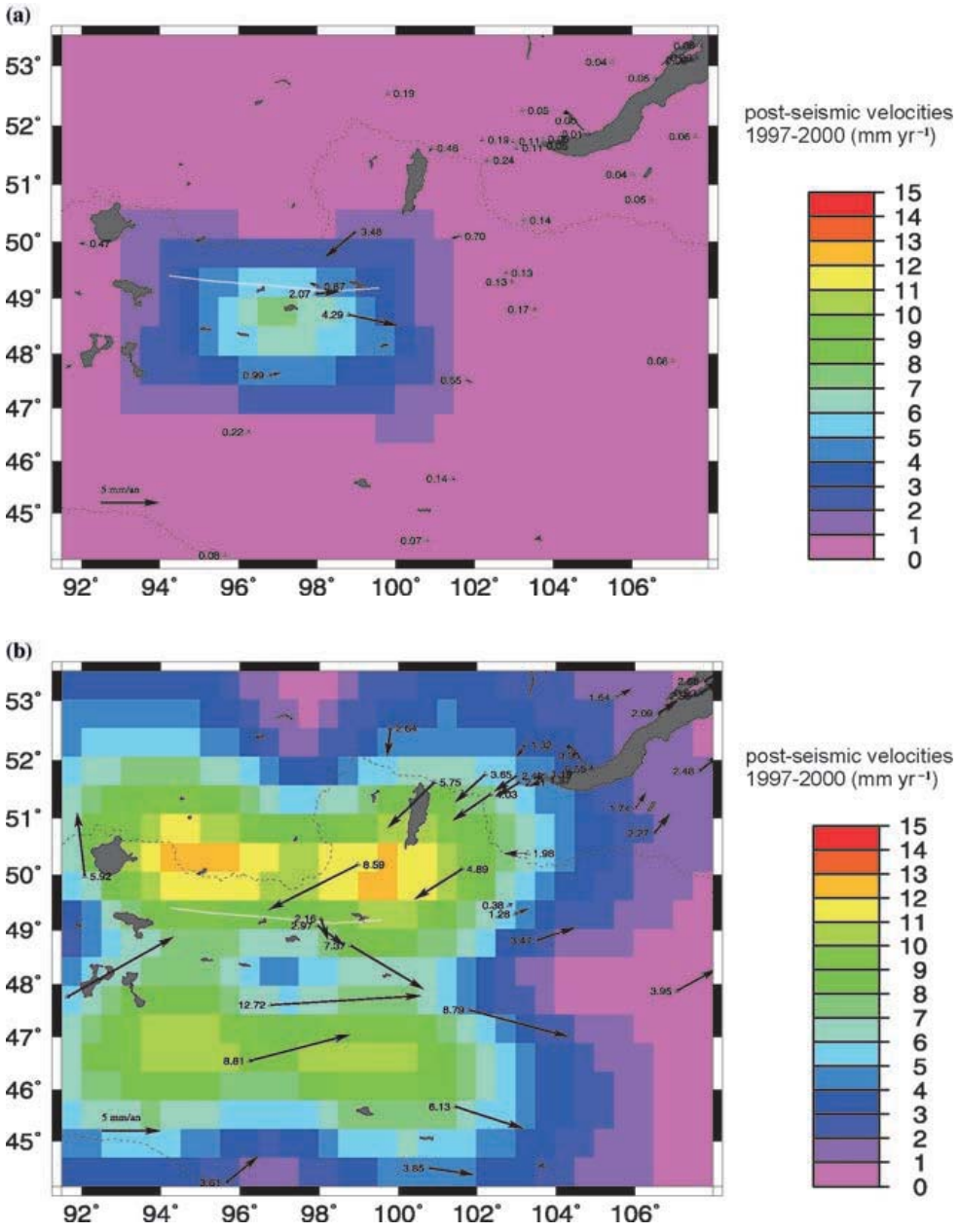

Figure 7. Post-seismic velocities for the 1997–2000 time period: (a) viscosity 3×10^{19} Pa s; (b) thickness of the elastic upper crust 15 km.

respect to Irkutsk for the 1997–2000 time period reach a maximum of 3–4 mm yr^{-1} at IKUL and BZUR, but are negligible at all the other sites, in particular at the sites where GPS-derived velocities are currently available (Fig. 2).

If the viscosity of the lower crust is smaller than in the standard model (3×10^{16} Pa s, not shown), we find that the post-seismic displacements affect a much larger area, up to about 400 km from the rupture zone. Some 90 per cent of the post-seismic motion is released in the first 10 yr after the earthquake, with maximum cumulative horizontal post-seismic displacements of 4.8 m 95 yr after the earthquake (sites BZUR and IKUL). In this case, we can neglect post-seismic motions in the 1997–2000 time interval because they are less than 1 mm yr^{-1} at all the GPS sites.

3.5.2 *Effect of upper crust (elastic) thickness*

If the thickness of the elastic upper crust is reduced to 16 km (Fig. 7b), we find that post-seismic displacements follow the same spatial pattern as in the standard model and affect a similar area. However, they propagate faster outward from the rupture zone with larger amplitudes. The maximum total post-seismic displacements reach 4.0 m after 95 yr at site IKUL. Post-seismic displacements for

the 1997–2000 time period are larger about 150–200 km away from the rupture zone than along the rupture zone itself. Post-seismic velocities for the 1997–2000 period are about twice as large as in the standard model and still represent 1–3 mm yr^{-1} in the southern Baikal rift zone. Relative to Irkutsk, post-seismic velocities for the 1997–2000 period reach up to 13 mm yr^{-1} at site ULIA and are still significant at the sites where GPS-derived velocities are currently available (Fig. 2), with 3–4 mm yr^{-1} of post-seismic effects at sites ULA1 and BULG.

The maximum post-seismic contribution of the Bolnay earthquake on the 1997–2000 GPS velocities is obtained if the thickness of the elastic upper crust is reduced to 16 km (with a lower crust viscosity of 3×10^{18} Pa s), which is unlikely to represent either the base of the seismogenic layer (depth of 99 per cent seismicity cut-off), estimated at about 35 km depth, or the brittle–ductile transition depth, found to be at least 10 km deeper in the neighbouring area of the Baikal rift (Déverchère *et al.* 2001).

4 DISCUSSION

GPS velocities presented here confirm earlier findings that (1) the Baikal rift zone is currently opening at 4–5 mm yr^{-1} in a NW–SE direction (Calais *et al.* 1998), (2) the western part of the Amurian–north China block is moving eastward relative to Eurasia at 5–7 mm yr^{-1} (Calais & Amarjargal 2000). These results are based on additional GPS measurements epochs and include six new sites in the Baikal rift zone and in the northern part of western Mongolia. They are consistent with recent geodetic studies in Asia (Takahashi *et al.* 1999; Heki *et al.* 1999; Shen *et al.* 2000), indicating that crustal motions in Mongolia and north China derived from geodetic measurements are significantly faster than those derived from indirect observations of large-scale crustal motions, such as fault slip rates or earthquake moment tensors (e.g. Avouac & Tapponnier 1993; Peltzer *et al.* 1996; England & Molnar 1997a), or from additional dynamic hypothesis (e.g. Houseman & England 1993; England & Molnar 1997b).

We tested above whether post-seismic deformation related to the Bolnay–Tsetserleg earthquake sequence ($M_w = 8.4$ and 7.9, 1905 July) could explain this discrepancy, at least for the sites located in the Mongolia–Baikal area. Assuming that viscoelastic relaxation in the lower crust is the only mechanism driving post-seismic strain following the $M_w = 8.4$, 1905, Bolnay earthquake, we find that the post-seismic effects of this earthquake continue through to the present day in most models. Surface velocities at the GPS sites presented in this paper for the 1997–2000 time period can reach 4 mm yr^{-1}, depending on the earthquake source parameters and the rheology assumed in the models. As expected, we find that the thickness of the elastic upper crust controls the spatial pattern and quantities of displacements at the surface, whereas the viscosity controls mainly the temporal evolution of the displacement field (e.g. Pollitz 1991).

In the most plausible model, post-seismic displacements affect an area that extends up to 300 km away from the earthquake rupture zone. The total post-seismic motion reaches a maximum of 1.7 m, about one-fifth of the maximum coseismic motion measured at the surface. Post-seismic effects occur mostly during the first 20–30 yr after the earthquake, but may still contribute up to 7 mm yr^{-1} to the present-day surface velocities in central Mongolia, more than 95 yr after the earthquake. However, the contribution of post-seismic effects to the GPS velocities presented here is less than 2 mm yr^{-1} for the Mongolian sites and less than 1 mm yr^{-1} for the Baikal sites. The black arrows in Fig. 2 show the GPS-derived velocities after removing the post-seismic effect compared with the measured values (grey arrows). The figure shows that accounting for post-seismic effects does not modify the overall pattern of velocities significantly at the sites presented here. The largest difference is found at site MOND, where the velocity becomes larger but is still compatible with the neighbouring sites and the overall velocity pattern. In all cases, the influence of post-seismic effects on the GPS velocities at the sites presented here remains small (less than 4 mm yr^{-1}, Fig. 7) and insufficient to explain the discrepancy with the long-term deformation models.

We also computed the present-day post-seismic velocities caused by the $M = 8.1$, 1957 Bogd earthquake (Khilko *et al.* 1985; Baljinnyam *et al.* 1993) using the standard parameters mentioned above. We found post-seismic surface velocities lower than 1 mm yr^{-1} at all GPS sites except at TEEG, KHAR and UNDU, where surface velocities are in the 2–4 mm yr^{-1} range. Finally, we computed the present-day post-seismic velocities caused by the $M = 8.0$, 1931 Fu Yun and $M = 7.1$, 1967 Mogod earthquakes (Khilko *et al.* 1985; Baljinnyam *et al.* 1993) and found that they are less than 1 mm yr^{-1} at all our GPS sites.

The post-seismic surface velocities computed here neglect poroelastic rebound, which may induce significant deformation during relatively short times after the earthquake (e.g. Peltzer *et al.* 1998). In the case of the $M_w = 7.3$ 1992 Landers earthquake in California, Pollitz *et al.* (2000) show that processes such as fault zone collapse, poroelastic rebound or afterslip have a very limited contribution to the long-wavelength deformation pattern, in particular, a few months after the earthquake. Consequently, although poroelastic effects may have been significant in the near-field during the first months following the Bolnay earthquake, such effects will not modify our conclusions, which are based on the long-term and far-field effects only.

5 CONCLUSIONS

Using a numerical model for viscoelastic relaxation in the lower crust, we have found that the post-seismic effects of the $M_w = 7.9$ and 8.4, 1905, Tsetserleg–Bolnay earthquake sequence cannot explain why the GPS-derived crustal motions in Mongolia and the Baikal rift zone are significantly larger than those obtained by deformation models of Asia. This conclusion remains valid in the range of the lower crust viscosity and brittle–plastic transition depth tested here and assumes a simple rupture geometry for the Bolnay earthquake. The discrepancy between geodetic and modelled velocities in the Mongolia–Baikal area must therefore be sought in processes not accounted for in most of these deformation models, such as the far-field contribution of the Pacific subductions and/or the effect of gravitational forces on intracontinental deformation (Kong & Bird 1996; England & Molnar 1997b; Holt *et al.* 1995, 2000; Lesne 1999).

The analysis presented here is still preliminary and is limited by the absence of more constraining data on the lithospheric structure and rheology in the Mongolia–Baikal area and on a more accurate geometry of the 1905 ruptures. In particular, the thickness of the elastic upper crust and the viscosity of the lower crust, two key parameters controlling the post-seismic effect in a viscoelastic relaxation model, are still poorly known. A specific effort should be made in the future to better determine these parameters. In addition, a larger number of GPS velocities than presented here, in particular within 100 km of the Bolnay rupture, where post-seismic effects

should be the largest, will be available in the near future and allow us to test post-seismic deformation models using the gradients of the velocity field. Finally, recent studies have suggested that stress transfer through viscoelastic relaxation may trigger earthquakes at a distance of several hundred kilometres (e.g. Pollitz 1997; Freed & Lin 2001). Further work should focus on modelling viscoelastic stress transfer following large earthquakes in Mongolia in order to test whether it can explain the clustering of the four $M > 8$ earthquakes that occurred between 1905 and 1957.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank F. Pollitz for sharing his viscoelastic code VISCO1D, for his assistance in using the code and for his comments on an earlier version of this paper. We thank all the field operators who participated in the acquisition of the GPS data. We thank Kurt Feigl and an anonymous reviewer for their constructive comments that contributed to significantly improve the paper. This work was funded by the INSU-CNRS ('Intérieur de la Terre'), INTAS (project 96-2194), NATO Collaborative Linkage Grant 'Stress transfer and seismic potential, southern Baikal Rift, Siberia', the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences and the French Ministry for Foreign Affairs through the French Embassy in Mongolia. Contribution Géosciences Azur no 389.

REFERENCES

Avouac, J.P. & Tapponnier, P., 1993. Kinematic model of deformation in central Asia, *Geophys. Res. Lett.,* **20,** 895–898.

Baljinnyam, I. *et al.*, 1993. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surroundings, *Geol. Soc. Am. Mem.,* **181,** 62.

Bayasgalan, A., 1999. Active tectonics of Mongolia, *PhD thesis,* Trinity College, Cambridge, p. 180.

Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.F. & Carretier, S., 1999. Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia and their tectonic significance, *Tectonics,* **18,** 394–411.

Boucher, C., Altamimi, Z. & Sillard, P., 1999. Results and analysis of the ITRF97, *IERS Technical note,* **27,** 191.

Brown, L.D., Reilinger, R.E., Holdahl, S.R. & Balazs, E.I., 1977. Postseismic crustal uplift near Anchorage, Alaska, *J. geophys. Res.,* **82,** 3369–3378.

Calais, E. & Amarjargal, S., 2000. New constraints on current deformation in Asia from continuous GPS measurements at Ulan Baatar, Mongolia, *Geophys. Res. Lett.,* **27,** 1527–1531.

Calais, E. *et al.*, 1998. GPS measurements of crustal deformation in the Baikal rift zone, Siberia, *Geophys. Res. Lett.,* **25,** 4003–4006.

Cunningham, W.D., Windley, B.F., Dorjnamjaa, D., Badamgarov, G. & Saandar, M., 1996. A structural transect across the Mongolian Altai: active transpressional mountain building in central Asia, *Tectonics,* **15,** 142–156.

Deng, J., Gurnis, M., Kanamori, H. & Hauksson, E., 1998. Viscoelastic flow in the lower crust after the 1992 Landers, California, earthquake, *Science,* 1689–1692.

Déverchère, J., Houdry, F., Solonenko, N.V., Solonenko, A.V. & Sankov, V.A., 1993. Seismicity, active faults and stress field of the North Muya region, Baikal rift: new insights on the rheology of extended continental lithosphere, *J. geophys. Res.,* **98,** 19 895–19 912.

Déverchère, J., Petit, C., Gileva, N., Radziminovitch, N., Melnikova, V. & San'kov, V., 2001. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere, *Geophys. J. Int.,* **146,** 714–730.

Dziewonski, A. & Anderson, D.L., 1981. Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth planet. Inter.,* **25,** 297–356.

Elsasser, W.M., 1969. Convection and stress propagation in the upper mantle, in *The Application of Modern Physics to the Earth and Planetary Interiors,* pp. 223–246, ed. Runcorn, S.K., Wiley, New York.

England, P. & Molnar, P., 1990. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet, *Nature,* **344,** 140–142.

England, P. & Molnar, P., 1997a. The field of crustal velocitiy in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults, *J. geophys. Res.,* **130,** 551–582.

England, P. & Molnar, P., 1997b. Active deformation of Asia: from kinematics to dynamics, *Science,* **278,** 647–650.

Freed, A.M. & Lin, J., 2001. Delayed triggering of the 1999 Hector Mines earthquake by viscoelastic stress transfer, *Nature,* **411,** 180–183.

Freymueller, J.T., Cohen, S.C. & Fletcher, H.J., 2000. Spatial variations in present-day deformation, Kenai Peninsula, Alaska, and their implications, *J. geophys. Res.,* **105,** 8079–8101.

Hager, B.H., Lyzenga, G.A., Donnellan, A. & Dong, D., 1999. Reconciling rapid strain accumulation with deep seismogenic fault planes in the Ventura basin, California, *J. geophys. Res.,* **104,** 25 207–25 219.

Heki, K. *et al.*, 1999. The Amurian plate motion and current plate kinematics in Eastern Asia, *J. geophys. Res.,* **104,** 29 147–29 155.

Herring, T.A., Davis, J.L. & Shapiro, I.I., 1990. Geodesy by radio interferometry: the application of Kalman filtering to the analysis of very long baseline interferometry data, *J. geophys. Res.,* **95,** 12 561–12 581.

Holt, W.E., Li, M. & Haines, A.J., 1995. Earthquake strain rates and instantaneous relative motions within central and eastern Asia, *Geophys. J. Int.,* **122,** 569–593.

Holt, W.E., Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X., Haines, A.J., Shen-Tu, B. & Ren, J., 2000. Velocity field in Asia inferred from Quaternary fault slip rates and global positioning system observations, *J. geophys. Res.,* **105,** 19 185–19 210.

Houseman, G. & England, P., 1993. Crustal thickening versus lateral expulsion in the India–Asia continental collision, *J. geophys. Res.,* **98,** 12 233–12 249.

Ionov, D., O'Reilly, S.Y. & Griffin, W.L., 1998. A geotherm and lithospheric section for central Mongolia (Tariat region), *AGU Geodynamics Ser.,* **27,** 127–153.

Kenner, S.J. & Segall, P., 2000. Postseismic deformation following the 1906 San Francisco earthquake, *J. geophys. Res.,* **105,** 13 195–13 209.

Khilko, S.D. *et al.*, 1985. Earthquakes and the base of the seismogenic zoning of Mongolia, in *The Joint Soviet–Mongolian Research Geological Scientific Expedition,* Vol. 41, p. 225, Nauka, Novosibirsk (in Russian).

King, R.W. & Bock, Y., 2000. Documentation for the GAMIT GPS software analysis, release 9.4, unpublished.

Kong, X. & Bird, P., 1996. Neotectonics of Asia: thin-shell finite-element models with faults, in *Tectonic Evolution of Asia,* pp. 18–34, eds Yin, A. & Harrison, T.M., Cambridge Univ. Press, New York.

Krylov, S.V., Mandelbaum, M.M., Mishenkin, V.P., Mishenkina, Z.R., Petrik, G.V. & Seleznov, V.S., 1981. Bowels of Baikal from seismic data, Novosibirsk, Nauka, p. 105 (in Russian).

Krylov, S.V., Mishenkin, B.N. & Bryksin, A.V., 1991. Deep structure of the Baikal rift from multiwave seismic exploration, *J. Geodyn.,* **13,** 87–96.

Larson, K., Bürgmann, R., Bilham, R. & Freymueller, J., 1999. Kinematics of the India–Eurasia collision zone from GPS measurements, *J. geophys. Res.,* **104,** 1077–1093.

Lesne, O., 1999. Dynamics of intracontinental extension in the Baikal rift zone (Siberia) from global positioning system measurements and numerical models, *PhD thesis,* Univ. Nice, p. 168.

Li, V.C. & Rice, J.R., 1987. Crustal deformation in great California earthquake cycles, *J. geophys. Res.,* **92,** 11 533–11 551.

Okal, E., 1977. The July 9 and 23, 1905, Mongolian earthquakes: a surface wave investigation, *Earth planet. Sci. Lett.,* **34,** 326–331.

Peltzer, G. & Saucier, F., 1996. Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates, *J. geophys. Res.,* **101,** 27 943–27 956.

Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F. & Hudnut, K., 1996. Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow, *Science,* **273,** 1202–1204.

Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F. & Hudnut, K., 1998. Paraelastic rebound along the Londers 1992 earthquake surface rupture, *J. geophys. Res.,* **103,** 30 131–30 145.

Petit, C., Burov, E.B. & Déverchère, J., 1997. On the structure and mechanical

behavior of the extending lithosphere in the Baikal rift from gravity modelling, *Earth planet. Sci. Lett.,* **149,** 29–42.

Petit, C., Déverchère, J., Calais, E., Son'kov, V. & Fairhead, D., 2000. Deep structure and mechanical behaviour of the lithosphere in the Hangai-Housgol region, Mongolia: new constraints from gravity modelling, *Earth planet. Sci. Lett.,* in press.

Piersanti, A., 1999. Postseismic deformation in Chile: constraints of the asthenosphereric viscosity, *Geophys. Res. Lett.,* **26,** 3157–3160.

Pollitz, F.F., 1991. Postseismic relaxation theory on the spherical earth, *Bull. seism. Soc. Am.,* **82,** 422–453.

Pollitz, F.F., 1997. The 1995 Kobe, Japan, earthquake: a long-delayed aftershock of the offshore 1994 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes, *Bull. seism. Soc. Am.,* **87,** 1–10.

Pollitz, F.F. & Sacks, I.S., 1992. Modelling of postseismic relaxation following the great 1957 earthquake, southern California, *Bull. seism. Soc. Am.,* **82,** 454–480.

Pollitz, F.F., Peltzer, G. & Bürgman, R., 2000. Mobility of continental mantle: Evidence from postseismic geodetic observations following the 1992 Landers earthquake, *J. geophys. Res.,* **105,** 8035–8054.

Ranalli, G. & Murphy, D.C., 1987. Rheological stratification of the lithosphere, *Tectonophysics,* **132,** 281–295.

Savage, J.C. & Plafker, G., 1991. Tide gauge measurements of uplift along the south coast of Alaska, *J. geophys. Res.,* **96,** 4325–4335.

Savage, J.C. & Svarc, J., 1997. Postseismic deformation associated with the 1992 $M_W = 7.3$ Landers earthquake, southern California, *J. geophys. Res.,* **102,** 7565–7577.

Schlupp, A., 1996. Néotectonique de la Mongolie Occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires, *PhD thesis,* Univ. Louis Pasteur Strasbourg.

Shen, Z.K., Zhao, C., Yin, A., Li, Y., Jackson, D.D. & Fang, P., 2000. Contemporary crustal deformation in east Asia constrained by global positioning system measurements, *J. geophys. Res.,* **105,** 5721–5734.

Takahashi, H. *et al.*, 1999. Velocity field of around the Sea of Okhotsk and Sea of Japan regions determined from a new continuous GPS network data, *Geophys. Res. Lett.,* **26,** 2533–2536.

Thatcher, W., 1975. Strain accumulation and release after mechanism of the 1906 San Francisco earthquake, *J. geophys. Res.,* **80,** 4862–4872.

Thatcher, W., 1984. The earthquake deformation cycle at the Nankai Trough, southwest Japan, *J. geophys. Res.,* **89,** 3987–3101.

Vertlib, M.B., 1997. Hypocentral field and mechanism of earthquakes in relation to geodynamics of the northeastern Baikal zone, *Russian Geol. Geophys.,* **37,** 1414–1422.

Zorin, Y.A., Kozhevnikov, V.M., Novoselova, M.R. & Turutanov, E.K., 1989. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift and adjacent regions, *Tectonophysics,* **168,** 327–337.

Rhéologie et déformation de la lithosphère continentale : apport de mesures GPS en Asie et de modèles numériques.

Résumé :

Ce travail s'intéresse à la cinématique et à la dynamique des déformations continentales. Nous présentons le champ de vitesse 1994-2002 mesuré par GPS dans la région Mongolie-Baïkal (située au nord de l'Asie) par rapport à l'Eurasie. Il montre que 15% de la convergence IN/EU est accommodé au nord du Tien Shan par du raccourcissement N-S et du cisaillement dextre dans l'Altaï et par du déplacement vers l'E-SE (3-6 mm/an) en Mongolie centrale et orientale. Nos résultats suggèrent que le mouvement vers l'est pourrait être contrôlé par d'autres processus que la convergence IN/EU seule.

A partir des grands séismes de Mongolie au 20ème siècle et de l'inversion des vitesses obtenues, nous modélisons la déformation postsismique (relaxation viscoélastique actuelle <2 mm/an) et estimons la rhéologie de la lithosphère sous la Mongolie (manteau supérieur et croûte inférieure peu visqueux). Par une étude de redistribution des contraintes à la suite de séismes, nous montrons le possible transfert de contrainte entre failles continentales séparées de centaines de kilomètres et sur des dizaines d'années.

Enfin, à partir de modèles dynamiques de la déformation en Asie validés par les données GPS en Chine, Mongolie et Sibérie, nous estimons la rhéologie moyenne de la lithosphère et quantifions les mécanismes de la déformation. Nous montrons que bien que la collision IN/EU soit la contribution majeure à la déformation, les forces de volume et la dynamique des zones de subduction sont d'une importance équivalente dans les zones septentrionales et orientales de l'Asie. D'après nos résultats, l'accommodation de la déformation actuelle se ferait essentiellement de manière continue mais ceci reste à confirmer.

Mots-clés : Déformation intracontinentale, GPS, rhéologie, postsismique, relaxation viscoélastique, transfert de contrainte, déclenchement de séisme, Mongolie, Baïkal, Asie.

Rheology and deformation of the continental lithosphere : GPS measurements in Asia and numerical models contributions.

Abstract :

In this work, we study the current kinematic of Mongolia, in the northern part of Asia and the dynamics of the deformation in Mongolia and Asia.

First, we present the 1994-2002 Mongolia-Baikal GPS velocity field (∼50 sites) with respect to Eurasia. Velocities show that 15% of the IN/EU convergence is accommodated north of the Tien Shan by N-S shortening and dextral shear in the Altay mountain and by E-SEward displacement of central and eastern Mongolia at 3-6 mm/yr. Our results suggest that the Eward motion in Asia could be controlled by other processes than the IN/EU convergence such as the dynamic of the oceanic subduction zone or the gravitational potential energy gradient.

Then, starting with the large mongolian EQ of the last century and the GPS velocities, we model the postseismic deformation (current viscoelastic relaxation < 2mm/an) and estimate the lithosphere rheology under Mongolia (weak upper mantle and lower crust). Next, with a study on viscoelastic and static stress transfer, we suggest that significant stress transfer is possible among continental faults separated by 100s of km and on time scales of decades.

Finally, we validate dynamic deformation models of Asia with a GPS velocity field covering most of Asia. We estimate the average lithosphere rheology and quantify the different mechanisms of deformation. We show that the IN/EU collision is the major contribution to the asian deformation. However, the deformation in north and east Asia is also controlled by the body forces and the dynamic of the oceanic subduction zone. Our results suggest that the deformation is mostly continuous but this last point should be confirmed by further measurements.

Thèse de Sciences de la Terre, spécialité : Géophysique
préparée dans le laboratoire Géosciences Azur (UMR 6526) à Sophia Antipolis.