



Rifting continental : Causes, effets, évolution - Exemple du rift Baïkal

Jacques Deverchere

► **To cite this version:**

Jacques Deverchere. Rifting continental : Causes, effets, évolution - Exemple du rift Baïkal. Tectonique. Université Paris 6 - Pierre et Marie Curie, 1999. <tel-01349453>

HAL Id: tel-01349453

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01349453>

Submitted on 27 Jul 2016

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.



Jacques Déverchère

1999

***Rifting* continental : Causes, effets,
évolution
-
Exemple du rift Baïkal**





Jacques Déverchère

1999

Une synthèse de l'activité scientifique sur:

***Rifting continental: Causes,
effets, évolution
-
Exemple du rift Baïkal***

Présentée le 20 octobre 1999 devant le Jury composé de:

| | |
|----------------------|--|
| Jean-Philippe AVOUAC | CEA/LdG, Bruyères-le-Châtel, rapporteur |
| Gilbert BOILLOT | Université Pierre et Marie Curie, Villefranche/Mer |
| Jean-Pierre BRUN | Université de Rennes 1, rapporteur |
| Michel DIAMENT | Institut de Physique de Globe, Paris |
| Cynthia EBINGER | Université Royal Holloway de Londres, rapporteur |
| Laurent JOLIVET | Université Pierre et Marie Curie, Paris, rapporteur |

Rifting continental: causes, effets, évolution

-

Exemple du rift Baïkal

PLAN

Préambule

Résumé étendu en anglais

Introduction

I. PROBLEMATIQUE ET DEMARCHE SCIENTIFIQUE

A. PROBLEMATIQUE : Signification et importance des rifts continentaux

1. Place des rifts dans la tectonique « interplaque » et « intraplaque »
 - 1-A. *Qu'attendre de la description des mouvements relatifs des grandes plaques ?*
 - 1-B. *Sur l'importance des forces responsables de la déformation intraplaque et leur modélisation*
2. Manifestations majeures associées aux rifts : quelle logique ?
3. Echelle globale : Convection du manteau, héritage continental et rupture lithosphérique
4. Echelle régionale : Géométrie et modes d'évolution des rifts dans le temps et l'espace

B. DEMARCHE: de la "sismo-géologie" à l'analyse des causes et effets de la déformation lithosphérique en extension

1. Les séismes comme marqueurs de la déformation active
 - 1-A. *Qu'attendre de la microsismicité ?*
 - 1-B. *Stratégies d'analyse des mécanismes aux foyer*
 - 1-C. *Principales limites dans l'interprétation de la microsismicité*
2. L'intégration de la « sismo-géologie » dans un ensemble d'observations géophysiques et géologiques
3. Les propriétés intrinsèques de la lithosphère continentale à considérer
 - 3-A. *Importance des hétérogénéités et de la stratification rhéologique*
 - Hétérogénéités rhéologiques et anisotropie mécanique
 - Fluage de la lithosphère inférieure
 - Degré de couplage croûte supérieure-inférieure-manteau
 - 3-B. *Effets de la rigidité lithosphérique et comportement thermo-mécanique de la lithosphère*
 - L'épaisseur élastique équivalente (EEE) : quel apport ?
 - Les épaulements de rift et les modèles thermo-mécaniques en extension
 - Les instabilités périodiques (flambage et boudinage)

II. LE RIFT BAIKAL DANS LA COLLISION INDE-ASIE

- 1. Le laboratoire de la « tectonique intra-plaque » : l'Asie
- 2. Bilans cinématiques et de masse
- 3. Les modèles de déformation basés sur les expériences analogiques
 - *Le modèle initial : le poinçon rigide*
 - *Les modèles dimensionnés intégrant les forces de volume*
- 4. Les modèles utilisant des mesures de déformation quaternaires sur failles
 - *Les modèles en blocs quasi-rigides*
 - *Les modèles en blocs peu ou non rigides*
- 5. Les modèles simulant un champ de déplacement fini depuis 50 Ma
 - *Les modèles numériques de déformation continue*
 - *Modèle cinématique par reconstruction*
- 6. Les modèles utilisant des mesures de déformation instantanée
 - *Les modèles basés sur la sismicité du siècle*
 - *Les modèles basés sur les mesures VLBI et GPS*
- 7. Conclusions : distribution et évolution de la déformation en Asie

III. LE RIFT BAIKAL ET LA DEFORMATION LITHOSPHERIQUE

A. Disposition géométrique et évolution tectonique du rift Baïkal

- 1. Morphologie régionale
- 2. Histoire géologique
 - *Accrétion de blocs au craton archéen et collisions*
 - *Naissance et évolution des bassins du rift*
 - *Volcanisme Cénozoïque et flux de chaleur*
- 3. Sismicité et failles actives
- 4. Champ de contraintes actuels et déplacements récents
- 5. Modèles cinématiques à l'échelle régionale
 - *modèle régional de rotations de blocs rigides*
 - *modèles en pull-apart*
 - *modèles en rifting oblique*
 - *modèle plan en éléments finis*

B. Mécanismes de l'ouverture et structures profondes du rift Baïkal

- 1. Segmentation des failles et épaisseur sismogène
- 2. Tomographie sismologique, vitesses de phase et dispersion des ondes sous la zone de rift
- 3. Gravimétrie et modélisations thermo-mécaniques
- 4. Modélisations expérimentales et numériques en coupe

IV. PERSPECTIVES DE RECHERCHE

■ 1. Evolution biphasée et modèle de rifting passif dominant

- *Le problème des causes du biphase*
- *Le problème de la direction d'extension récente*
- *Le problème du dispositif géométrique plan*

■ 2. Rhéologie, panaches, et convection

- *Le problème du rôle de la rhéologie et des instabilités*
- *Le problème de la dimension et de l'importance de la remontée asthénosphérique sous le rift*
- *Le problème de « Raft tectonics » et de convection : le rôle de la subduction lointaine*

■ 3. Projets à court et moyen termes

- *En Asie*
- *En domaine Ligure*

ANNEXE 1

Activités de formation, recherche et enseignement

1. Activités de Formation à la Recherche
2. Responsabilités administratives d'animation de la Recherche
3. Curriculum Vitae
4. Liste des publications et communications

ANNEXE 2

(dossier séparé)

Publications sélectionnées

(concernant uniquement le dossier d'habilitation)

Les travaux sont numérotés dans l'ordre chronologique de parution ou de préparation. Les publications 2, 5, 7, 8, 10, servent de support au texte de synthèse essentiellement dans le Chapitre III-A (*Disposition géométrique et évolution tectonique du rift Baïkal*), et les publications 1, 3, 4, 6, 9, 11, dans le Chapitre III-B (*Mécanismes de l'ouverture et structures profondes du rift Baïkal*). Les autres publications concernant les recherches dans les Andes, le domaine Ligure et l'Indonésie, ne sont pas reproduites ici. Elles sont mentionnées en Annexe 1.

Rifting continental: Causes, effets, évolution - Exemple du rift Baïkal

Préambule

L'activité présentée ici n'a un sens que par le travail collectif au quotidien qu'elle a permis. En tout premier lieu, je pense aux étudiants en thèse, et particulièrement Frédérique Houdry et Carole Petit, mes deux plus proches collaboratrices, qui, par leurs talents multiples et leurs qualités scientifiques et humaines, ont rendu les missions sibériennes passionnantes et ont enrichi considérablement ce travail. Que Carole puisse trouver rapidement un poste à la mesure de ses grandes possibilités. Je n'oublie pas Christine Fontaine, Nadège Rollet et Olivia Lesne, qui ont su relever le défi d'un travail parfois fastidieux, chacune dans leur domaine. Merci encore aux étudiants de D.E.A. (Eric Chaumillon, Florence Dambricourt, Frédéric Bartoli, Hélène Le Fur, Lies Loncke) et de maîtrise dont l'apport et l'implication ont également été très importants.

Etre enseignant-chercheur c'est aussi un équilibre parfois difficile à trouver dans sa double fonction. J'ai connu à Villefranche-sur-Mer des conditions d'enseignement en Géophysique marine, certes perfectibles, mais surtout très stimulantes, et qui ont apporté de grandes satisfactions mutuelles, tant les étudiants ont besoin d'un enseignement basé sur l'expérimentation directe, la mise en application de connaissances théoriques, et finalement une géophysique concrète : je veux simplement témoigner ici de l'intérêt évident qu'ont manifesté l'immense majorité des étudiants en visite à l'Observatoire pour cette forme d'enseignement, et redire comme au moment de mon recrutement la grande chance que ce métier représente.

Parmi les chercheurs qui ont compté dans ces années entre la région Ligure, la Russie sibérienne et l'Indonésie, je tiens à remercier particulièrement quatre personnes : Eric Calais, dont la passion pour la science est communicative, et qui a rendu possible un 'changement de vitesse' essentiel dans le chantier d'Asie, par son talent, sa disponibilité, son efficacité ; Michel Diamant, qui m'a donné l'impulsion initiale vers la Russie, et a su procurer à nombre de ses 'anciens' étudiants dont moi-même la confiance nécessaire pour continuer leur chemin ; Vladimir San'kov, avec qui nous avons appris peu à peu à faire tomber les barrières culturelles entre nos deux communautés, et qui a assuré la continuité de cette coopération après la tragique disparition d'Alexandre Solonenko, le premier et inoubliable compagnon de route ; et Marie-Odile Beslier, avec qui nous avons partagé les angoisses de la campagne MALIS, et qui a l'exigence et la patience qui me font si souvent défaut.

Je remercie également les personnes qui m'ont manifesté leur confiance dans des moments importants, particulièrement Gilbert Boillot, Georges Mascle, Jean Mascle, Marc Tardy, Jean Virieux, et Hervé Chamley, que ce soit au moment de mon recrutement, au sein du laboratoire devenu *Géosciences Azur* en 1996, et lors de mes participations dans des commissions, conseils, groupes ou comités. Je veux aussi mentionner ici la présence 'collective' d'autres personnes, sans qui la vie d'enseignant-chercheur perd beaucoup d'intérêt, et à qui je dois de sincères remerciements : Françoise Sage (avec mention spéciale pour le 'supplément' enseignement, si souvent oublié), Guy Ouillon, Françoise Courboux, Jocelyne Gosselin, Francine Calcagno, David Graindorge, Philippe Charvis. Je veux encore remercier quelques compagnons (parfois d'infortune !) lors de campagnes en mer (Laurent Royer, Nicole Béthoux, Stéphane Gaffet, Alain Moreau, Jean-Pierre Réhault, Marc Sosson, Pol Guennoc, Jean-François Stéphan, Yann Hello, Bruno Savoye, et tout récemment Alain Anglade) et sur le 'terrain' parfois ingrat des sites du Laboratoire (Yves Descatoire, Jean-Jacques Pangrazi, Reine Saighi, Caroline Ramel, Véronique Gourbaud, Suzanne Vella, Véronique Piset). Enfin je tiens à rendre hommage à l'action de MM. Vassiliev et Baskévitch à l'Ambassade de France à Moscou, qui a rendu possible les nécessaires échanges entre nos deux pays.

J'ai finalement le plaisir de dire mes remerciements aux membres du jury qui ont accepté d'examiner mon activité sans réticence : d'abord aux quatre rapporteurs, Cindy Ebinger, Jean-Philippe Avouac, Jean-Pierre Brun, Laurent Jolivet, et à Gilbert Boillot et Michel Diamant. Deux derniers messages : que les 'Liguriens', et notamment Nicole Béthoux, la 'première' sismologue de la région, et Marie-Odile Beslier, me pardonnent de laisser ici de côté la Méditerranée : elle reste cependant présente en filigrane à travers cet examen de l'extension continentale, et ce n'est que partie remise ; et que Cindy me pardonne d'avoir quelque peu sacrifié la comparaison avec 'son' rift ! Mais je sais que le travail commun avec Carole comble déjà cette lacune.

Résumé étendu en anglais

Continental Rifting: causes, effects, evolution - Example of the Baikal rift

This report for '*Habilitation à Diriger des Recherches*' presents a summary of my research activity about the Baikal rift which has began ten years ago, when I obtained my present position as Assistant Professor at Villefranche-sur-Mer Observatory (UPMC). Activities concerning the geodynamics of the Ligurian Sea and previous studies in the Andes (Ph. Thesis) are not developed in this report. During the last 10 years I have trained 4 Ph.D. students (2 in full responsibility), 6 'DEA' students, and 8 students in 'Maîtrise'. I was also involved in regular teaching tasks in the Observatory, organization of a European Summer School, national evaluations of grants and University activities, CNRS Committees, and in several proposals for scientific fundings (see Annex 1 for details). This activity has also implied several field trips and sea cruises. I have participated to 15 publications in International Journals (level 'A'), plus 3 recently submitted, and to 63 scientific meetings. I was the first author in 4 'A' publications, and second author in 4 others after one of my students (see Annex 1 for a full list and Annex 2 where 11 publications concerning the Baikal rift are reproduced).

Chapter I gives a brief review of the problems that are currently debated about continental rifts and the way I have used and complemented 'seismo-geology' for the analysis of causes and effects of continental deformation under extension. Chapter II is a critical review of the deformation pattern in Asia during Tertiary, which aims at situating the Baikal rift in this important tectonic context. Chapter III is an overview of the main results obtained concerning the structure, evolution and dynamics of the Baikal rift, and puts in perspective the 11 publications reproduced in Annex 2. Finally, Chapter IV briefly opens some perspectives of work.

What I have tried to perform, together with several colleagues, is a multidisciplinary study of the Baikal rift system. This was done in the framework of a collaboration between the Institute of the Earth's Crust (Irkutsk) and *Géosciences Azur* (CNRS-UPMC, Nice, France). We attempt to gather several geophysical and geological data (either revised or new) and to interpret them with some caution, in order to determine a realistic picture of the on-going deformation pattern in the Baikal area, and more widely, to better understand the dynamics of the lithospheric deformation in an intracontinental setting. Our main objectives were the following : (1) describe the geometry and rate of active faulting using satellite imagery, field investigations, and seismicity, (2) directly measure crustal deformation and fault motion using GPS geodesy, (3) determine the stress field using earthquake source data, and (4) understand the physical mechanisms at work through numerical modeling. A number of funding agencies made this project possible : INTAS, NATO, the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, the Mongolian Academy of Science, the French Ministry for Foreign Affairs, the French National Center for Scientific Research (CNRS), and University Pierre and Marie Curie.

1. Geometry, style and rate of faulting

We have first focused our efforts on the northern Baikal rift because active faults are easier to describe there than below Lake Baikal. We have performed a detailed morphotectonic analysis of late Quaternary faulting in this region characterized by ranges and basins distributed over more than 800 km along strike. Remote sensing techniques (SPOT, METEOR scenes, aerial photographs) were used to map the active fault network which displays a general *en échelon* distribution from the northern Lake Baikal to the easternmost basin, with ~30 km-spaced overstepping segments of 10-80 km in length [1, 2]. Most faults have a dominant dip-slip component over their Cenozoic history. The inherited crustal fabric strongly influences the overall geometry of the rifted basins. We use 54 ¹⁴C ages of post-glacial terraces near the footscarp of the Muya basin to date offsets measured inside alluvial fans [3]. The last main post-glacial event in this area appears to be the early Holocene optimum dated at $\sim 10 \pm 2$ ka, following the onset of deglaciation at ~ 13 ka. Therefore, a detailed levelling across two terraces offset by the Taksimov fault (West Muya basin) shows consistent minimum vertical slip rates of 1.6 ± 0.6 mm yr⁻¹. Using 30 other active scarps analyzed in the field, we found a lower bound for horizontal velocity of 3.2 ± 0.5 mm yr⁻¹ across the Northern rift. We then compared directions of slip vectors from Holocene field data and slip directions from earthquake fault plane solutions : although local discrepancies appear, the mean directions of stress inverted ($\sim N130E$ and $\sim N155E$, respectively) are comparable within uncertainties and favor a rifting obliquity of about 30-40°. Extrapolating our Holocene rates, we estimate basin ages younger than generally believed (less than 7 Ma) and propose a spatial and temporal evolution of rifted basins consistent with experimental models of oblique rifting. Total amounts of extension and vertical throw (~ 7 km and ~ 12 km, respectively) across major faults appear rather constant from the central to the northern rift. These results favor a progressive development of asymmetric grabens in this part of the rift zone through time and indicate a strong rheological control on deformation which seems enhanced by other contributions than the far-field effect of the India-Eurasia collision.

A preliminary analysis of a new set of satellite images (SPOT, Landsat Thematic mapper and ERS radar image)

covering the Tunka-Baikal area provides insights on some active faults : (1) the Sayan fault, a continuous system along 130 km, depicts at 3 points river offsets which attest for a recent sinistral strike-slip movement, which magnitude is still undetermined ; (2) the north-Tunka (West) presents discontinuous, *en-échelon* segments with a variable size from 3 km to 10 km and a probable compressional component; (3) the south-Tunka fault vanishes inside the basin from west to east : although different small segments are obvious, no clear, recent offsets are detected along them, suggesting a transfer of motion to the north on the Sayan and north-Tunka faults.

2. GPS measurements and long term prediction of earthquakes

Four campaigns of Global Positioning System measurements were performed between 1994 and 1998 in the southern and western Baikal region. Our results [4] show a total extension of 4.5 ± 1.2 mm/yr in a NW-SE direction in the southern part of the Baikal rift zone and a velocity gradient perpendicular to the major active faults, indicating elastic strain accumulation. This velocity rate is in good agreement with results of Holocene horizontal displacements on faults of the SBR [2, 3] but is at least two times greater than the prediction of most deformation models of Asia [5,6]. The strain is localized on a narrow (50 to 100 km wide) rift structure which appears to be concentrating the present-day deformation between Eurasia and East China. A comparison between the GPS results and the seismic moment released by historical earthquakes suggests that elastic strain is currently accumulating in the Baikal rift zone along active faults that have the potential for a $M = 7.5$ earthquake if that elastic strain were to be released in a single event today. If aseismic slip is neglected, we hypothesize recurrence intervals of 150-350 years for large ($M \sim 7.5-7.7$) events along the lake shoreline, which could imply the occurrence of a strong shock in the near future. In the South and Central Baikal region, field description of more than 40 paleoscarps, and radiocarbon datings of seismogenic deformations have provided recurrences of less than 2000 years [7], a value similar to the one found in the North [3]. We are currently extending our GPS network to Mongolia, where 20 sites covering the western half of the country have been measured for in 1997 and 1998. First results favor an eastward movement of the Mongolian block. These results could reflect the dynamic effect of the Pacific-Eurasia subduction in addition to the well-known effect of the the India-Eurasia collision. Other causes could be a "ridge push" effect below the rift, or a buckling of the lithosphere in response to collisional tectonics along the Siberian Craton. We need additional GPS measurements and tests of dynamic deformation models to discriminate between these possible effects.

3. Deviatoric stress changes

The problem of the forces responsible for the opening of the Baikal rift is still enigmatic. Analyses of individual strain directions provided by focal mechanisms of earthquakes is a classical way to determine the consistency of fault kinematics. We have considered useful to proceed to local deviatoric stress inversions as often as possible, and then to use these tensors to predict slip directions along main faults. More than 300 focal mechanisms located along the whole Baikal rift were first used [8]. The stress field is varying at different scales of observation: when looking at central Asia, the maximum horizontal stress Sh_{max} directions remain rather constant (with a fan-shape geometry) when the tectonic regime goes from transpressional (Mongolian Altai) to extensional (Baikal). At the scale of the Baikal rift, clear variations of the stress regime are observed, from an extensional regime in the central part of the rift to wrench ones in its northern and southern ends. Finally, at the scale of 100 km, systematic Sh_{max} reorientations occur close to major rift faults. We thus infer that the interaction between collisional processes and inherited structures may have a strong influence on rift dynamics. Predicted slips show two distinct parts of the rift: the South Baikal Rift is characterized by a constant trend (around N100°E), meanwhile the North Baikal Rift exhibits rotations involving at least three crustal blocks. These surficial structures and motions can be easily explained by an interaction between the regional compression linked to the India-Asia collision and the geometry of the hardly deformable Siberian platform. This suggests a large-scale cracking (releasing bend) of the lithosphere in the Baikal region. A plane, simple finite element model of deformation confirms this pattern at broader scale [9].

Recently, we have analyzed stress changes from Lake Baikal up to the Bolnai fault in Mongolia thanks to a new database of reliable focal solutions of earthquakes (110 all-size mechanisms). There is a smooth, progressive change of Sh_{max} from South to North, with a trend parallel to the N-S faults of the grabens of Busingol and Khubsugul. Only the Tunka basin region shows a quick change to a E-W strike. Elsewhere, the general strike is in agreement with a fan-shaped, large-scale distribution of Sh_{max} , consistent with the compressive stress field imposed by the India-Eurasia collision. Extensional regimes observed are explained by: (i) the position of Busingol, Darkhat and Khubsugul basins inside a block between two large strike-slip faults, suggesting a pull-apart or a tension gash mechanism within a transpressional regime ; (ii) the position of Lake Baikal against a major suture zone, which strike favors an opening controlled by the main Sayan fault linked to the eastward escape of the Mongolian block.

4. Mechanical behaviour of the lithosphere and deep structures of the rift

We have examined the crustal structure and lithospheric flexure of the BRZ by means of gravity modeling. We modelled the Bouguer Anomaly (BA) along six 1200-km-long gravity profiles [10, 11]. We first evidenced that continuous elastic plate flexure due to surface loading cannot explain the observed BA. Then we introduced plate discontinuities coupled with a realistic brittle-elasto-ductile plate rheology to model external tectonic forces acting on the plates and to determine the Moho geometry. The clearest expression of extensional processes occurs in the central part of the rift, which exhibits the highest crustal thinning and depicts rift shoulders that have been explained in the southern-central Lake by mechanical (flexural) unloading [12]. It evolves southwards to a rapidly increasing compression, resulting in an overthickening of the southern plate's crust and in the long-wavelength flexure of the Siberian plate. North of the central rift, crustal thinning (which is always less than 7 km) gives way to a more diffuse zone of deformation inside the Sayan-Baikal folded belt. Based on plate flexure modellings, we find that the rift shoulders surrounding the Central and North Baikal basins are not supported by upward bending plate, but have a deep crustal root caused by a downward flexure. The other parts of the rift depict two adjacent plates with antithetic flexures. We also observe that the axial mantle material, although affected by velocity reductions from place to place, is not related to a large-scale asthenospheric upwelling, since the lithosphere rheological interfaces are not significantly disturbed. It seems to us that a major asthenospheric upwelling reaching the Moho (suggested by [13, 14, 15]) would produce much stronger thermal effects and mechanical weakening. Instead, we favor the role of horizontal forces and motions resulting from the India-Asia collision, combined with the effect of inherited tectonic structures (and especially the Paleozoic suture bounding the Siberian craton), and leading to the intrusion of partially melted material inside the weakened lithosphere, as previously suggested from petrological constraints [16]. New results from a two-dimensional numerical deformation modelling across the northern rift [17] reveals that these conditions are sufficient to produce rifting and basin subsidence, and that the surface deformation style is strongly controlled by horizontal shear of a ductile layer inside the crust and by lateral flows towards the regions of crustal and mantle thinning.

Using a combination of teleseismic and local delay-time tomography, we have tried to obtain a more reliable picture on the velocity structure below and around the Baikal rift. We use 36000 traveltimes of *P*-refracted waves from the ISC catalogue and *P_g* and *P_n* traveltimes of 578 earthquakes recorded by the Russian regional network to determine a velocity model by the use of local and teleseismic inversion procedures [18, 19, 20]. The models are rather reliable laterally because they closely gather local and global ray path informations. At depth, tests of accuracy in inversion reveal a stable picture down to at least 400 km. A narrow negative anomaly goes through Mongolia and follows the southern and eastern margins of the Siberian craton: this structure is interpreted as a thin mantle plume ('wall') reaching the southern rift axis. This anomaly seems to us the best constrained one, in good agreement with the occurrence of volcanic activity across Mongolia along ~1200 km since Miocene time. Again, our results do not evidence any strong asthenospheric perturbation exactly below the rift axis : we only observe velocity anomalies near the surface which are not deeply rooted. In particular, a negative anomaly is observed at shallow levels (48 km) beneath the northern third of lake Baikal, which is disconnected from deeper structures. It may be explained by the existence of underplated magmatic material at the bottom of the crust and agrees with the anomalous velocities reported from seismic explorations [21, 22]. By comparing the geometry of deep-rooted anomalies to the present-day stress field patterns, the regional heat flow and the Tertiary volcanic activity, it seems to us that the sub-lithospheric mantle dynamics is not the main factor controlling extensional processes in the Baikal rift. However, it does contribute to a thermal weakening of the lithosphere along a mechanical discontinuity bounding the Siberian craton. This view agrees well with the depth distribution of earthquakes, which commonly concerns the range 15-25 km, and sometimes even 40 km [1, 23], confirming significant strength of the lithosphere under extension, even close to the rift axis. Nevertheless, whether the asthenospheric wedge below the rift axis is narrow or not remains a debated point (see e.g. the controversial interpretations of shear wave splitting beneath continental rifts [24, 25]) that is not resolved at this stage and is beyond the scope of our present studies.

5. Conclusions

Although preliminary, our 10-year studies in the Baikal rift have led us to several evidences : (1) the major role of lithospheric inheritance in the Baikal rift genesis; (2) the close spatial relationships between the India-Asia collision and the development of the rift ; (3) the major effect of the high strength of the Siberian Craton during rift evolution; (4) the probable weakening effect of the asthenosphere, as narrow mantle plumes following the lithospheric fabric, in an apparently passive way ; (5) the relatively high velocities of extension measured by GPS geodesy (in the southern rift) or by field studies on scarps (in the whole rift) of about 3-5 mm/yr; (6) the oblique rifting geometry in the northern tip and the 'transpressive pull-apart' mechanism in the southern tip ; and (7) the possibility to model the topography, deformation pattern, gravity anomaly and age of formation of the northern Baikal rift zone without invoking a dynamic contribution of an asthenospheric plume, at least in the recent phase of its evolution (« fast rift stage », since 3.5 My). We have found a good consistency between Holocene and present-day strain rates, a rather constant displacement field from Lake Baikal (dip-slip rifting) to the northern rift (oblique-type rifting), higher rates than predicted by all deformation models of Asia, and recurrence intervals for large earthquakes of about 300 years or less in the South and of about 2000

years in the North. Some goals in the future may be to : (1) Extend GPS measurements to Mongolia (first performed in 1997) and to the northern rift; (2) Develop a permanent GPS network; (3) Describe fault mechanics, by determining the amount of aseismic deformation, the time stability of the velocity field, the locked and unlocked behaviour of faults, which will allow reliable seismic hazard assessments; (4) Favor methodological developments and training in earthquake relocation procedures and instantaneous strain field analyses to be used by Russian and Mongolian scientists; (5) Enhance the development of a modern (i.e., broadband) seismograph network; (6) Improve earthquake locations thanks to the installation of an experimental array around (and inside with OBS) Southern Lake Baikal for instance.

We finally conclude that three favorable conditions explain 'local' extension in the Baikal area : far-field compressional stress field, mechanical inherited lithospheric weakness and some heat supply. This latter input is still unclear, but probably strongly influences the flow properties and the mechanical behaviour of the deforming lithosphere. Anyway, far stress-field sources (India-Eurasia collision and possibly, Pacific subduction) impose boundary conditions that played a significant role in the evolution of the Baikal system through time. Several possible consequences (first 'pre-rift' stage of increasing potential energy in relief by thrusting ? Extensional collapse ? Lateral escape and ductile flow at depth ?) should be clarified in the future.

References

- [1] Déverchère, J., F. Houdry, N.V. Solonenko, A.V. Solonenko, and V.A. Sankov, 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, 1993.
- [2] Houdry, F., Mécanismes de l'extension continentale dans le rift nord-Baïkal, Sibérie: contraintes des données d'imagerie SPOT, de terrain, de sismologie et de gravimétrie, *Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 356 pp., 1994.
- [3] San'kov, V.A., J. Déverchère, Y. Gaudemer, F. Houdry, and A. Philippov, Geometry and rate of faulting in the North Baikal rift, Siberia, *Tectonics*, in press, 2000.
- [4] Calais, E., O. Lesne, J. Déverchère, V.A. Sankov, A.V. Lukhnev, A.I. Miroshnichenko, and K.G. Levi, Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, *25* (21), 4003-4006, 1998.
- [5] Peltzer, G., and F. Saucier, Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates, *J. Geophys. Res.*, *101*, 27,943-27,956, 1996.
- [6] England, P., and P. Molnar, The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults, *Geophys. J. Int.*, *130*, 551-582, 1997.
- [7] Levi, K.G., S.M. Babushkin, A.A. Badardinov, V.Y. Buddo, G.V. Larkin, A.I. Miroshnichenko, V.A. San'kov, V.V. Ruzhich, H.K. Wong, D. Delvaux, and S. Colman, Active Baikal tectonics, *Russian Geology and Geophysics*, *36*(10), 143-154, 1995.
- [8] Petit, C., J. Déverchère, F. Houdry, V.A. Sankov, V.I. Melnikova, and D. Delvaux, Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications, *Tectonics*, *15*(6), 1171-1191, 1996.
- [9] Lesne, O., E. Calais, and J. Déverchère, Finite element modeling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive debate, *Tectonophysics*, *289*, 327-430, 1998.
- [10] Burov, E. B., F. Houdry, M. Diament, and J. Déverchère, A broken plate beneath the North Baikal rift zone revealed by gravity modelling, *Geophys. Res. Lett.*, *21*, 129-132, 1994.
- [11] Petit, C., E.B. Burov, and J. Déverchère, On the structure and mechanical behavior of the extending lithosphere in the Baikal rift from gravity modeling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *149*, 29-42, 1997.
- [12] Van der Beek, P.A., Flank uplift and topography at the Central Baikal Rift (SE Siberia): A test of kinematic models for continental extension, *Tectonics*, *16*, 122-136, 1997.
- [13] Gao, S., P.M. Davis, H. Liu, P.D. Slack, Y.A. Zorin, N.A. Logatchev, M.G. Kogan, P.D. Burkholder, and R.P. Meyer, Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia, *J. Geophys. Res.*, *99*, 15,319-15,330, 1994.
- [14] Gao, S., P.M. Davis, H. Liu, P.D. Slack, Y.A. Zorin, V.V. Mordvinova, V.M. Kozhevnikov, and N.A. Logatchev, Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone, *Nature*, *371*, 149-151, 1994.
- [15] Zorin, Y.A., V.M. Kozhevnikov, M.R. Novoselova, and E.K. Turutanov, Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift and adjacent regions, *Tectonophysics*, *168*, 327-337, 1989.
- [16] Kiselev, A.I., and A.M. Popov, Asthenospheric diapir beneath the Baikal rift: Petrological constraints, *Tectonophysics*, *208*, 287-295, 1992.
- [17] Lesne, O., E. Calais, J. Déverchère, R. Hassani, and J. Chéry, Dynamics of intracontinental extension in the North Baikal Rift from two-dimensional numerical deformation modeling, *J. Geophys. Res.*, in press, 1999.
- [18] Petit, C., and J. Déverchère, Velocity structure of the northern Baikal rift, Siberia, from local and regional earthquake travel times, *Geophys. Res. Lett.*, *22*(13), 1677-1680, 1995.
- [19] Koulakov, I., Three-dimensional seismic structure of the upper mantle beneath the central part of the Eurasian continent, *Geophys. J. Int.*, *133*, 467-489, 1998.
- [20] Petit, C., I.Yu. Koulakov, and J. Déverchère, Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications, *Tectonophysics*, *296*, 125-144, 1998.
- [21] Puzyrev, N.N., M.M. Mandelbaum, S.V. Krylov, B.P. Mishenkin, G.V. Petrik, and G. V. Krupskaya, Deep structure of the Baikal and other continental rift zones from seismic data, *Tectonophysics*, *45*, 15-22, 1978.
- [22] Krylov, S. V., B. P. Mishenkin, and A. V. Bryskin, Deep structure of the Baikal rift from multiwave seismic explorations, *J. Geodyn.*, *13*, 87-96, 1991.
- [23] Déverchère, J., F. Houdry, M. Diament, N.V. Solonenko, and A.V. Solonenko, Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift, *Geophys. Res. Lett.*, *18*, 1099-1102, 1991.
- [24] Vauchez, A., G. Barruol, and A. Nicolas, Comment on « SKS splitting beneath continental rift zones », *J. Geophys. Res.*, *104*, 10,787-10,789, 1999.
- [25] Gao, S., P.M. Davis, H. Liu, P.D. Slack, A.W. Rigor, Y.A. Zorin, V.V. Mordvinova, V.M. Kozhevnikov, and N.A. Logatchev, Reply to Comment from Vauchez et al., *J. Geophys. Res.*, *104*, 10,791-10,794, 1999.

Introduction

Ce rapport d'*Habilitation à Diriger des Recherches* présente, outre un compte-rendu détaillé d'activité, un résumé de mon activité de recherche sur le rift Baïkal qui a commencé il y a 10 ans, lors de ma nomination comme Maître de Conférence de l'Université Pierre et Marie Curie à l'Observatoire de Villefranche-sur-Mer. Comme pendant ma thèse, un fil directeur thématique a relié mes différentes activités de recherches : l'extension continentale et ses effets, qu'elle se produise au sein d'une chaîne de montagne liminaire (la Cordillère Blanche au Pérou), dans un paléorift maintenant immergé, le bassin Ligure et ses marges, en contexte d'arrière-arc, ou au cœur d'un continent, le rift Baïkal. Si j'ai choisi de ne présenter que ce dernier, c'est à la fois pour des raisons de temps, et pour éviter une 'gymnastique' intellectuelle un peu artificielle : la comparaison entre ces deux derniers objets, par la différence de contexte tectonique et de méthodes d'investigation qu'elle implique, ne me paraît pour l'instant pas assez fructueuse. J'ai voulu plutôt tirer parti du fait qu'un cycle d'étude s'achevait en domaine intracontinental asiatique, avec une confrontation utile entre plusieurs résultats récents (modélisations gravimétriques, mesures GPS et modélisations numériques) et l'analyse plus spécifiquement 'sismo-géologique' que j'ai menée. Enfin une autre circonstance m'a incité à agir de la sorte : la soutenance proche de la thèse de doctorat de Nadège Rollet sur le bassin Ligure.

Avant de détailler le contenu de ce mémoire, je résume en quelques lignes le travail de recherche effectué en dehors du chantier Baïkal depuis mon arrivée à Villefranche-sur-Mer. L'essentiel a été consacré à :

(1) une expertise, également indispensable pour mon enseignement, dans l'acquisition et l'interprétation de profils de sismique-réflexion monotraces en mer Ligure. Ce travail a permis d'identifier des marqueurs importants du soulèvement de la marge depuis le Messinien, de proposer une évaluation de la longueur et de l'importance des failles normales bordières de pied de pente, et de caractériser des milieux diffractants correspondant aux dépôts détritiques de bas niveau marin, qui sont probablement à relier à la crise de salinité Messinienne. Il a fait l'objet d'une partie du travail de Nadège Rollet, d'une publication de rang A (Chaumillon et al., 1994), de 2 rapports de DEA (E. Chaumillon, 1992, et H. Le Fur, 1998), de 2 rapports de stage ERASMUS, de 2 rapports de Maîtrise, et de plusieurs publications de rang B ou C avec les collègues italiens de Gênes (voir Annexe 1) ;

(2) l'acquisition, le traitement et l'interprétation de données de sismologie acquises conjointement en domaine sous-marin et terrestre, essentiellement lors de 3 campagnes successives d'acquisition, entre 1990 et 1997. La principale, SISBALIG2, s'est effectuée en collaboration avec l'Institut de Géophysique de Hambourg (Allemagne). Elles ont permis d'établir un modèle de vitesse jusque dans le manteau le long du pied de la marge nord-Ligure, de calibrer technologiquement notre réseau de sismographes sous-marins (OBS) dédiés à l'activité d'observation, de mieux localiser en profondeur des événements sous la marge et dans le bassin, et de réunir une base de données plus complète de mécanismes au foyer qui permet de caractériser un régime essentiellement compressif dont la direction de contrainte maximum change rapidement à l'approche de la chaîne alpine. Ce travail a fait l'objet d'une thèse (C. Fontaine, 1996) dont j'ai partagé la co-responsabilité avec Anne Deschamps, d'un article de rang A (Déverchère et al., 1991) et d'un rapport de maîtrise (voir Annexe 1) ;

(3) l'acquisition, le traitement et l'interprétation de données de sismique-réflexion multitrace (campagne MALIS), en collaboration avec Marie-Odile Beslier. Elle a permis de redéfinir la structure et le degré d'asymétrie des marges conjuguées Corse et Ligure, de préciser la structure du socle dans le bassin profond, de cartographier la distribution du volcanisme Miocène, largement méconnu jusqu'alors, de proposer une nouvelle interprétation de l'évolution tectono-sédimentaire du bassin par un premier modèle thermo-mécanique 2-D, et d'avancer des hypothèses sur les modalités de la réactivation en compression de la marge nord-Ligure et du bassin profond par combinaison des informations sismotectoniques, magnétiques, gravimétriques, de sismique-réflexion, et de sismique grand-angle. Les recoupements avec d'autres campagnes (CYLICE'97, plongées ; MARCO'95, dragages ; MALIGU'92,93, SIBONI'94, monotraces) furent déterminantes pour l'interprétation de cette nouvelle base de données sismiques. Mon implication personnelle a été dans l'acquisition et l'interprétation des profils multitrace MALIS, des campagnes monotraces, et dans la corrélation avec la sismicité (malheureusement encore incomplète). Ce travail a fait l'objet d'une thèse (N. Rollet, 1999) et d'un rapport de D.E.A. (F. Dambricourt, 1995) dont j'ai partagé la co-responsabilité avec Marie-Odile Beslier (voir Annexe 1). La soutenance de Nadège Rollet (septembre 1999) a donné l'occasion de discuter en détail les résultats de ce travail, à mon sens importants, même si de nombreux problèmes d'interprétation demeurent (nature exacte des faciès sous les marges, identification de la croûte océanique, séparation des phases multiples de déformation depuis l'Eocène) en raison de l'absence de forages en mer Ligure ;

(4) la participation à d'autres campagnes en mer (sismique multitrace en Galice et en Côte d'Ivoire, sismologie et sismique grand-angle par OBS et/ou stations terrestres en mer Ligure et en baie de Naples) ou à terre (sismologie de terrain en Indonésie, avant et après un grand séisme). Ces activités 'occasionnelles' se sont justifiées soit pour des raisons d'initiation à de nouvelles approches méthodologiques (la multitrace à mon arrivée à Villefranche), soit par les nécessités d'intervention suite à des séismes importants dans des régions au préalable étudiées par nos équipes (Liwa, 1994, M=6.8, et Vintimille, 1995, M=4.7). Ces travaux ont fait l'objet de 2 articles de rang A (*Widiwijayanti* et al., 1996, et *Courboulex* et al., 1998, voir Annexe 1).

Je présente maintenant le plan de ce rapport. Le chapitre I fournit un bref aperçu des problèmes couramment débattus à propos des rifts continentaux actuels, et justifie la démarche générale que j'ai choisie afin de mieux comprendre les causes et les effets de la déformation active en extension en domaine intracontinental : l'utilisation de la « sismo-géologie », au cœur de mon domaine de compétence, dans un cadre élargi par l'apport d'autres approches complémentaires (gravimétrie, géodésie, modélisations numériques). Le Chapitre II est un examen critique du comportement de la lithosphère asiatique au cours du Tertiaire, d'après la bibliographie. Cette partie peut surprendre le lecteur dans le cadre de cette Habilitation : elle m'a paru nécessaire pour renforcer la compréhension des processus de déformation observée à l'échelle du rift Baïkal, car le contexte de la collision Inde-Asie et des subductions le long de l'océan Pacifique y joue à l'évidence un rôle primordial. Le Chapitre III donne et discute les principaux résultats obtenus concernant la structure, le comportement thermo-mécanique, l'évolution et la dynamique actuelle du rift Baïkal, en se référant aux 11 publications reproduites en Annexe 2. Finalement, le Chapitre IV ouvre brièvement quelques perspectives d'étude à la suite de ces travaux.

Enfin je mentionne en Annexe 1 les principaux éléments de la démarche d'enseignement que j'ai eu à assurer à Villefranche-sur-Mer dans le cadre de mon service statutaire, ainsi qu'un Curriculum Vitae, la liste complète de mes publications et communications, et un bilan détaillé des activités de recherche, des tâches administratives, et des contrats dans lesquels j'ai été impliqué.

I. PROBLEMATIQUE ET DEMARCHE SCIENTIFIQUE

A. PROBLEMATIQUE : Signification et importance des rifts continentaux

1. Place des rifts dans la tectonique « interplaque » et « intraplaque »

1-A. *Qu'attendre de la description des mouvements relatifs des grandes plaques ?*

Le succès de la tectonique des plaques repose sur la simplicité des déplacements relatifs d'un nombre limité de blocs rigides, ce qui permet de séparer clairement une description cinématique des processus dynamiques à la source des ces déplacements. S'il est difficile de remonter aux conditions ayant présidé à la formation des grands systèmes de rift du passé, il est en revanche beaucoup plus aisé d'utiliser les informations issues des modèles cinématiques globaux sur les 2 derniers millions d'années (*De Mets et al., 1990, 1994*) pour comprendre et analyser la distribution actuelle des déformations et des contraintes (et plus particulièrement la formation des rifts récents). C'est pourquoi les réflexions les plus précises sur les forces responsables de la distribution des déformations à l'intérieur des plaques (*Zoback, 1992*) sont basées sur des objets et des observations actuels (i.e., *Forsyth et Uyeda, 1975 ; Zoback et al., 1989 ; Richardson, 1992 ; Wdowinski, 1998*).

L'objet « rift » correspond à une limite de plaque en cours de formation : nous avons donc à nous placer dans le cadre de la déformation intracontinentale. Comment peut-on alors décrire précisément les mouvements relatifs des blocs entourant un rift ? A l'évidence, nous devons d'abord admettre que les déplacements cinématiques ne sont alors plus aussi simples à décrire, en raison notamment des propriétés rhéologiques particulières de la lithosphère continentale (voir I-B), du changement d'échelle évident, et de l'absence quasi générale de marqueurs globaux tels que le paléomagnétisme. Par ailleurs, bien que l'hypothèse des plaques rigides soit une approximation, la déformation intraplaque dans les zones stables se fait à des vitesses très faibles (*Argus et Gordon, 1996*), et devient donc difficilement mesurable et modélisable. Ceci permet au passage de confirmer que le modèle NUVEL-1A de *De Mets et al. (1994)* est apte à décrire les déplacements des plaques principales de manière satisfaisante au premier ordre, et offre donc un excellent cadre général, comme la comparaison avec les vitesses sur 5 ans du réseau GPS global le montre (*Larson et al., 1997*). Enfin, de par la formation de chaînes de montagne, qui représentent une énergie potentielle gravitationnelle 'stockée' dans la lithosphère au cours de la déformation, la cinématique ne peut pas être traitée indépendamment des processus dynamiques (voir par exemple *England et Jackson, 1989 ; England et Molnar, 1997b*).

1-B. *Sur l'importance des forces responsables de la déformation intraplaque et leur modélisation*

Les géophysiciens modélisateurs ont donc généralement envisagé la déformation de la surface du globe en traitant séparément deux domaines : l'intérieur des plaques, considéré comme un milieu élastique continu, et les zones près des frontières de plaques, où la déformation cumulée à long terme est traitée en négligeant la résistance élastique et modélisée en terme de fluage plastique (*Tapponnier et Molnar, 1976*), visqueux (*England et McKenzie, 1982, 1983 ; Vilotte et al., 1982*), ou élasto-visco-plastique (*Bassi, 1991 ; Chéry et al., 1991 ; Wdowinski et Bock, 1994 ; voir §B-3*). Chaque approche fait des approximations différentes qui sont défendues par les auteurs en fonction du phénomène dont ils veulent rendre compte, de l'échelle d'observation, et bien souvent, d'une 'philosophie' de la déformation. Le but du chapitre II sera de résumer les principales approches et de les critiquer dans leurs fondements et leurs résultats confrontés à la réalité pour le cas le plus étudié : la collision Inde-Asie. Il convient d'ores et déjà de réaliser les limites actuelles des modélisations en domaine intracontinental, loin des bordures de plaques : la complexité rhéologique et les hétérogénéités mécaniques héritées qui caractérisent une lithosphère continentale ne peuvent être complètement prises en compte actuellement dans les modélisations.

Wdowinski (1998) propose une tentative globale intéressante, appelée « théorie de la tectonique intraplaque » : sur la base d'hypothèses simples concernant le comportement mécanique de plaques déformables, il utilise les déplacements relatifs bien connus des plaques pour prédire des directions de déplacement intra-plaque et des champs de déformation interne adjacents aux différents types de limites de plaque. Ses prédictions sont ensuite comparées aux mesures de contraintes maximales horizontales actuelles (*Zoback, 1992*) : le champ intra-plaque de premier ordre semble essentiellement résulter des forces horizontales induites par les plaques voisines dans la direction des mouvements relatifs, et des forces de 'flottabilité' liées aux contrastes de densité entre les rides médio-océaniques et l'intérieur des plaques, qualifiée habituellement de « *ridge push* » (*Forsyth et Uyeda, 1975 ; Richardson, 1992*). Elles permettent d'expliquer la déformation essentiellement compressive observée à l'intérieur des plaques et la décroissance linéaire des taux de déplacement avec la distance aux limites de plaque.

Concernant les grands rifts actuels, il convient de remarquer que la déformation extensive dans le rift de l'Afrique de l'Est a reçu plusieurs explications divergentes: elle serait le résultat de variations dans l'énergie potentielle gravitaire de la lithosphère (produites par des variations latérales de densité) selon le modèle par éléments finis de *Coblentz et Sandiford* (1994); au contraire, elle serait explicable dans le cadre des forces horizontales agissant aux limites des plaques selon le modèle de *Wdowski* (1998), sans avoir besoin d'invoquer le rôle de la topographie en excédent ou d'un croûte épaisse, comme proposé antérieurement par *Zoback et al.* (1989) et *Zoback* (1992). Le débat n'est à mon sens pas tranché. Dans le cas de l'Asie centrale, *Wdowski* (1998) ne présente pas de test précis (sauf pour le Tibet où son ajustement entre directions mesurées et prédites de contrainte horizontale maximale *Shmax* est mauvais), ce qui ne permet pas d'expliquer la naissance du rift Baïkal dans le cadre de cette modélisation prédictive. La résolution limitée du modèle et l'éloignement du Baïkal de toute frontière de plaque peuvent expliquer cette difficulté.

2. Manifestations majeures associées aux rifts : quelle logique ?

L'exercice consistant à compiler les caractéristiques des grands rifts (actuels et fossiles) a été tenté à maintes reprises, et récemment par *Ruppel* (1995) et *Olsen* (1995). Il s'avère relativement peu concluant à mon sens, probablement en raison de la difficulté que nous avons à décrire, quantifier et finalement comprendre les processus profonds en action dans l'asthénosphère et la lithosphère près des rifts. Je ne reprendrai donc pas ici la liste de ces points comparatifs mais attirerai simplement l'attention sur quelques observations et problèmes qui introduiront les discussions ultérieures et peuvent finalement permettre de comprendre la singularité des rifts continentaux.

Un système de rift est d'abord reconnu par des variations de la topographie, négatives (grabens) mais aussi positives (épaulements, et parfois, bombements), par son volcanisme, et par des variations de paramètres géophysiques (gravité, flux de chaleur, contraintes, vitesses et polarisation d'ondes sismiques, etc...), qui sont censées résulter d'un processus d'extension. Ces 'anomalies' conduisent à la conclusion qui peut apparaître comme triviale aujourd'hui, mais est encore mal établie sous de nombreux rifts, que la lithosphère sous un rift est plus mince qu'aux alentours, quel que soit le mécanisme invoqué (voir par exemple *Davis et al.*, 1993; *Achauer et al.*, 1994; *Gao et al.*, 1994a,b; *Granet et al.*, 1995). La difficulté à caractériser les structures sous les rifts peut paraître surprenante : elle tient en fait à la fois aux limites de résolution spatiale des méthodes d'imagerie employées (limitation fréquente à 2 dimensions, échantillonnage spatial faible), à la complexité du milieu à caractériser (processus de fusion partielle conduisant à des caractéristiques pétrologiques variées, faible contraste de densité entre l'asthénosphère et la lithosphère, géométrie des intrusions et du contact complexes, rapides changements des paramètres physiques, etc...), et enfin à la façon non univoque d'interpréter les anomalies, qu'elles soient de vitesses, de polarisation ou de dispersion d'ondes (voir des exemples récents dans *Davis et al.*, 1997; *Gao et al.*, 1997,1999; *Vaucher et al.*, 1999). Dans un autre système extensif (rifts de Corinthe et Evvia), *Tiberi* (1999) a illustré l'embarras des sismologues quant à interpréter les corrélations entre anomalies gravimétriques et tomographiques, notamment en raison des effets variables de la perturbation thermique sur les vitesses sismiques. L'anisotropie de l'olivine pourrait également être responsable d'importants artefacts dans les modèles tomographiques 3-D basés sur les temps de parcours d'ondes *P* (*Sobolev et al.*, 1999).

L'ampleur de la perturbation thermique est donc encore difficile à estimer sous la plupart des rifts, alors que ses effets (advection de chaleur par propagation des magmas dans la lithosphère, échange de chaleur par conduction) sont déterminants pour analyser les différences de comportements entre rifts (réponse thermo-mécanique par flexion pendant et après le *rifting*, production magmatique, modifications de la stratification rhéologique, de la viscosité et de la fabrique, etc...). La tâche est compliquée par la difficulté d'interprétation de certains paramètres comme le flux de chaleur, affecté par l'effet masquant des sédiments et la circulation hydrothermale près de la surface, qui redistribue la chaleur et la concentre. Le rift Baïkal est un bon exemple de cette complexité (*Lysak*, 1978, 1984, 1987, 1992, 1995). Il résulte de cette situation que l'on dispose de peu d'éléments pour passer de l'observation des effets à la déduction des causes du *rifting*, qui ont amené à la terminologie classique de '*rifting* actif ou passif', mais qui est ambiguë et la plupart du temps stérile pour cette raison : à supposer que l'on dispose un jour d'images tomographiques de haute résolution sous les rifts, on ne résoudrait pas pour autant simplement le problème de l'origine des remontées profondes. En d'autres termes, on constate dans de nombreux cas que cette distinction 'actif-passif' devient largement artificielle. Comme suggéré par *Ruppel* (1995), le rétro-contrôle clair entre super-continent et dynamique du manteau (*Gurnis*, 1988; *Zhong et Gurnis*, 1993; *Anderson*, 1994; *Guillou et Jaupart*, 1995; *Lowman et Jarvis*, 1999) devrait amener à une vision moins manichéenne et exclusive des origines possibles du *rifting* continental.

3. Echelle globale : Convection du manteau, «histoire» continentale et rupture lithosphérique

Les relations entre les rifts continentaux et l'activité du manteau (panaches et cellules convectives) restent cependant toujours un sujet de discussion important, ne serait-ce que pour associer plus étroitement les liens de cause à effet de la surface vers la profondeur au sein d'un rift donné. Pour être comprises, ces relations supposent d'abord d'avoir une définition précise des termes désignant les propriétés mécaniques, pétrologiques et géochimiques des milieux considérés. *Anderson* (1995) a fourni un glossaire très utile et montre que les termes de lithosphère et asthénosphère, à

l'origine employés dans un sens mécanique et rhéologique, sont souvent une source d'ambiguïté car ils ont également servi à désigner sous les continents les deux types de manteau, appauvri (sous les rides océaniques) ou enrichi. L'auteur propose de désigner sous le terme de périshpère la couche de manteau enrichi, réservoir étendu pour les épanchements de basaltes continentaux, qui serait lié à l'interaction entre les subductions et la convection, et qui est improprement associé à la lithosphère continentale. Cette proposition illustre la difficulté que nous avons aujourd'hui à interpréter correctement les manifestations profondes du manteau, en raison du brassage introduit par le cycle des subductions, de notre faible connaissance des interfaces aux limites asthénosphère-lithosphère, et des confusions possibles entre panaches provenant du manteau inférieur, têtes de panaches actuels ou fossiles, et portions de lithosphère continentale délamainée (voir à titre d'exemple de cette complexité les articles de synthèse récents de *Courtilot et al., 1999* ; *Albarède, 1998* ; *Schott et Schmeling, 1998*).

Les composantes à grande longueur d'onde du champ thermique mantellaire sont maintenant bien connues. *Zhang et Tanimoto (1993)* ont proposé de contrôler par inversion d'ondes de surface et d'ondes *S* les enracinements jusqu'à 250 km de profondeur : sous les continents, ils trouvent des vitesses *S* faibles à l'aplomb de la mer Rouge et du rift est-africain qui se prolongent en profondeur, ce qui suggère la présence de 'hot spots', dont l'obliquité en allant vers la profondeur pourrait être reliée à la présence des cratons, qui seraient contournés par les panaches (voir §B-3-A). Ce comportement n'est pas retrouvé sous le rift Baïkal. Les résultats de *Grand et al. (1997)* et *Van der Hilst et al. (1997)* mènent logiquement à la conclusion qu'il y a une pénétration significative des 'slabs' dans le manteau inférieur, impliquant un transfert de masse entre manteau supérieur et manteau inférieur. Ils confirment également la différence de structure profonde en vitesse absolument majeure entre le rift est-africain (enraciné au-delà de 500 km) et le rift Baïkal. Le même type de résultats est retrouvé dans des études récentes, plus régionales (*Rapine et al., 1997* ; *Curtis et al., 1998* ; *Ritzwoller et Levshin, 1998* ; *Griot et al., 1998*). Cependant, ces observations ne permettent pas d'établir pour l'instant un lien clair entre les anomalies sous les grands continents (alignement de 'hot spots') et les modèles de convection à grande échelle, qui prédisent dans certaines conditions l'apparition de forces extensives à grande distance (3000-4000 km) des 'slabs', comme en Asie (*Nataf et al., 1981* ; *Froidevaux et Nataf, 1981* ; *Lowman et Jarvis, 1999*). Il semble en tout cas que l'action de la taille d'un continent sur la convection soit une raison importante pour l'apparition d'un état instable conduisant au *rifting* continental loin des bordures de plaques (*Guillou et Jaupart, 1995*). Le problème de la cyclicité et des constantes de temps nécessaires à l'apparition de l'extension dans ces conditions n'est pas trivial (*Lowman et Jarvis, 1999*) ; de même la taille, le nombre, et la continuité temporelle et spatiale des diapirs par rapport à des cellules de convection dans un régime de turbulence donné sont très hypothétiques (e.g., *Herrick, 1999*).

Enfin, une analyse paléogéographique globale des mouvements de blocs de l'Hémisphère Ouest depuis le Calédonien amène *Ziegler (1992)* à considérer que les forces responsables de l'éclatement de la Pangée seraient surtout la traction basale de l'asthénosphère en convection, combinée aux contraintes extensives transmises à l'aplomb des cellules ascendantes, alors qu'elle seraient plutôt le « *ridge push* » (et, plus marginalement, le « *slab pull* ») pendant les périodes de rapprochement. Dans ce 'ballet', les rifts, hors du contexte d'arrière-arc lié au *roll-back*, résulteraient de cette interaction entre plaques, destructive ou constructive, mais pas significativement de la remontée de panaches profonds, qui ne feraient qu'affaiblir la lithosphère. Au regard de la tomographie globale mentionnée précédemment, cette deuxième conclusion me paraît à l'évidence quelque peu abrupte : les observations tomographiques plus régionales et les caractéristiques gravimétriques et volcaniques (*Davis et al., 1993* ; *Ruppel, 1995*) confirment à l'évidence la contribution importante des panaches dans le rift est-africain (surtout kenyan et éthiopien), et dans une moindre mesure, dans le rift du Rio Grande, caractères non retrouvés dans le rift Baïkal ou le graben du Rhin. Néanmoins, il est admis qu'une lithosphère 'normale' ne peut être étirée plastiquement, en raison de la résistance du manteau (*Nicolas et al., 1994*) : il convient de l'affaiblir pour rendre le *rifting* possible. *Nicolas et al. (1994)* suggèrent donc l'existence d'un premier stade de fracturation et d'injection mantellaire dans un conduit étroit (initiation du rift), suivi par l'étirement homogène de la lithosphère (*rifting*), facilité par la relaxation thermique qui suit la première étape (après environ 10 Ma). Ce concept pourrait s'appliquer aux rifts kenyan en particulier. Pour d'autres rifts, la présence d'une zone de faiblesse lithosphérique pourrait aussi jouer ce rôle de préparation au *rifting*.

4. Echelle régionale : Géométrie et modes d'évolution des rifts dans le temps et l'espace

Pour terminer cette présentation de la problématique des rifts, il convient de rappeler leur grande variabilité spatiale et temporelle, exprimée à travers leur géométrie, leur morphologie, et leur 'style' tectonique. La bibliographie sur ce sujet est très abondante, car les mécanismes qui régissent ces paramètres doivent permettre de comprendre la formation et l'évolution des bassins sédimentaires et de leurs ressources. *Buck (1991)*, sur la base d'expériences numériques, reproduit les 3 principales géométries de rift observées (modes en rift large, étroit, ou en *core complex*) et valorise l'importance des conditions initiales (état thermique et épaisseur crustale) dans le résultat obtenu. Pour chacun des rifts importants, *Ruppel (1995)* a rassemblé les principales caractéristiques, développées dans *Olsen (1995)*. La plupart des rifts actuels sont étroits (moins de 100 km) et longs (de 300 à 2000 km) ; beaucoup sont apparus depuis l'Eocène et surtout l'Oligocène, avec des phases de développement majeur récents (3-7 Ma, pour le rift Kenyan, la branche Ouest du rift est-africain, le Baïkal, le Tibet). La quantité d'extension y est le plus souvent modérée (30-40%), sauf peut-être pour le rift éthiopien. Les profondeurs maximales des séismes (20 à 40 km) et les épaisseurs élastiques équivalentes (voir §B-3-B) indiquent

généralement une forte résistance mécanique à l'étirement, même assez près de l'axe du rift, sauf au Tibet. Enfin le volcanisme et le flux de chaleur varient considérablement d'un rift à l'autre. Remarquons surtout qu'un volcanisme basaltique abondant et des flux élevés caractérisent les rifts situés sous les fortes anomalies tomographiques (voir §A-3 : Afar et Ethiopie, Rio Grande), au contraire du rift Baïkal et de la Branche Ouest en Afrique de l'Est.

Au-delà de la simple géométrie de surface, le débat dans les 20 dernières années a porté sur la mécanique de l'extension et son processus tectonique, à l'origine des épaulements de rift. J'évoquerai dans la partie B-3 de ce chapitre le degré de contrôle des paramètres intrinsèques de la lithosphère sur la déformation, et notamment l'importance de la rhéologie. Je conclurai ici simplement en rappelant quelques faits fondamentaux concernant la structure superficielle et semi-profonde des rifts. Les structures de surface des rifts révèlent fréquemment une asymétrie prononcée, avec une faille maîtresse et un demi-graben, et des inversions de polarité de part et d'autre de relais transformants ; cependant, à une échelle plus générale, la géométrie d'ensemble est souvent symétrique (*Brun et Beslier, 1996*). Je développerai les modèles expliquant ces observations à travers le cas du boudinage (§B-3-B). Une autre observation fréquente est la présence d'une transition croûte-manteau anormale, assimilée tantôt à de la croûte inférieure anormale ou à un manteau anormal, et interprétée en terme de sous-placage (*Furlong et Fountain, 1986 ; Handy et Streit, 1999*) ou de fluage (*Burov et Cloetingh, 1997*). La détermination d'un modèle de déformation réaliste dépend également des rapports d'amincissement entre le manteau lithosphérique et la croûte : en effet, ces amincissements ont des effets rhéologiques opposés. Il semble que sous la plupart des rifts, l'amincissement du manteau soit plus important que celui de la croûte (dans un rapport de 2 à 4). Si l'amincissement crustal est souvent assez bien identifié par sismique (Rhin, Massif Central, Rio Grande, Rift est-africain) ou par modélisation gravimétrique (Baïkal), et est effectivement limité à quelques kilomètres (de 10 à 20%), il reste que la détermination de la limite de l'asthénosphère est parfois très discutable (cas du Baïkal, voir Chapitre III). En dépit de ces incertitudes, ce rapport d'amincissement probable conduit à estimer qu'au cours du *rifting*, un affaiblissement progressif de la lithosphère se produit, d'autant plus grand que la géométrie du *rifting* passe d'un cisaillement pur à un cisaillement simple (*Vauchez et al., 1998*). Avec le fluage de la croûte inférieure, chacun de ces mécanismes ont été diversement combinés, aboutissant à des modèles de déformation reproduisant la topographie, la gravimétrie, la structure thermique, et intégrant une rhéologie plus ou moins réaliste (voir synthèse dans *Ruppel, 1995*). Je résumerai au §B-3 les implications de ces modèles.

B. DEMARCHE: de la "sismo-géologie" à l'analyse des causes et effets de la déformation lithosphérique en extension

1. Les séismes comme marqueurs de la déformation active

1-A. Qu'attendre de la microsismicité ?

La sismicité ne fournit qu'une approche imparfaite de la déformation dans la partie cassante de la lithosphère supérieure, pour au moins 4 raisons : (1) elle est intrinsèquement incomplète car elle ne représente qu'une période de temps brève, qui ne recouvre généralement que partiellement les périodes de retour des grands séismes (cycles sismiques) ; (2) elle est biaisée par l'hétérogénéité de distribution des observations (sismographes ou relevés macrosismiques) qui sont à la base de la détermination des hypocentres et des mécanismes au foyer ; (3) elle est affectée d'erreurs variant considérablement dans l'espace et le temps, en fonction de la distribution des sismographes et des méthodes employées ; (4) enfin, la part aismique de la déformation n'y est pas représentée.

Néanmoins, ces limites évidentes et implicites (trop souvent négligées) étant rappelées, une base de données sismologiques offre une gamme étendue de possibilités d'analyse, depuis la compréhension de la source sismique jusqu'aux propriétés thermo-mécaniques de la lithosphère. La distribution spatio-temporelle des séismes de toute magnitude et les mécanismes au foyer sont évidemment des éléments essentiels à déterminer dans les régions actives du globe : ils sont à la base de toute considération sur les forces agissant dans la lithosphère ou sur les risques naturels.

Le degré de corrélation avec les failles actives reconnues en surface devient alors l'objectif naturel et évident, et fonde le principe de recherche du « sismo-géologue » : c'est cette démarche qui m'a animée non seulement lors de la mise en place du programme de recherche en Sibérie, mais également dans l'étude du domaine Ligure et au cours de mon travail de thèse sur la Cordillère Blanche, dans les Andes Centrales.

La microsismicité est, tout comme la microtectonique, victime de son préfixe : elle est fréquemment considérée comme marginale ou faiblement révélatrice. La représentativité des hypocentres de toute magnitude est généralement peu discutée, car sur le long terme, ces derniers révèlent une très bonne coïncidence spatiale avec les zones actives de la croûte supérieure et offrent de multiples possibilités d'analyses à différentes échelles (voir un exemple récent dans *Godano et al., 1999*, et références citées). Il n'en est pas de même des mécanismes au foyer : peuvent-ils être utilisés pour analyser les déformations tectoniques à l'échelle régionale ? Peuvent-ils être traités de manière équivalente à des stries mesurées sur plan de faille (*Angelier, 1979 ; Angelier et Mechler, 1977*), en dépit des difficultés inhérentes au choix du plan nodal (e.g., *Michael, 1987 ; Yin, 1996*) ? L'application récente de procédures d'inversion nouvelles sur différents types de données

(e.g., Xu et al., 1992 ; Rebaï et al., 1992 ; Horiuchi et al., 1995 ; Angelier et al., 1999 ; Lund et Slunga, 1999) permet de le penser. Un autre exemple révélateur est fourni par l'étude de *Amelung et King* (1997), qui ont comparé 28 années de sismicité en Californie avec des mesures géodésiques et géologiques : ils ont montré que la déformation exprimée par les séismes de toute magnitude, excepté les plus forts, est 'auto-similaire', et suit de très près le mode de déformation tectonique régional. Sous réserve de prêter garde aux variations spatiales et temporelles de contraintes près des grandes failles (souvent liées aux réajustements internes de blocs ou aux cycles sismiques), et de tenir compte des incertitudes liées aux problèmes de localisation des séismes et de détermination des tenseurs de contraintes, je considère donc que la déformation locale exprimée par la microsismicité est effectivement en relation avec la déformation régionale, et permet une analyse qualitative fiable des forces dans la lithosphère.

1-B. Stratégies d'analyse des mécanismes aux foivers

L'analyse en terme de tenseur déviatorique constitue une approche essentielle, maintenant classique, pour tester la cohérence cinématique de la déformation sur une région donnée à différentes échelles. C'est cette stratégie que nous avons employée dans le rift Baïkal, en la prolongeant par un calcul de stries 'théoriques' qui me paraît la plus adaptée à notre cas d'étude. Dans la communauté sismologique, beaucoup d'auteurs répugnent à utiliser une inversion de mécanismes en utilisant les plans nodaux, soit pour des raisons de précision d'analyse (d'où l'emploi de méthodes plus rigoureuses mais 'exigeantes', comme celle de *Rivera et Cisternas*, 1990), soit pour des raisons sémantiques (remonte-t-on véritablement aux contraintes ? Les petites magnitudes sont-elles représentatives de la déformation régionale ?). Dans certains cas, l'homogénéité des directions d'axes *P* et *T* est effectivement suffisante, mais les directions de glissement sur les plans nodaux montrent souvent une dispersion embarrassante (voir par exemple *Hatzfeld et al.*, 1999). C'est pourquoi je défends personnellement l'emploi de méthodes d'inversion.

Il est vrai que l'information à attendre de l'analyse en déviateur de contraintes a trois principaux inconvénients :

- (1) l'inversion ne fournit pas véritablement la matrice du tenseur 'déviateur de contraintes', mais seulement ses valeurs propres : nous ne discuterons en fait que les positions relatives des 3 axes de contraintes principales et le rapport de forme du tenseur (longueur relative des axes) ;
- (2) une part non négligeable des mécanismes (parfois 10 ou 20 %) correspondent à des permutations de contraintes, phénomène bien connu dans le calcul de "paléocontraintes", ce qui amène parfois à créer artificiellement des "phases" successives de déformation en microtectonique ou en sismotectonique (*Angelier, 1979 ; Mercier et Carey-Gailhardis, 1989 ; Angelier et al., 1999*) ;
- (3) enfin le résultat à attendre dépend bien sûr de la qualité et de l'abondance de la base de données utilisée, de la taille des zones d'inversion choisie (qui lisse plus ou moins le champ 'moyen' obtenu), et de l'examen critique des résultats : il existe par exemple le risque d'un biais éventuel apporté par le choix du plan nodal comme plan de faille (*Carey-Gailhardis et Mercier, 1987 ; Lund et Slunga, 1999*) et les causes d'instabilité parfois négligées, comme celles conduisant à des tenseurs de révolution sans réalité géologique (*Ritz et Taboada, 1993*).

Concrètement, lors des déterminations de tenseurs de contraintes déviatoriques, nous avons le plus souvent employé conjointement les procédures d'inversion de *Carey-Gailhardis et Mercier* (1987) et *Delvaux et al.* (1995) basées sur des minimisations au sens des moindres carrés, avec l'introduction d'un critère de cisaillement dans la deuxième méthode : si ces deux approches sont théoriquement moins complètes dans l'exploration des solutions possibles que celle de *Gephart et Forsyth* (1984) par exemple, elles sont néanmoins robustes et rapides, à condition de bien vérifier que la solution trouvée n'est pas fortement dépendante du choix d'un petit nombre de plans nodaux, et que les valeurs du rapport de forme *R* ne tendent pas à se "focaliser" artificiellement vers les valeurs extrêmes 0 et 1 (*Ritz et Taboada, 1993*). En dépit des difficultés citées, nous n'avons pas détecté de biais importants par l'introduction de critères légèrement différents d'une méthode à l'autre, sauf dans les cas où le nombre de mécanismes inversés devient trop restreint (*Petit et al., 1996, Pub. 6*). Nous avons donc généralement vérifié l'assertion de *Amelung et King* (1997). La stratégie de tri des données (sélection par magnitude, contrôle des polarités, intégration éventuelle des mécanismes composites, contrôle des solutions multiples obtenues par modélisation des formes d'onde et premiers mouvements) a été explicitée et justifiée dans *Petit et al.* (1996, **Pub. 6**) et *Loncke* (1999, DEA). L'incertitude sur l'azimut des plans nodaux est de l'ordre de 10-15°, en cela comparable à celle de mécanismes CMTS (*Frohlich et Davis, 1999*) qui ont été systématiquement inclus.

1-C. Principales limites dans l'interprétation de la microsismicité

Pour nuancer et compléter ce postulat optimiste, je soulèverai simplement trois points concernant l'utilisation des séismes et des solutions focales qui sont souvent l'objet de discussions ou de malentendus :

(1) *le lien déformations-contraintes dans l'espace et le temps*: les mécanismes focaux sont généralement interprétés comme révélant l'état des contraintes déviatoriques dans la croûte (*Gephart et Forsyth, 1984 ; Michael, 1984*). Or les axes principaux de contraintes ne sont parallèles aux axes de déformation que dans un milieu homogène et isotrope (e.g., *McKenzie, 1969 ; Célérier, 1988*). La déformation se localisant sur des fractures ou des failles à des échelles très différentes, ces directions d'axes ne coïncident donc pas. Nous avons vu que le fait de sommer les contributions de nombreuses petites déformations élémentaires peut aboutir à lisser les hétérogénéités de déformation et à retrouver l'aspect "régional" du champ de déformation tectonique (*Amelung et King, 1997*). L'inversion des contraintes à partir des mécanismes au foyer suppose elle que la déformation est guidée par un tenseur unique, invariant dans le temps et l'espace (*Carey-Gailhardis et Mercier, 1987*). C'est souvent cette deuxième hypothèse, très forte, qui doit être remise en question : il faut en effet expliquer des directions de déformation et de contraintes parfois assez différentes (variations liées à l'importance du coefficient de friction, e.g., *Zoback et Beroza (1993)*, ou à des réajustements temporaires post-sismiques plus ou moins rapides), ou des populations de mécanismes incompatibles au sein d'une même séquence (perturbations locales liées à des interactions entre blocs, révélées par exemple par des répliques, e.g., *Mercier et Carey-Gailhardis, 1989*). Nous reviendrons sur cet aspect dans le cas des contraintes déterminées en Mongolie, près de la grande faille de Bolnaï (Chapitre III, §A-4-B) ;

(2) *l'intérêt de passer des axes de déformation aux axes de contraintes, puis aux vecteurs glissement* : La représentation sous forme d'axes *P* et *T* ne permet de vérifier visuellement ni la compatibilité cinématique des mécanismes ni les variations des directions de déformation (e.g., *Hatzfeld et al., 1999*). Le passage aux tenseurs de contraintes pallie ces inconvénients et permet de réaliser des interpolations à différentes échelles, tout comme en microtectonique (e.g., *Rebaï et al., 1992*), mais pas de faire le lien précis avec les failles actives. C'est pourquoi nous avons tenté autant que possible d'appliquer ces tenseurs de contraintes déviatoriques calculés sur les failles majeures environnantes par une simple méthode graphique (*Ritz, 1994*). Les projections horizontales des vecteurs obtenus sont donc assimilables à des vecteurs glissement sur failles, que nous qualifierons de 'prédits' : en effet, ils sont supposés décrire le déplacement correspondant au champ de contraintes et aux failles majeures de la zone considérée. L'intérêt est de pouvoir facilement comparer ces vecteurs à d'autres indicateurs tectoniques, comme des stries sur faille et des vecteurs GPS par exemple. Dans ce dernier cas, il sera très important de vérifier où est la référence de rattachement des points GPS: si elle est liée à une seul site, la composante en rotation du vecteur GPS perturbe fortement la vision de la déformation et pourra donc rendre toute comparaison avec des directions tectoniques très difficile.

(3) *le problème de l'épaisseur sismogène* : il est communément accepté que la profondeur de la microsismicité renseigne sur l'état rhéologique de la lithosphère (*Meissner et Strehlau, 1982 ; Chen et Molnar, 1983*), notamment en domaine continental soumis à l'extension (e.g., *Shudovsky et al., 1987, Jackson et White, 1989*) : elle sert à fixer l'épaisseur sismogène, qui est fondamentale pour le calcul de la déformation sismique régionale (e.g., *Ekström et England, 1989*) et la caractérisation de la mécanique de la lithosphère (voir §B-3-B). Dans le rift Baïkal comme dans d'autres rifts, on considérait à la fin des années 80 que cette épaisseur était négligeable, car la rigidité près de l'axe des rifts était supposée faible ou nulle. Notre effort initial a été de montrer l'existence d'une épaisseur sismogène importante au Baïkal (*Déverchère et al., 1991, Pub. 1*). Notons cependant que la présence de couches superficielles (comme un bassin sédimentaire) amincit cette couche 'sismogène', et pourrait expliquer au moins en partie pourquoi les taux de moment sismique calculés dans certaines régions continentales sont parfois d'un facteur 2 inférieurs aux taux géodésiques mesurés (*Cattin et al., 1999*).

2. L'intégration de la « sismo-géologie » dans un ensemble d'observations géophysiques et géologiques

Aborder la déformation de la lithosphère dans un cadre strictement « sismo-géologique » n'est pas en soi satisfaisant, en dépit de l'intérêt de relier précisément failles actives et séismes. La vision qu'elle procure est en effet très liée au domaine cassant qu'est la croûte supérieure, ce qui amène trop souvent à expliquer les observations de manière très cinématique, par rotations de blocs rigides, sans chercher à mettre en valeur les processus dynamiques. A cet égard l'article récent intitulé : « *Active deformation of Asia : From kinematics to dynamics* » de *England et Molnar (1997b)* est très révélateur du changement de mentalité qui s'opère peu à peu dans notre communauté. Dans cet esprit, il convient à la fois de : (1) passer d'observations qualitatives à une démarche de quantification ; (2) combiner des observables complémentaires qui vont permettre de relier en elles des déformations de surface et de profondeur ; (3) élargir la vision de la déformation en situant ses observations non pas dans une chronologie factuelle (les fameuses 'phases' successives en tectonique) mais dans un continuum où interviennent à la fois des variations externes et internes des forces à l'origine des

déformations (par exemple, l'énergie potentielle stockée dans les reliefs, l'érosion, le fluage, etc...) et la rhéologie ; (4) enfin, confronter les réalités de terrain à des modèles expérimentaux et numériques de la déformation, qui sans être la panacée, sont susceptibles de valider ou infirmer efficacement certaines hypothèses, notamment par l'introduction d'une rhéologie plus ou moins 'réaliste'.

C'est dans cet esprit que nous avons voulu enrichir le débat concernant la déformation lithosphérique en Asie centrale, dans la région du Baïkal. La sélection de publications en Annexe 2 est l'illustration de cette démarche progressive qui a été marquée essentiellement par l'introduction des éléments suivants, correspondant à chacune des étapes évoquées : (1) mesures GPS et utilisation des données gravimétriques, ces dernières étant d'une qualité et d'une densité remarquables ; (2) modélisation du Moho et du comportement mécanique de la lithosphère (gravimétrie) en les combinant aux informations de surface (discontinuités, zones sismogènes), et tomographie sismologique par utilisation des temps de parcours des ondes *P* et *S*, corrélée au volcanisme et aux mesures de flux de chaleur ; (3) confrontation des déformations actives avec les mesures sur l'Holocène, le Quaternaire et le Tertiaire, à différentes échelles spatiales, et recherche des âges de mise en place des reliefs et de leur mécanisme de compensation ; (4) modélisation de la déformation par des codes 2-D en plan et en coupe qui prennent en compte la structure rhéologique de la lithosphère. Cette démarche explique l'association qui s'est faite tout naturellement avec d'autres scientifiques et ont amené à des publications communes : des sismologues (Alexandre et Natasha Solonenko, Valentina Melnikova), des géologues de terrain (Vladimir San'kov, Yves Gaudemer, Damien Delvaux), des géodésiens (Eric Calais), des tomographes (Ivan Koulakov), des gravimétriciens et modélisateurs (Michel Diamant, Genya Burov, Jean Chéry). Sur le terrain, c'est en géodésie que l'effort important d'acquisition de données a dû être fait, car nous partions de rien en 1994 : or la composante à long terme du 'bruit' dans des campagnes périodiques espacées d'un an ne peut être correctement estimée qu'après au moins 3 années de mesure, notamment quand les taux de déformation sont proches du bruit à long terme ou des erreurs systématiques : c'est le cas du Baïkal.

3. Les propriétés intrinsèques de la lithosphère continentale à considérer

La stratification rhéologique conditionne la diversité des comportements mécaniques de la lithosphère (e.g., *Davy et Cobbold*, 1991 ; *Davy et al.*, 1995 ; *Martinod et Davy*, 1992, 1994). Les deux pôles extrêmes dans ce comportement sont la rupture (domaine cassant) et le fluage 'visqueux', ordinairement appelés 'fragile' et 'ductile' : ils se rencontrent à des profondeurs différentes dans la lithosphère, ce qui implique un couplage essentiellement vertical entre ces couches. Deux autres termes permettent de qualifier la réversibilité instantanée (élastique) ou l'irréversibilité (plastique) d'une déformation, ce qui amène idéalement à définir le comportement élastique comme une troisième rhéologie extrême. Des modèles rhéologiques intermédiaires sont par exemple le modèle visco-élastique (déformation dépendante du temps, avec relaxation des contraintes, à rigidité nulle aux temps longs) ou le modèle élasto-plastique (déformation plastique irréversible après passage du seuil de plasticité).

Je résume ici brièvement les propriétés de la lithosphère continentale qui sont déterminantes dans l'interprétation des données que j'ai eu l'occasion de recueillir ou de traiter en Asie centrale, en Indonésie, ou en domaine Ligure. Le but est ici de discerner les paramètres de contrôle sur la déformation de la lithosphère continentale et de poser quelques questions de fond sur ceux-ci.

3-A. Importance des hétérogénéités et de la stratification rhéologique

■ Hétérogénéités rhéologiques et anisotropie mécanique

Il est clair que les hétérogénéités de structure thermique et d'épaisseur crustale de la lithosphère continentale jouent un rôle majeur dans le style et la distribution de la déformation (voir l'exemple d'un craton dans *Burov et al.*, 1998, et d'une dépression intra-montagneuse en Asie : le Tien Shan, dans *Burov et Molnar*, 1998). C'est une différence majeure par rapport à la lithosphère océanique, bien plus homogène, pour laquelle le régime thermique contrôle seul la réponse mécanique. *Tommasi et al.* (1995) et *Vaucher et al.* (1994, 1997) ont montré par modélisation numérique que des hétérogénéités rhéologiques induites thermiquement affectent notablement la localisation de la déformation, le développement des zones de cisaillement, et la distribution des régimes de déformation. Leurs résultats suggèrent qu'une déformation antérieure (comme un *rifting*) est susceptible de dévier fortement les directions de contraintes car elle a modifié la résistance de la lithosphère. De même, les rifts continentaux se forment classiquement le long de vieilles ceintures orogéniques, qui ont la mémoire non seulement d'une structure crustale mais aussi d'une fabrique fossile, 'gelée' dans le manteau supérieur depuis la fin du fonctionnement de ces orogènes : cette fabrique induit une résistance anisotrope dans la lithosphère qui peut guider fortement la propagation des rifts (*Vaucher et al.*, 1997) : elle représente en fait ce qui est communément désigné par l'héritage tectonique. Les cratons stables, anciens, y ajoutent leur structure thermique qui les a rendus peu à peu extrêmement résistants (e.g., *Sengör*, 1999) : elle peut atteindre des épaisseurs lithosphériques considérables (350 km selon *Artemieva et Mooney*, 1999). Hétérogénéités rhéologiques et anisotropie mécanique ont bien sûr des effets qui se combinent lors de la déformation continentale.

■ Fluage de la lithosphère inférieure

La modélisation expérimentale a permis dans les années 80 d'approcher la complexité mécanique de la lithosphère continentale en proposant une stratification rhéologique (le 'multi-couche' fragile-ductile) où la croûte supérieure (et, dans certaines conditions, le manteau lithosphérique subcrustal) se déforme par fracturation, tandis que la croûte inférieure et une partie du manteau se comportent de manière 'ductile'. Le débat porte en fait non pas sur l'existence de la stratification rhéologique dans la lithosphère, mais sur la façon dont la déformation est accommodée dans la lithosphère inférieure : est-ce par bandes de cisaillement étroites, ou bien de manière distribuée, par traction cisailante à la base de la partie cassante (voir références dans *Bourne et al., 1998*) ? Dans cette seconde hypothèse, si l'on se situe hors de la zone d'influence du 'rebond élastique' d'un grand séisme, des mesures de vitesse GPS de surface doivent représenter le fluage à long terme de la lithosphère profonde. L'accord entre ces vitesses et des vitesses géologiques à long terme estimées sur des grands décrochements intra-continentaux a conduit *Bourne et al. (1998)* à valider cette hypothèse, qui impliquerait schématiquement que le fluage dans les parties ductiles de la lithosphère serait le moteur de l'accumulation de la déformation dans la couche cassante supérieure. Néanmoins, il apparaît que les effets transitoires liés aux cycles sismiques ne peuvent pas être négligés dans d'autres modèles comme celui du couplage "visqueux" ou visco-élastique (*Savage et al., 1999*) : le champ de vitesse intersismique reflète dans ce dernier modèle la relaxation en profondeur suite aux dernières grandes ruptures dans la partie cassante de la lithosphère, ce qui rend très délicat l'interprétation des taux de glissement séculaires. On voit donc là encore (voir §B-1-C) l'importance de la prise en compte du paramètre 'temps' dans l'élaboration des modèles et l'utilisation des mesures de surface.

Ce cas des grands décrochements est-il généralisable ? La mesure de l'anisotropie sismique par la dispersion des ondes de surface SKS est un des outils récents sur les rifts (*Gao et al., 1997 ; Davis et al., 1997*) qui permet d'approcher la 'fabrique' du manteau supérieur, et donc de tester l'influence du fluage du manteau supérieur (voir références dans *Tommasi, 1998*). En domaine océanique, un rôle moteur de l'asthénosphère semble souvent influencer au premier ordre la fabrique. La situation est beaucoup plus complexe pour la lithosphère continentale, mécaniquement hétérogène et anisotrope, et reste très débattue : sur la base de la polarisation d'ondes cisailantes, certains auteurs défendent l'idée que des failles majeures traversent la lithosphère pour s'enraciner dans le manteau sous-lithosphérique (voir une synthèse récente dans *Vauchez et al., 1998*). Le fluage reste donc un mécanisme encore mal exploré et compris. Nous verrons au §B-3-B qu'il intervient probablement dans la compensation des épaulements de rift.

■ Degré de couplage croûte supérieure-inférieure-manteau

Les contrastes rhéologiques existant à un moment donné dans la lithosphère continentale vont non seulement déterminer l'importance du fluage, mais aussi beaucoup d'autres 'réactions' aux forces tectoniques, comme la réponse mécanique (§B-3-B), l'échappement latéral, ou la délamination (ou déracinement) éventuelle de la croûte inférieure et de la lithosphère sous-crustale (e.g., *Meissner et Mooney, 1998*). Cette dernière peut parfois se produire à la fin de la collision, et pourrait être responsable à la fois de l'effondrement gravitaire et d'un fort 'passage' de chaleur souvent observé (Fig. I-1 ; voir synthèse dans *Meissner et Mooney, 1998 ; Marotta et al., 1998 ; Schott et Schmeling, 1998*).

Plusieurs questions demeurent : Existe-t-il, sous les continents, un couplage fort entre lithosphère et asthénosphère ? Lors de l'édification des reliefs, la croûte et le manteau lithosphérique sont-ils mécaniquement couplés ? A quel niveau se fait le découplage ? Les réponses à ces questions conditionnent la compréhension du comportement tectonique des plaques continentales dans leur ensemble. Il faut pour cela développer des méthodes d'étude de la tectonique du manteau supérieur, comme on l'a fait dans les années 70-80 pour l'étude des déformations de la croûte. Or sa caractérisation est difficile, car il n'est pas accessible à l'observation directe.

D'après *Vauchez et al. (1998)*, c'est généralement le manteau supérieur qui détermine, par sa résistance, le mode de déformation de la lithosphère continentale. Par ailleurs, ils considèrent que le couplage croûte-manteau est généralement fort, si bien qu'il existe un transfert efficace des contraintes entre la croûte et le manteau, sauf exception. Cependant, de nombreux modèles, notamment en extension, choisissent une croûte inférieure relativement faible (*Burov et Diament, 1995, 1996 ; Hassani et Chéry, 1996 ; Hopper et Buck, 1998*), ceci afin de rendre compte des déformations observées et des variations de la résistance lithosphérique (voir §B-3-B). Un découplage 'décalant' (situation simulant un cisaillement simple) peut apparaître pour des minéralogies très 'faibles' (*Hopper et Buck, 1998*). Le débat sur l'importance du découplage reste aujourd'hui ouvert. Il est fondamental car il conditionne probablement fortement la géométrie du rift et l'importance du fluage.

A.

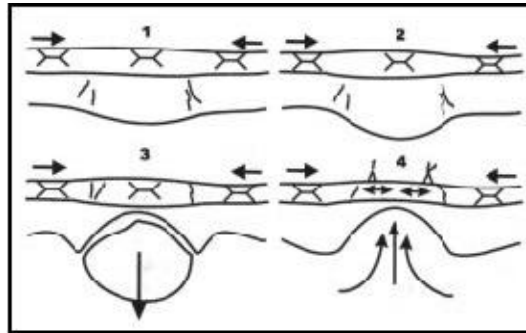


Fig. I-1A : Premier schéma illustrant les mécanismes profonds possibles conduisant à une modification fondamentale des processus en surface. Ce type de processus est fréquemment invoqué pour expliquer la simultanéité de la compression, l'extension, et l'amincissement crustal. Schéma simplifié de type 'passif', en 4 étapes, de déracinement lithosphérique, liée à une flottabilité négative acquise par une portion de lithosphère au préalable épaissie. Ce processus est rendu possible par l'existence de niveaux de découplage (repris d'après Marotta et al., 1998).

B.

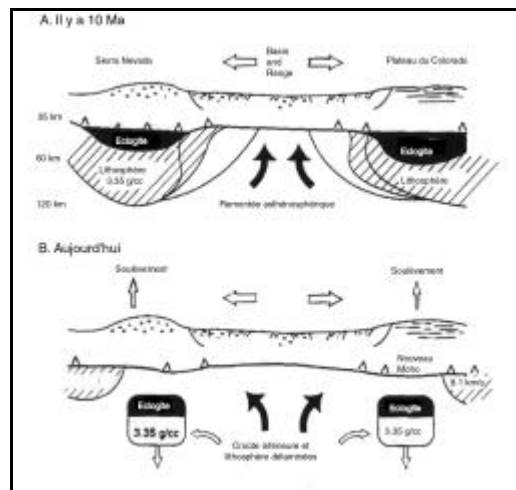


Fig. I-1B : Deuxième schéma illustrant les mécanismes profonds possibles conduisant à une modification fondamentale des processus en surface. Ce type de processus est fréquemment invoqué pour expliquer la simultanéité de la compression, l'extension, et l'amincissement crustal. Schéma simplifié de type 'actif' (exemple du Basin and Range), où l'action érosive du manteau en profondeur (amincissement convectif) conduit à une déformation plus ou moins symétrique : on parlera alors de délamination s.s., qui donne le même résultat : le détachement d'une partie de lithosphère sous-crustale (repris d'après Meissner et Mooney, 1998).

3-B. Effets de la rigidité lithosphérique et comportement thermo-mécanique de la lithosphère

■ **L'épaisseur élastique équivalente (EEE) : quel apport ?**

En domaine océanique, le modèle d'une plaque mince élastique sur un milieu fluide a offert dans les années 1970 une solution simple et satisfaisante au premier ordre pour expliquer la déformation lithosphérique, par exemple en réponse à une surcharge. On a pu ainsi définir l'épaisseur élastique équivalente (EEE) d'une plaque élastique imaginaire comme une estimation simple de la rigidité de la lithosphère (Burov et Diament, 1996), qui est essentiellement fonction de son âge, c'est-à-dire de sa structure thermique. En domaine continental, l'EEE ne peut pas être associée à une couche mécanique unique ni à un géotherme précis, en raison de la complexité de sa structure thermique, de sa composition, et de son épaisseur. Burov et Diament (1996) ont proposé une méthode analytique pour interpréter en terme rhéologique les valeurs d'EEE trouvées, valeurs bien inférieures aux prédictions faites à partir des géothermes. Selon ces auteurs, cette réduction de la résistance s'explique par les variations de l'épaisseur de croûte et par un découplage croûte-manteau : la croûte inférieure faible est un niveau de déformation inélastique qui, en réponse aux contraintes ('charges'), favorise l'affaiblissement de la lithosphère, modifie sa flexion, et provoque un fluage ductile. Ainsi, des contraintes en relation avec le ploiement de la plaque sous le poids d'une topographie, avec sa courbure, avec la traction d'une lithosphère plongeante, ou avec des forces horizontales (convergentes ou divergentes), peuvent introduire de fortes variations de l'EEE, ce qui explique que des plaques de même âge puissent avoir des valeurs d'EEE très différentes. En retour, l'estimation des variations d'EEE doit permettre d'élucider les propriétés rhéologiques de la lithosphère, et notamment le degré de découplage croûte-manteau. Retenons finalement que pour une lithosphère d'épaisseur mécanique donnée (qui peut être reliée à l'épaisseur sismogène), l'EEE sera grossièrement égale à l'épaisseur de la couche la plus résistante : ainsi, une lithosphère continentale thermiquement jeune sera contrôlée par son épaisseur de croûte, tandis qu'une 'vieille' lithosphère le sera principalement par le manteau mécaniquement résistant.

■ **Les épaulements de rift et les modèles thermo-mécaniques en extension**

L'origine des épaulements de rift ou des reliefs bordant les marges passives a fait l'objet d'un grand nombre d'études depuis les années 1980 (voir une revue dans Ruppel, 1995). Le rebond flexural, invoqué en extension par Vening-Meinesz (1950) a été remis en valeur par Weissel et Karner (1989) pour expliquer le soulèvement topographique permanent, acquis lors du rifting et conservé sur les marges passives en dépit de l'érosion, ce que ne parvenaient pas à expliquer de manière convaincante les modèles convectifs ou dynamiques. La rigidité de la plaque peut expliquer ce soulèvement par le 'déchargement' du poids de la lithosphère voisine. Si ce modèle peut rendre compte des épaulements dans le cas de l'extension intra-océanique, il apparaît trop simpliste pour le cas des rifts continentaux. D'autres modèles ont exploré plus en détail l'influence de paramètres rhéologiques (surtout le niveau de résistance maximale, qui détermine la profondeur 'd'étranglement', ou 'necking depth'), de la vitesse d'extension, de l'épaisseur de croûte, et de la géométrie du contact (références dans Bassi, 1991, 1995 ; Van der Beek, 1997). Dans les grands rifts comme le rift est-africain (e.g., Ebinger et al., 1991), le principe d'une rigidité non nulle est confirmée : l'isostasie flexurale joue effectivement un rôle important dans le soulèvement des épaulements. Les différences dans les modèles vont porter sur la rhéologie 'réaliste' choisie et la description cinématique de l'extension ('neking' en cisaillement pur, faille de détachement en cisaillement simple/pur, 'cantilever' flexural). L'important est plutôt de constater que le pouvoir discriminant de ces modèles n'est pas évident (voir discussion dans Roberts et Kusznir, 1998, et Van der Beek, 1998), et surtout, que cette approche 2-D ne semble pas rendre compte de variations importantes de l'EEE estimée le long des rifts (e.g., Ebinger et al., 1991 ; Hayward et Ebinger, 1996) et de l'état de compensation variable sous les épaulements (voir discussion dans Petit et al., 1997, **Pub. 6**).

Il est donc clair que d'autres facteurs que l'isostasie flexurale (par exemple, fluage, sous-placage, soutien dynamique) sont à l'origine d'au moins une partie des reliefs bordiers des rifts. Récemment, deux modélisations amènent à reconsidérer l'importance du fluage de la croûte inférieure en régime extensif (Hopper et Buck, 1996 ; Burov et Cloetingh, 1997). Dans le premier modèle, la croûte inférieure flue en réponse à des variations d'épaisseur de croûte, et conduit à des modes de déformation en rift étroit, large, ou en 'core complex'. Dans le deuxième modèle, immédiatement après le rifting, l'érosion des épaulements de rift augmente la 'charge' dans le bassin, provoquant la flexion et l'affaiblissement du manteau lithosphérique et de la croûte supérieure, si bien que la croûte inférieure flue depuis le centre du bassin vers les épaulements, ce qui facilite leur soulèvement. De ce constat on voit apparaître la difficulté à discerner dans le 'soutien' aux épaulements de rift ce qui résulte de ce fluage et ce qui provient d'un autre processus, comme notamment le sous-placage (Furlong et Fountain, 1986 ; Petit et al., 1997 ; Handy et Streit, 1999). Nous reviendrons sur ce problème dans le Chapitre III. Des conséquences importantes de ce mécanisme de 'migration' de matière en profondeur sont soulignées par Burov et Cloetingh (1997) : il modifie l'amplitude de la subsidence (de 10 à 20%), il rend la quantité d'extension et de la rigidité non linéaires dans le temps, et il invalide les estimations de facteurs d'amincissement b estimés par géométrie crustale ou reconstruction en 'backstripping'. Ce dernier problème se pose également pour le sous-placage.

■ Les instabilités périodiques (flambage et boudinage)

- en compression : le flambage (Davy et Cobbold, 1991 ; Stephenson et Cloetingh, 1991 ; Martinod et Davy, 1992, 1994 ; Burg et al., 1994 ; Gerbault et al., 1999)

Depuis l'observation des plis dans les chaînes de montagne, des progrès importants dans l'observation et la modélisation ont permis d'accéder à une compréhension nouvelle de la déformation à grande échelle (50 à 200 km) de la lithosphère soumise à des contraintes compressives, appelée « *buckling* » ou flambage (Stephenson et Cloetingh, 1991). Ce processus d'instabilité périodique en compression est important car il produit : (1) une évolution temporelle et spatiale très variable de la déformation, notamment par ses effets 'localisants', et (2) une part de déformation aiséismique, anélastique, toujours difficile à observer, mais contribuant significativement au raccourcissement. Davy et Cobbold (1991) ont montré l'importance de la stratification rhéologique de la lithosphère continentale sur le style de la déformation : en particulier, un manteau supérieur 'froid' (cassant) matérialisera un grand chevauchement unique, de type 'subduction', avec un flambage de forte amplitude dans le cas d'un fort couplage crustal. Un manteau simplement résistant produira un épaissement par de nombreux chevauchements, sur une largeur atteignant 4 fois l'épaisseur lithosphérique. Enfin pour un manteau 'faible', le raccourcissement se concentre sur un petit nombre de chevauchements très espacés.

Martinod et Davy (1992, 1994) ont détaillé les conditions d'apparition des instabilités périodiques (Fig. I-2). Si l'initiation des failles semble contrôlée par le flambage précoce, il est difficile de reconnaître l'instabilité dans la géométrie finale des chevauchements. L'amplification des instabilités est en fait complexe car il existe une compétition entre l'augmentation de l'amplitude des plis et la formation des failles. Par ailleurs, l'apparition d'un chevauchement dans le manteau cassant produit une déformation de type flexural (de par la rigidité de la lithosphère) qui se superpose au flambage. Ceci peut expliquer pourquoi ce dernier n'a été que peu invoqué dans la littérature. Gerbault et al. (1999) ont montré que le flambage est mécaniquement compatible avec les forces compressives, les longueurs d'onde, et le développement des plis dans la nature. Ils suggèrent donc qu'une lithosphère continentale, même 'faillée' et hétérogène, est capable de conserver une résistance mécanique horizontale forte. Les grandes failles des modèles se stabilisent aux points d'inflexion des plis (Fig. I-3), ce qui peut expliquer l'apparition de structures en « *pop-up* » et ensuite la superposition éventuelle de croûte (Burg et al., 1994). Enfin leurs résultats confirment le rapport de 46 entre la longueur d'onde des plis et l'épaisseur lithosphérique. Là encore, suivant le contrôle exercé par la rhéologie, la longueur d'onde du flambage peut être simple ou double, exprimant la stratification de la lithosphère et son degré de couplage (Fig. I-3). Les longueurs d'ondes et amplitudes typiques des plis se superposent dans le mode bi-harmonique : elles sont grandes (200-350 km pour 2-4 km) ou faibles (50-60 km pour 300 m), ce qui se retrouve dans la distribution périodique entre bassins et chaînes en Asie centrale par exemple (170 km et 50 km après raccourcissement, voir Burov et al., 1993 ; Martinod et Davy, 1994 ; Burg et al., 1994).

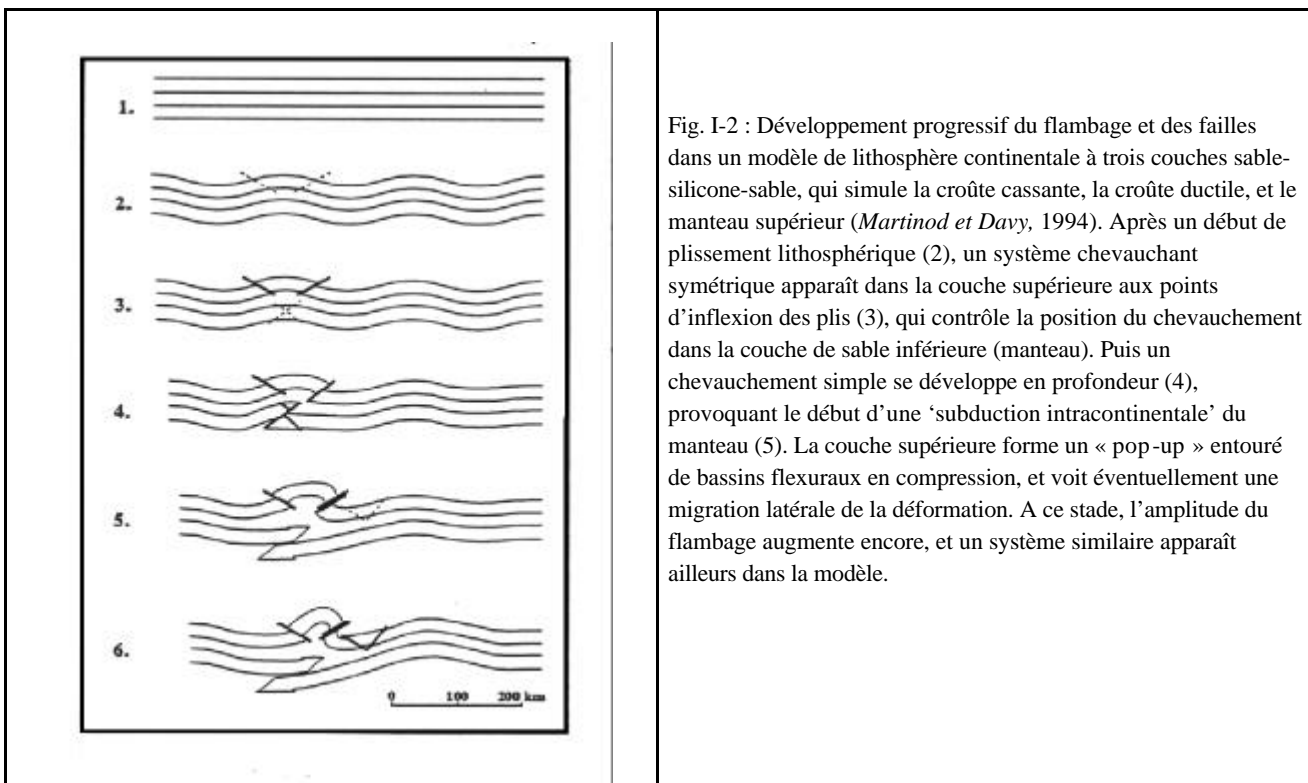


Fig. I-2 : Développement progressif du flambage et des failles dans un modèle de lithosphère continentale à trois couches sable-silicone-sable, qui simule la croûte cassante, la croûte ductile, et le manteau supérieur (Martinod et Davy, 1994). Après un début de plissement lithosphérique (2), un système chevauchant symétrique apparaît dans la couche supérieure aux points d'inflexion des plis (3), qui contrôle la position du chevauchement dans la couche de sable inférieure (manteau). Puis un chevauchement simple se développe en profondeur (4), provoquant le début d'une 'subduction intracontinentale' du manteau (5). La couche supérieure forme un « *pop-up* » entouré de bassins flexuraux en compression, et voit éventuellement une migration latérale de la déformation. A ce stade, l'amplitude du flambage augmente encore, et un système similaire apparaît ailleurs dans le modèle.

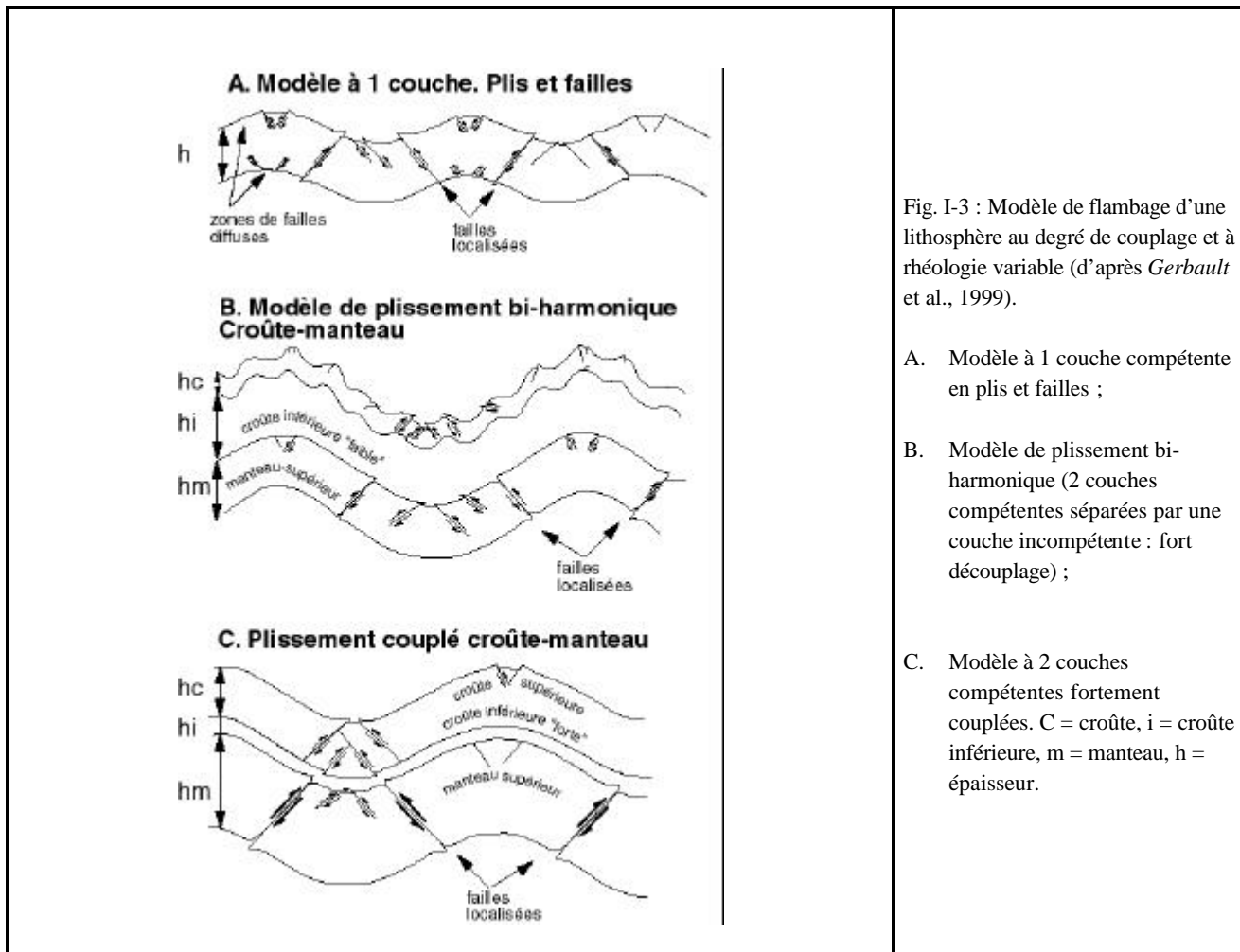


Fig. I-3 : Modèle de flambage d'une lithosphère au degré de couplage et à rhéologie variable (d'après Gerbault et al., 1999).

- A. Modèle à 1 couche compétente en plis et failles ;
- B. Modèle de plissement bi-harmonique (2 couches compétentes séparées par une couche incompétente : fort découplage) ;
- C. Modèle à 2 couches compétentes fortement couplées. C = croûte, i = croûte inférieure, m = manteau, h = épaisseur.

Il reste que si failles et plis semblent bien pouvoir apparaître simultanément dans les modèles numériques et la nature, le rôle "perturbateur" éventuel de la fabrication de la lithosphère (failles héritées) n'est pas considéré pour l'instant. La fabrication pourrait pourtant aider à mieux comprendre les variations de cette périodicité apparente dans la nature, notamment à travers des chaînes comme l'Altaï en Mongolie et en Chine. Nous évoquerons l'intérêt de cette approche à la compréhension de la déformation intra-continentale en Asie (notamment pour le Tibet) dans le chapitre II-A.

- en extension : le boudinage (Ricard et Froidevaux, 1986 ; Faugères et al., 1986 ; Allemand et al., 1989 ; Allemand et Brun, 1991 ; Beslier, 1991, Brun et Beslier, 1996)

D'abord issue des observations géologiques, la notion d'instabilité en étirement (ou en striction), qualifiée de boudinage, a été appliquée à la croûte et au manteau supérieur dans le *Basin and Range* (voir références dans Ricard et Froidevaux, 1986). Les périodicités observées dans la topographie (longueur d'ondes de 40 km) ou les anomalies de Bouguer (longueur d'ondes de 200 km) sont là encore contrôlées directement par la stratification rhéologique et l'importance du découplage entre couches. C'est là aussi par l'emploi de modèles expérimentaux (Faugères et al., 1986 ; Allemand et al., 1989 ; Allemand et Brun, 1991 ; Brun et Beslier, 1996), et dans une moindre mesure, numériques (Ricard et Froidevaux, 1986 ; Hassani et Chéry, 1996 ; Hopper et Buck, 1998) que l'importance de ce phénomène a pu être mieux compris et maîtrisé. En particulier, on retrouve le rapport de 4 entre la longueur d'onde dominante et l'épaisseur d'une couche compétente donnée. Par contre l'application sur le terrain (dans les rifts actuels autres que le *Basin and Range*) est encore faible à mon sens. Plusieurs facteurs expliquent ce retard : entre autres, la complexité de l'objet naturel (multiphasage des déformations, hétérogénéité de la lithosphère), et la difficulté à décrire la structure lithosphérique (notamment le lieu de l'étirement localisé profond ('necking') au niveau du Moho mais surtout à la limite entre l'asthénosphère et la lithosphère.

Plusieurs conséquences, maintenant bien connues, de l'instabilité en étirement et de son amplification nous intéressent (Beslier, 1991 ; Beslier et Brun, 1991) : d'abord, l'importance des contrastes rhéologiques fragile-ductile (et donc, le degré de découplage) et leur profondeur vont déterminer le nombre et l'espacement des dépressions en surface (Allemand et al., 1989 ; Allemand et Brun, 1991) ; ensuite, le boudinage est fondamentalement accommodé dans les niveaux ductiles découplants (croûte supérieure et manteau lithosphérique) par des cisaillements en faille normale ; enfin, le degré

d'asymétrie des rifts, très débattu dans la littérature, dépend de l'importance du décalage entre les 'boudins' superficiels et profonds, c'est-à-dire entre le rift et la zone étirée en profondeur (Fig. I-4). Dans ce débat doit être considérée l'échelle : on a ainsi longtemps opposé les modèles en cisaillement pur ou simple, alors qu'un examen des modèles en striction révèle une géométrie globale en cisaillement pur et une géométrie à l'échelle du rift (interne) en cisaillement simple, le plus souvent complexe et à double vergence (voir références dans *Brun et Beslier, 1996*). Comme le montrent ces derniers auteurs, il faut bien remarquer que ce 'boudinage à deux niveaux' provoque l'apparition de zones de cisaillement conjuguées qui n'ont pas valeur de détachements mais de décollements (cisaillement à l'intérieur d'une couche incompetent). C'est seulement après un étirement important que la structure pourra éventuellement prendre l'aspect d'un détachement. Enfin, remarquons qu'au premier ordre l'asymétrie des conditions aux limites ou les variations du taux de déformation semblent moins importantes que la stratification rhéologique dans le contrôle de la géométrie des rifts, surtout pour des quantités d'extensions limitées, même si leur influence est non nulle (voir références dans *Bassi, 1995, 1991*).

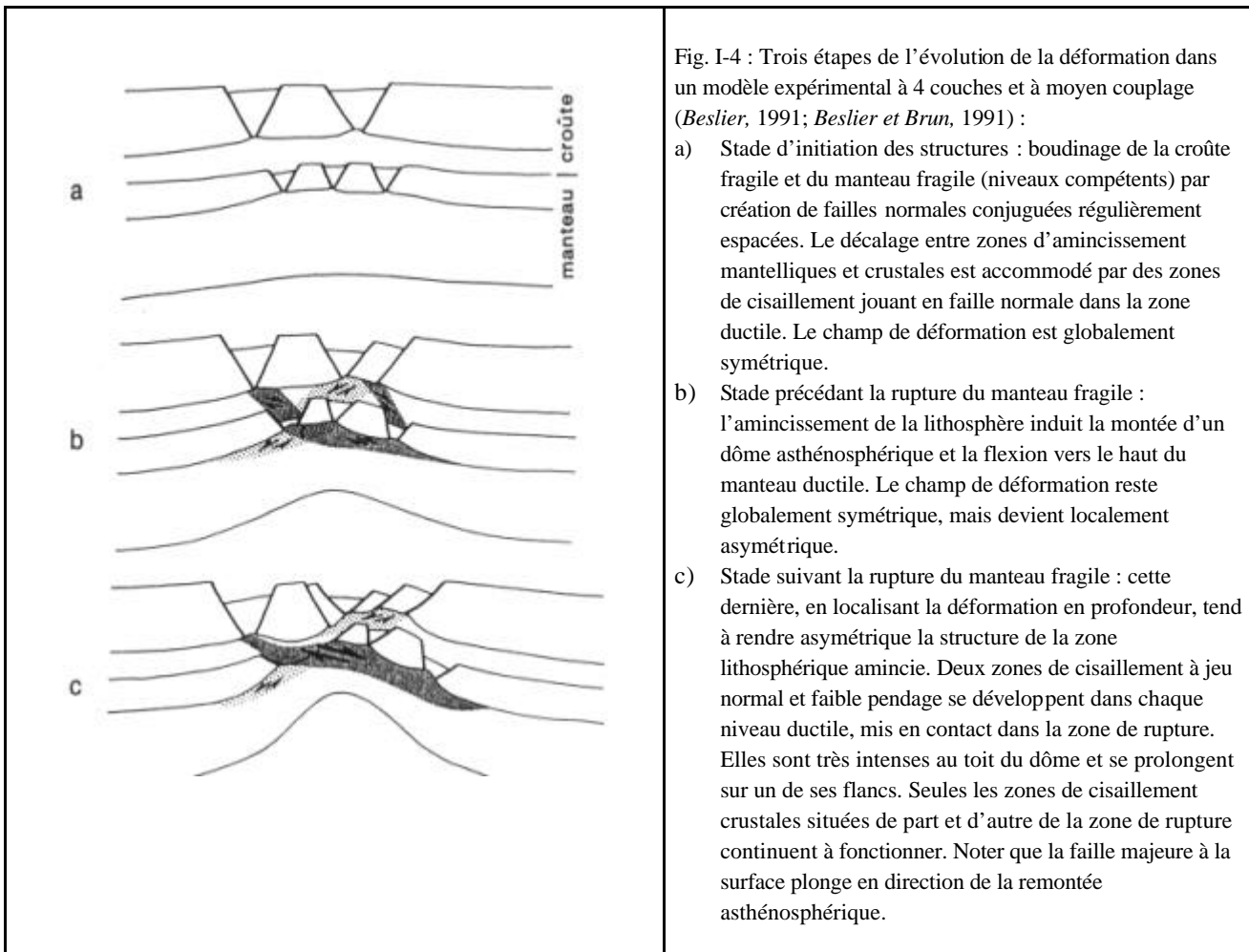


Fig. I-4 : Trois étapes de l'évolution de la déformation dans un modèle expérimental à 4 couches et à moyen couplage (*Beslier, 1991; Beslier et Brun, 1991*) :

- a) Stade d'initiation des structures : boudinage de la croûte fragile et du manteau fragile (niveaux compétents) par création de failles normales conjuguées régulièrement espacées. Le décalage entre zones d'amincissement mantelliques et crustales est accommodé par des zones de cisaillement jouant en faille normale dans la zone ductile. Le champ de déformation est globalement symétrique.
- b) Stade précédant la rupture du manteau fragile : l'amincissement de la lithosphère induit la montée d'un dôme asthénosphérique et la flexion vers le haut du manteau ductile. Le champ de déformation reste globalement symétrique, mais devient localement asymétrique.
- c) Stade suivant la rupture du manteau fragile : cette dernière, en localisant la déformation en profondeur, tend à rendre asymétrique la structure de la zone lithosphérique amincie. Deux zones de cisaillement à jeu normal et faible pendage se développent dans chaque niveau ductile, mis en contact dans la zone de rupture. Elles sont très intenses au toit du dôme et se prolongent sur un de ses flancs. Seules les zones de cisaillement crustales situées de part et d'autre de la zone de rupture continuent à fonctionner. Noter que la faille majeure à la surface plonge en direction de la remontée asthénosphérique.

Le problème est maintenant d'améliorer le lien entre les observations de surface et de profondeur et d'assurer ainsi un meilleur contrôle sur les modélisations. Il semble par exemple qu'on peut aujourd'hui mieux comprendre la formation progressive des 'boudins' (ou blocs crustaux dans la couche compétente superficielle) et l'activation successive de failles régulièrement espacées par la prise en compte de la déformation anélastique induite par le jeu de failles à fort pendage (*Hassani et Chéry, 1996*). Nous reprendrons en détail cet aspect de la déformation en appliquant ce type de modélisation par éléments finis au rift Baïkal, au Chapitre III-B (*Lesne et al., 1999, pub. 11*).

Pour conclure, il me semble très important de rappeler que les modèles mécaniques de boudinage montrent que la remontée du manteau sous une zone de rift, plutôt symétrique et allant parfois jusqu'à son affleurement, peut être la simple conséquence de l'amincissement de la lithosphère (*Beslier, 1991; Brun et Beslier, 1996*) : une remontée même importante et précoce de l'asthénosphère n'est donc pas un argument en faveur du *rifting* actif. Nous discuterons ce point controversé pour le cas du Baïkal au Chapitre III-C-2.

II. LE RIFT BAIKAL DANS LA COLLISION INDE-ASIE

Ce chapitre est une mise en perspective de l'objet Baïkal dans un cadre géographique et tectonique large. Il mettra l'accent sur les paramètres qui peuvent jouer sur sa naissance et son évolution à une certaine 'distance' spatiale et temporelle. S'il ne renvoie pas aux publications en annexe, il sert cependant comme un cadre général indispensable à une interprétation des résultats du chapitre III, et tente de donner la mesure des incertitudes sur les modèles proposés dans la littérature, sans 'a priori'. Après une brève introduction (§1) et un bilan de masse en relation avec la collision Inde-Asie (§2), nous examinerons de manière critique les résultats des modélisations expérimentales (§3), des modèles de déformation Quaternaire (§4), 'finie' (§5), et instantanée (§6), afin d'en tirer quelques conclusions (§7).

1. Le laboratoire de la « tectonique intra-plaque » : l'Asie

Nous savons qu'il est nécessaire de faire des approximations pour décrire au premier ordre les déplacements des grandes plaques considérées comme rigides. Ceci a permis de s'interroger sur les grandes forces à l'origine de ces mouvements (e.g., *Richardson*, 1992) et de montrer les limites de l'approche « plaquiste ». La collision de l'Inde et de l'Asie est probablement le phénomène toujours actuel qui illustre le mieux ces limites. Elle présente en effet les particularités suivantes :

- (1) une déformation distribuée à l'échelle continentale (environ 4000 x 3000 km);
- (2) une rhéologie contrastée, impliquant une lithosphère « faible » sollicitée par des lithosphères plus résistantes, au sud (Inde) comme au nord (craton sibérien) ;
- (3) un âge relativement jeune, le début de la collision étant daté aux alentours de 55 Ma à l'ouest et 45 Ma à l'est de l'Inde (*Molnar et Tapponnier*, 1975 ; *Le Pichon et al.*, 1992 ; *Matte et al.*, 1997).

L'Asie est donc un 'terrain' idéal pour traiter la déformation continentale en dépassant le strict cadre de la tectonique des plaques décrivant leurs mouvements relatifs sur une sphère (même si le cadre global qu'elle fournit reste fondamental), donc pour raisonner en terme de 'dynamique'. A l'évidence, on ne peut donc examiner le rift Baïkal sans considérer sa situation et ses relations avec le processus de collision entre l'Inde et l'Asie, tant dans l'espace que dans le temps. Nous avons constaté que l'approche théorique très globale de *Wdowinski* (1998) de tectonique intraplaque ne permet pas en apparence d'expliquer la formation de ce rift éloigné des frontières de plaques, contrairement au rift est-africain. Ceci suggère que la seule influence des forces aux limites de plaque (telle que modélisée par cet auteur) n'est pas un facteur suffisant pour faire naître le rift Baïkal.

Trois documents cartographiques introduisent le sujet :

- (1) la topographie (Fig. II-1) est le témoin de la déformation cumulée (dite 'finie') depuis au moins le début de la collision, et permet immédiatement de se faire une idée des variations d'épaisseur de la croûte, de détecter des périodicités du relief liées à des déformations à l'échelle lithosphérique ou crustale, et de percevoir le mode de distribution de la déformation liée à la tectonique Cénozoïque ;
- (2) la sismicité (Fig. II-2) offre une image doublement incomplète de la déformation (voir Chapitre 1) mais est indispensable pour se faire une idée du degré de 'localisation', très variable, de la déformation cassante ;
- (3) l'histoire tectonique (Fig. II-3) permet de pressentir le rôle de la nature, l'âge et les propriétés rhéologiques de la lithosphère dans le mode de déformation.

La confrontation de ces informations amène à quelques observations simples mais fondamentales, qu'il est utile de rappeler :

- (1) Quatre zones périphériques (la plaine russe au N-E, l'Inde au sud, l'Indochine et les blocs sud- et nord-Chinois à l'est) se distinguent du reste de l'Asie par des altitudes faibles, une histoire géologique ancienne, une rhéologie 'résistante', et une déformation actuelle quasi nulle ;
- (2) les subductions au sud et à l'est soulignent des limites de plaques bien individualisées ;
- (3) le Tibet, le Pamir et l'Himalaya se distinguent par des altitudes très élevées et une sismicité diffuse et intense ;

- (4) des périodicités topographiques de ~170 km et ~30 km sont bien visibles près des bordures ouest et nord-ouest du système actif ;
- (5) deux zones sismogènes, au nord (Tien Shan-Altai-Baïkal-Stanovoï-Sakhaline) et au centre (Tibet-Kunlun-Qilian Shan-Ordos-Bohai), révèlent une déformation diffuse, une topographie irrégulière (chaînes et bassins) qui décroît progressivement vers l'est, et des régimes de déformation très variés, mais correspondent grossièrement à des limites géologiques majeures, héritées de l'accrétion successive de fragments continentaux au craton sibérien (Argand, 1924 ; Burrett, 1974 ; Ilyin, 1990 ; Wang et Mo, 1995 ; Fig. II-3). Il faut remarquer notamment la présence du bloc Tarim 'rigide' au cœur de l'Asie en cours de déformation.

Je m'intéresserai surtout dans ce chapitre à la déformation plane horizontale à l'échelle de l'Asie, qui a fait l'objet de l'essentiel des efforts de modélisation. Seuls quelques modèles en coupe à l'échelle d'une partie du continent seront évoqués. Dans le chapitre III, j'aborderai la déformation à l'échelle du rift Baïkal, dans le plan horizontal (A) et vertical (B). Constatons aussi que les auteurs défendant une approche de déformation « continue » ou « discontinue » (qui se traduit généralement dans leurs résultats par une importance relative donnée à l'épaississement ou à l'extrusion fondamentalement opposée) ont toujours reconnu un certain bien-fondé de l'approche de l'autre école de pensée, sans parvenir pour l'instant à un consensus. Je rendrai compte de l'évolution des idées sur le sujet, tout en insistant sur les observations éloignées du front de convergence, susceptibles d'aider à comprendre la position et l'évolution du rift Baïkal au sein du système modélisé.

Topographie

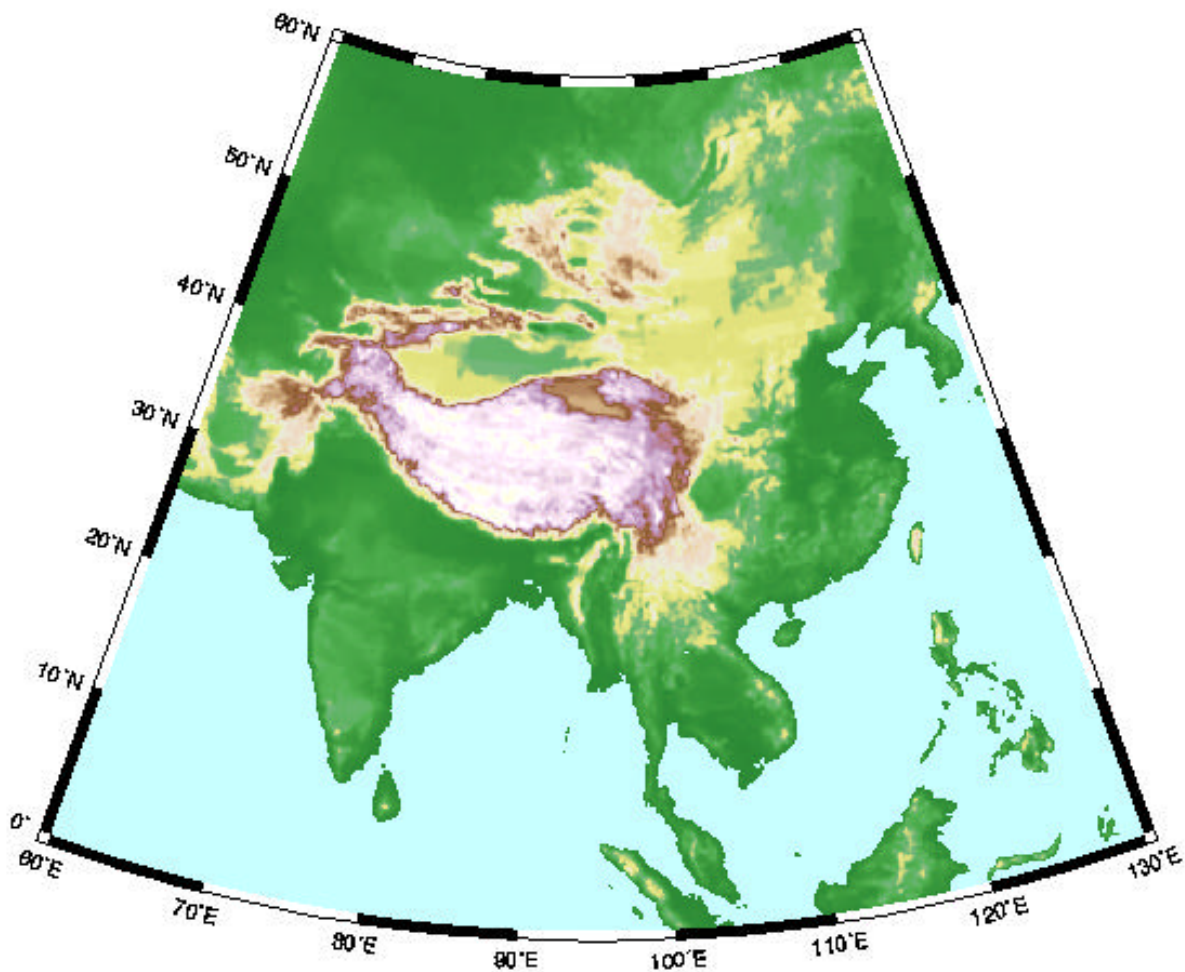


Fig. II-1 : Carte topographique lissée de l'Asie.

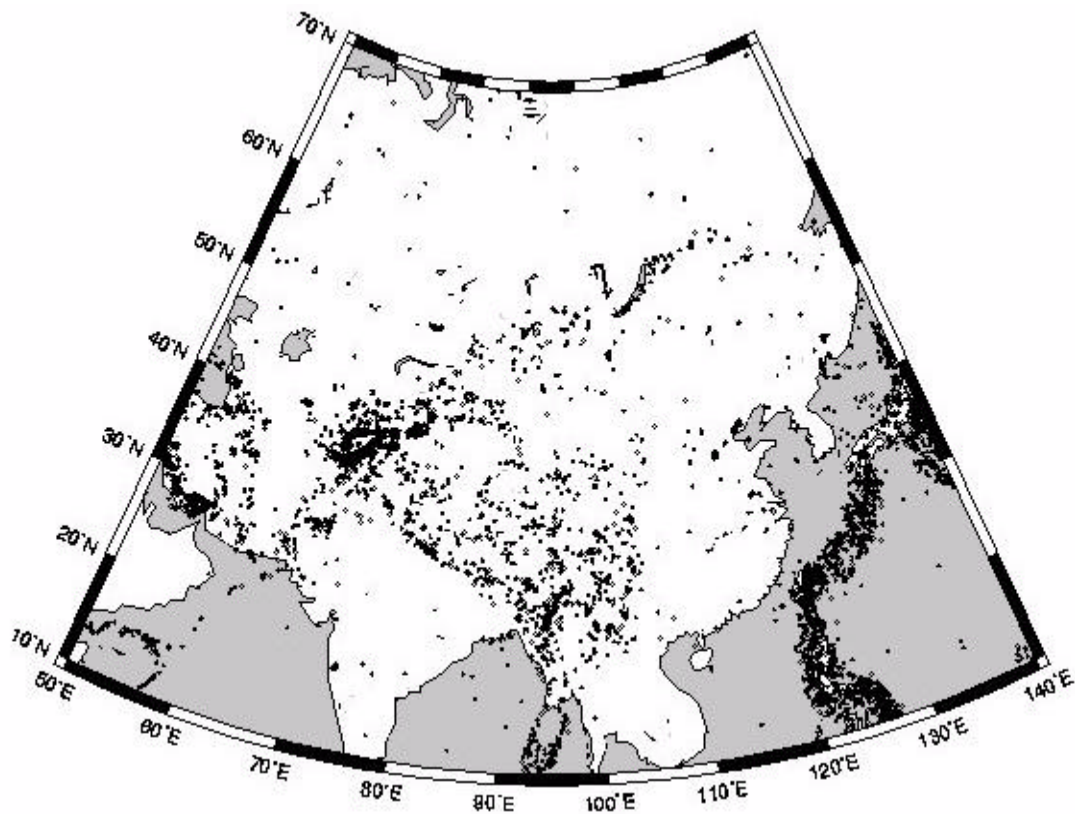


Fig. II-2 : Carte d'épicentres ($M > 5$) en Asie entre 1960 et 1995.

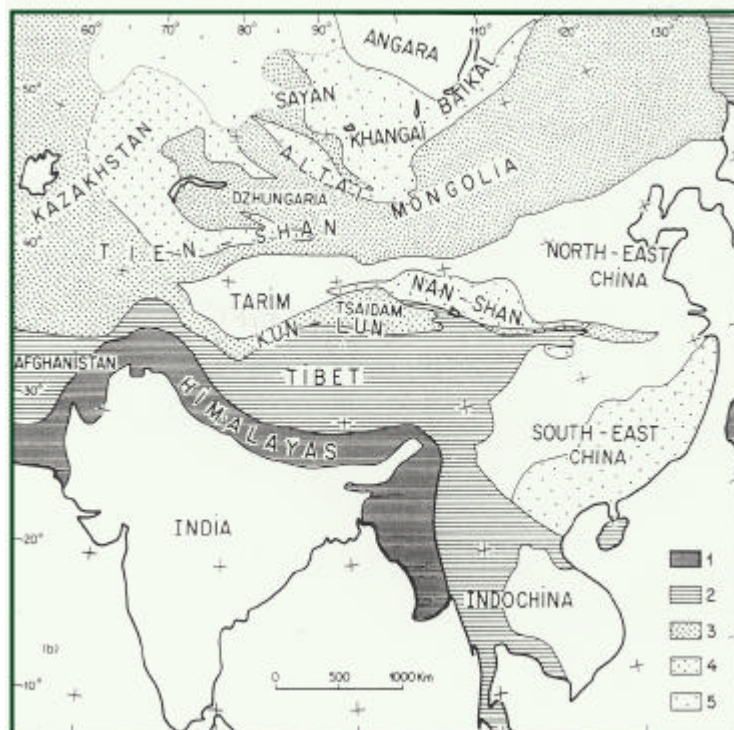


Fig. II-3 : Carte très simplifiée de l'âge des chaînes de montagne en Asie avant la collision Cénozoïque, d'après *Molnar et Tapponnier* (1981). 1 : région la plus déformée lors de la collision Cénozoïque ; 2 : région active au Mésozoïque ; 3 : région active essentiellement au Paléozoïque supérieur (pour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

2. Bilans cinématiques et de masse

Dès la mise en place du concept de collision continentale en Asie, le problème de la distribution quantifiée de la déformation entre raccourcissement par épaissement, 'subduction' continentale et 'extrusion' (expulsion, ou plutôt, déplacement de blocs, vers l'est) s'est posé. Les contraintes sur le rapprochement Inde-Asie au cours du temps et le début de la collision sont pourtant relativement bonnes (*Patriat et Achache, 1984; Besse et Courtillot, 1988; Dewey et al., 1989; De Mets et al., 1990; Beck et al., 1995*). Mais les incertitudes sur la géométrie et la surface des deux plaques continentales avant la collision sont assez grandes : ainsi la longueur N-S de plaque continentale indienne subduite varie de 500 à 1500 km (*Patriat et Achache, 1984; Chen et al., 1993; Patzelt et al., 1996*), et l'existence de reliefs antérieurs à la collision de l'Inde est très discutée (voir *Murphy et al. (1999, et références incluses)*). On peut résumer l'avis de la majorité des auteurs en donnant un âge de début de collision majeure vers 45-50 Ma (la collision serait diachrone selon *Le Pichon et al. (1992)* et progresserait vers l'est entre 55 Ma et 35 Ma), une surface « perdue » totale de 57 à 62 x 10⁵ km², un raccourcissement linéaire (depuis le début de la collision) variant de 1800 à 2600 km de la « syntaxe » ouest- à la « syntaxe » est-Himalayenne, et une vitesse de raccourcissement assez constante (de 4 à 6 cm/an d'ouest en est) entre le début de la collision et 7 Ma, passant ensuite à 4.5-5.5 cm/an (Fig. II-4).

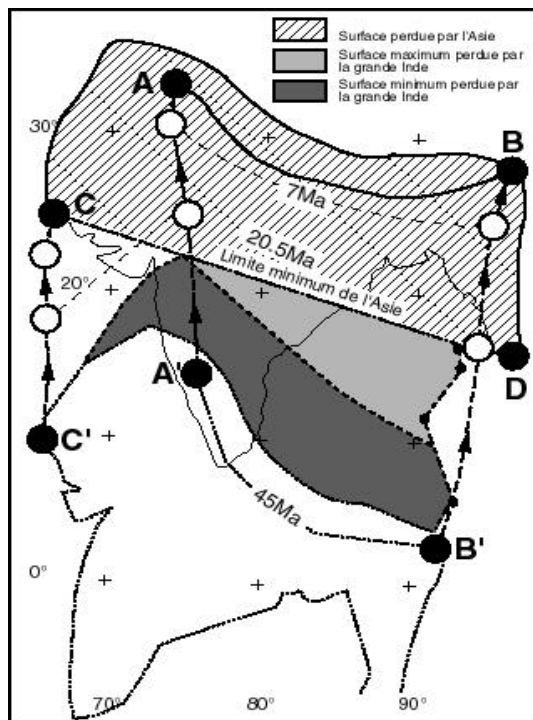


Fig. II-4 : Trajet de convergence Inde-Asie entre 45 Ma (C'A'B') et aujourd'hui (CAB), d'après *Le Pichon et al. (1992)*. A et B sont les deux « syntaxes » Himalayennes. C et D sont les limites Sud des branches de collision. Les cercles blancs donnent les positions intermédiaires à 20.5 Ma et 7 Ma. Les points noirs indiquent la limite Est de la Grande Inde à 45 Ma.

C'est plutôt dans le mode « d'absorption » de la lithosphère indienne que les interprétations divergent beaucoup, et surtout dans les quantités relatives à attribuer aux processus de raccourcissement des deux lithosphères en collision, de 'subduction continentale' (par sous-charriage ou sous-plaquage), et d'extrusion (Fig. II-5). Dans cette analyse, le plus difficile est de pouvoir estimer la quantité de lithosphère indienne sous-charriée qui est éventuellement « perdue » dans le manteau asthénosphérique et celle incorporée à la lithosphère asiatique, tout en expliquant le soulèvement tardif (de -20 à -8 Ma) du Tibet (selon *Harrison et al., 1992*). Le rapprochement moyen des deux continents étant de l'ordre de 2500 km, il faut d'abord bien considérer qu'une proportion de croûte importante a nécessairement disparu de la surface, comme initialement proposé par *Argand (1924)*. En effet, seulement 350 à 500 km de raccourcissement maximum ont pu se faire sur le front Himalayen, en supposant une conservation de la croûte impliquée dans la chaîne, une fois l'érosion ôtée (*Lyon-Caen et Molnar, 1983; Ratsbacher et al., 1994*). Une estimation très approximative du raccourcissement crustal total dans le 'coin' Himalayen (en ajoutant 300 km lié à l'érosion et 200 km par disparition de croûte inférieure dans le manteau) est donc de 1000 km et représenterait selon *Matte et al. (1997)* et *Mattauer et al. (1999)* la quantité de manteau continental indien subduit. Cette valeur est compatible avec la partie mantellaire de l'Inde supposée être sous l'Himalaya et le sud-Tibet, déduite par *Jin et al. (1996)* de l'étude des anomalies gravimétriques. Le reste de la convergence (1500 km) peut donc être pris en compte par deux autres mécanismes :

- raccourcissement au Nord du front Himalayen, par exemple par : (1) 'subduction' continentale (Fig. II-5d) au nord du Tibet proposée par *Matte et al. (1997)*, *Meyer et al. (1998)*, et *Mattauer et al. (1999)*, sur la base d'analyses tomographiques (e.g., *Griot et al., 1998*) ou de données de terrain ; (2) sous-charriage du Tarim au Nord du Tibet (*Jin et al., 1996*), ou sur les failles du Tien Shan (*Avouac et al., 1993*) ; (3) raccourcissement de la croûte Tibétaine suivant différents modes (*England et Houseman, 1986* ; *Houseman et England, 1993* ; *Burg et al., 1994* ; *Westaway, 1995*) ;
- extrusion, ce qui nous donne une borne supérieure (extrême) pour ce processus, que nous discuterons dans les modélisations analogiques.

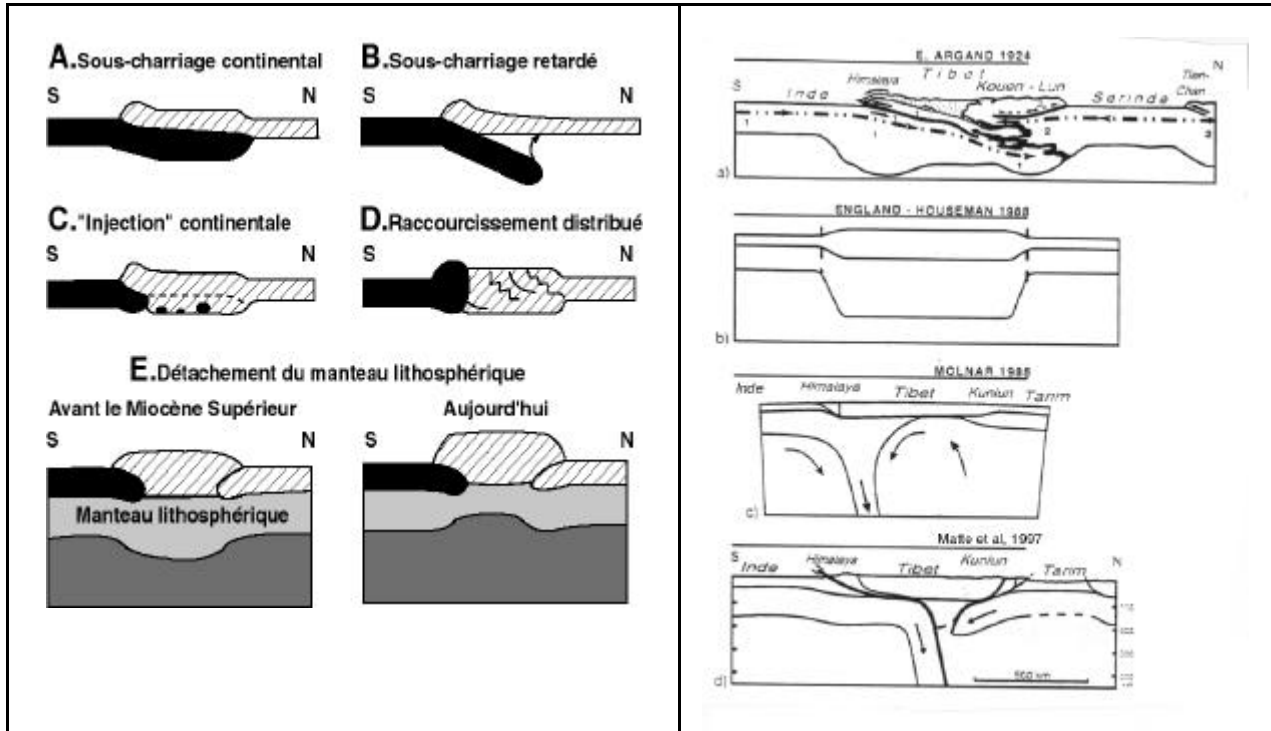


Fig. II-5 : Différents schémas 2D expliquant la formation du Tibet, compilés par *Harrison et al. (1992)* (de A à E) et *Matte et al. (1997)* (de a à d). Les équivalences relatives sont : A et B avec a et d, dits 'subduction continentale', impliquant un apport massif de matière de la Grande Inde ; C et D avec b, dit 'épaississement homogène' de la lithosphère asiatique. E (détachement) et c (amincissement convectif) manifestent deux processus différents mais sont difficilement discernables directement. En A et B, le sous-charriage peut être accompagné de délamination du manteau lithosphérique.

La topographie existante en Asie est utilisée par *Le Pichon et al. (1992)* pour estimer la perte de surface stockée dans celle-ci, et les raccourcissements N-S et E-O le long de profils topographiques : $60\% \pm 15\%$ de la convergence (soit 1500-2000 km) pourrait être « stockée » dans la topographie en Asie. Cette estimation est très approximative essentiellement en raison de la mauvaise connaissance des topographies pré-existantes à la collision (niveau de base variant de 0 à 1000 m). Si l'on compare aux calculs de *Matte et al. (1997)*, pour qui 800 km sont absorbés en Himalaya, on trouve donc que 700 à 1200 km auraient été « absorbés » plus au Nord. *Harrison et al. (1992)* et *Matte et al. (1997)* ont résumé les principales hypothèses sur les modes de formation « extrêmes » du Tibet (doublement de croûte, subductions opposées avec détachement mantellaire, raccourcissement de la croûte asiatique) avec leurs variantes et leurs incohérences (Fig. II-5). Certains auteurs pensent que la croûte inférieure Himalayenne manquante (et/ou indienne) a été transférée sous le Tibet, qui devrait son élévation pour moitié à cet apport, le reste étant du raccourcissement (*Bird, 1991* ; *Zhao et Morgan, 1985, 1987* ; *Le Pichon et al., 1992* ; *Westaway, 1995*). *Burg et al. (1994)* proposent un modèle de flambage de la lithosphère asiatique au Tibet et au Tien Shan puis serrage de l'ensemble après amplification sur chevauchements, en rapport avec un fort découplage intracrustal (Fig. II-6). Un raccourcissement de 50% de la lithosphère asiatique (soit environ 1000 km) suffirait alors pour expliquer la structure tibétaine, sans requérir un sous-charriage (ou subduction) de l'Inde, comme proposé par *Argand (1924)*, *Matte et al. (1997)* et *Mattauer et al. (1999)*. Quelle que soit le mode d'épaississement préféré, les approches proposées prédisent qu'environ 500 à 1000 km de raccourcissement ont été « transférés » ailleurs que dans la topographie en vis-à-vis de la collision, ce qui constitue donc une borne supérieure raisonnable pour l'extrusion et/ou la perte de croûte.

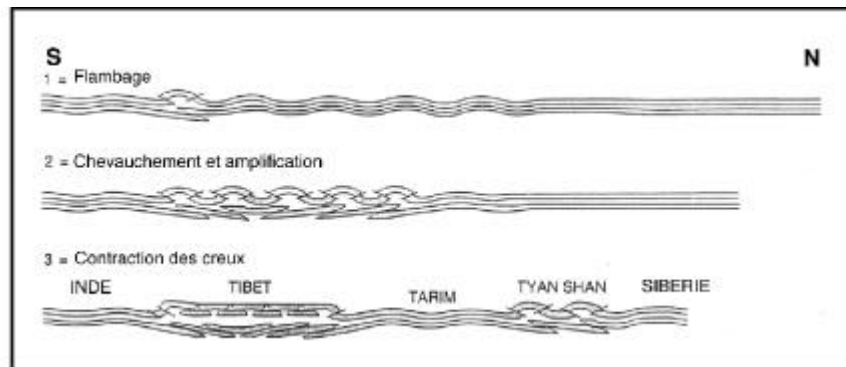


Fig. II-6 : Modèle de formation du Tibet par flambage, d'après *Burg et al.* (1994). Les niveaux grisés sont les couches cassantes (croûte supérieure et manteau supérieur). Dans la phase 1, les plissements sont de faible amplitude mais s'étalent loin et sont synchrones. Dans la phase 2, l'amplification accélère la déformation qui se localise aux points d'inflexion des plis. Les 'morceaux cassés' se superposent peu à peu, impliquant l'existence de zones peu déformées en surface. La phase 3 réactive les failles bordières du système Tibet et 'colle' les morceaux cassés en creux, provoquant un soulèvement général tardif. Ce modèle n'implique donc pas nécessairement une différence à la fois 'mécanique' et 'géologique' entre les zones mentionnées.

Plus précisément, l'excès de topographie observé à l'est de 95°E, donc hors du front Himalayen (Fig. II-4) ne semble pas pouvoir expliquer plus de 30 à 50% de la perte de surface liée à la convergence (*Le Pichon et al.*, 1992). Si l'on considère que toute cette topographie en excédent correspond à de la croûte « expulsée » latéralement, on obtient la contribution maximale de ce phénomène (soit 30 à 50% de la quantité de convergence totale). Cette valeur peut décroître à 10% si l'on considère une disparition partielle (probable) de croûte inférieure dans le manteau par écolitisation.

Ce bilan « cinématique » et de masse nous amène donc à considérer les larges incertitudes existant sur les processus d'épaississement et sur l'importance du « déplacement latéral » et des volumes de manteau continental disparus. Il va cependant nous fournir un cadre utile pour comprendre et critiquer les divers modèles de déformation qui ont été développés, soit par des modélisations expérimentales analogiques et numériques confrontés a posteriori au « terrain » et aux données, soit sur la base d'observables récents ou actuels (cinématique des failles récentes, géodésie spatiale et sismicité), soit enfin par reconstruction cinématique. Notons en préambule que ces modèles décrits dans les paragraphes suivants (§3, §4, §5) négligent toute contribution de la subduction continentale de la Grande Inde (sauf le modèle en coupe de *Wdowski et al.*, 1994, voir §5).

3. Les modèles de déformation basés sur les expériences analogiques

a. *Le modèle initial : le poinçon rigide* (*Tapponnier et al.*, 1982, 1986 ; *Peltzer et Tapponnier*, 1988)

Le modèle conceptuel de « l'indenteur » rigide est le plus célèbre et a fondé la « révolution » de la déformation tectonique en Asie. Il est basé sur des expériences de modélisation expérimentale analogique avec de la plasticine (*Tapponnier et al.*, 1982 ; Fig. II-7). Par rapport au premier modèle analytique simpliste d'indentation en déformation plane instantanée, dérivé de la « théorie de la plasticité » (*Tapponnier et Molnar*, 1976) et à un modèle purement « plaquiste » (*Zonenshain et Savostin*, 1981, voir Chapitre III), il offre la possibilité de considérer en partie la rhéologie (bien qu'extrêmement simplifiée : pas de stratification verticale, et variations latérales liées à l'orientation des bandes de plasticine) et surtout *l'évolution dans le temps* de la déformation depuis le début de la collision Inde-Asie.

La philosophie de cette modélisation est explicitement énoncée : tenant compte de l'existence de grandes zones de cisaillement en Asie, qui ne peuvent pas être reproduites dans la modélisation d'un 'continuum', les auteurs assument les limitations intrinsèques majeure de ces modèles : (1) la restriction à une déformation horizontale plane, conduisant à négliger l'influence de la gravité ; (2) l'effet 'localisant' de la plasticine, qui amène à négliger l'épaississement. Tout en reconnaissant l'importance des forces de volume, ces auteurs tentent de reproduire la

déformation de l'Asie par un modèle qui privilégie clairement la tectonique décrochante (donc les déplacements latéraux) et l'éventuelle extension crustale liée à ces déplacements loin de la zone de collision (*Peltzer et Tapponnier, 1988*). L'interprétation de ces modèles de déformation finie, progressive, conduit au schéma d'extrusion où les rifts de Chine du Nord et du Baïkal représentent les terminaisons distales et tardives (20-0 Ma) de grands cisaillements sénestres, et sont la conséquence directe de la faible résistance des zones de subduction du Pacifique à l'expulsion vers l'est des blocs lithosphériques continentaux (*Tapponnier et Molnar, 1977, 1979*). Deux remarques s'imposent :

(1) ce dernier postulat repose sur des observations plutôt qualitatives : faible importance des reliefs près des marges, existence de grands bassins en extension, et modeste raccourcissement tectonique au Tertiaire (*Peltzer et Tapponnier, 1988*) ;

(2) certains bassins proches des subductions du Pacifique (mers de Chine du Sud et d'Andaman) résultent à l'évidence de l'action conjointe du plongement de la lithosphère océanique et du jeu de grandes failles décrochantes sénestres E-O et/ou dextres (conjuguées N-S), ce qui leur donne une forme, une dimension, une orientation et un âge bien différents des systèmes du Baïkal et de Chine du Nord ou de bassins marginaux 'classiques' (*Jolivet et al., 1990, 1994 ; Fournier et al., 1994 ; Huchon et al., 1994*).

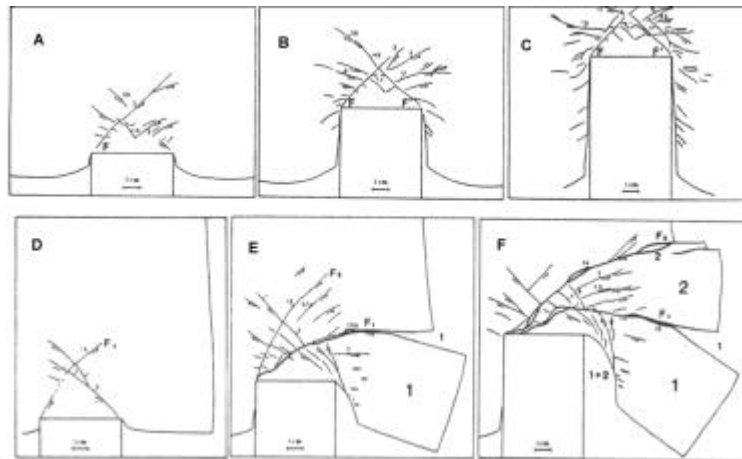


Fig. II-7 : Deux schémas d'extrusion par indenteur d'après expériences sur plasticine (*Tapponnier et al., 1982*) montrant l'importance du confinement latéral. ABC : avec double confinement ; DEF : avec confinement à gauche seulement. Les 'fissures' ouvertes évoquent les zones d'extension successives : mer de Chine du sud (1), mer d'Andaman (1+2), bassin de Chine du nord (3). F1 est l'équivalent de la faille de la Rivière Rouge, et F2 de l'Altyn Tagh et ses prolongements. Notons que dans ce premier modèle, la déformation depuis le Tien Shan jusqu'aux montagnes Stanovoy (nord) n'apparaît pas.

Il reste que ce type de modèle est très loin de reproduire en dimension le système de rift Baïkal, ce qui suggère que certaines simplifications (rhéologie verticale homogène, bord libre, seule force prise en compte : l'indenteur) sont trop fortes au moins pour toute la partie nord de l'objet. Nous reviendrons au paragraphe suivant sur cette évolution particulière liée à des changements importants au Tertiaire du champ de contraintes.

La confrontation de ces modèles au schéma général d'évolution tectonique conduit finalement ces auteurs à proposer un rôle dominant du déplacement localisé sur grandes failles et un rôle quasi nul de l'asthénosphère dans la déformation continentale. Quantitativement, ceci implique une première phase d'extrusion de 800-1000 km guidée essentiellement par la faille de la Rivière Rouge (*Tapponnier et al., 1982*), puis une seconde phase de quelques 500-1000 kilomètres sur la faille de l'Altyn Tagh et ses prolongements (*Peltzer et Tapponnier, 1988 ; Meyer et al., 1998*). Si l'on considère 2500 km de convergence Inde-Asie, alors environ 50% se serait effectuée par extrusion d'après ces modèles (*Tapponnier et al., 1986*), valeur difficilement compatible avec l'estimation par bilan de masse de *Le Pichon et al. (1992)*, qui donne 30 à 50%, ou avec les 1000 km proposés comme valeur supérieure « raisonnable » de la convergence 'absorbée' par extrusion (Fig. II-7). Enfin signalons que l'existence du « saut » de déformation entre les failles de la Rivière Rouge et de l'Altyn Tagh vers 15-20 Ma résulterait selon ces auteurs de l'évolution géométrique du système au cours de la déformation, qui rendrait certaines failles mieux adaptées à la prise en compte du déplacement : ces sauts dans le champ de vitesse sont difficilement reproductibles dans des milieux où la déformation est supposée continue.

b. Les modèles dimensionnés intégrant les forces de volume (Davy et Cobbold, 1988, 1991 ; Cobbold et Davy, 1988, Jolivet et al., 1990, 1991 ; Sornette et al., 1993 ; Fournier, 1994 ; Martinod et Davy, 1994 ; Burg et al., 1994)

1. Apports des modèles plans: Ces modèles ont, à la différence des précédents, tenté de prendre en compte les forces de gravité par un dimensionnement précis et une rhéologie beaucoup plus réaliste que les précédentes tentatives (modèles à 2 ou 3 couches lithosphériques). Avec des conditions aux limites comparables, les différences suivantes par rapport aux modèles en plasticine apparaissent :

- un épaissement frontal conséquent est obtenu qui dépend surtout de l'importance du confinement latéral et de la largeur du poinçon, et qui amène à estimer une extrusion plus limitée, représentant de 20 à 45% de la convergence, proche de l'estimation de *Le Pichon* et al. (1992) ou de celle implicitement avancée par *Matte* et al. (1997) ;

- une seule zone décrochante sénestre majeure est modélisée dans toutes les expériences, qui se propage depuis le bord ouest de l'indenteur vers le nord-est (Fig. II-8), équivalent apparent de la zone sismogène Tien Shan - Baïkal - Sakhaline : l'équivalent de l'Altyn Tagh n'apparaît donc pas ;

- la grande zone décrochante sénestre apparaît en fin d'évolution des modèles, après la phase d'épaississement dominant en tout cas : la « localisation » de la déformation semble donc tardive et résulterait de la croissance progressive de petites failles (*Sornette* et al., 1993) ;

- ces modèles font apparaître de grands couloirs cisailants dextres dits antithétiques, avec une composante d'extension importante, entraînant la rotation horaire (ou anti-horaire en régime transpressif) de blocs rangés en dominos (modèles de *Jolivet* et al., 1990, 1991; Fig. II-9, à comparer avec la Fig. II-7). Ceci amène à proposer une ouverture globale en 'pull-apart' dextre de la mer de Chine, du Japon et du bassin Bohai, en Chine du Nord (*Kimura et Tamaki*, 1986 ; *Chen et Nabelek*, 1988 ; *Jolivet* et al., 1990, 1991, 1994 ; *Fournier*, 1994 ; *Fournier* et al., 1994). Pour expliquer l'arrêt de l'ouverture de la mer du Japon au Miocène supérieur (Fig. II-10), *Jolivet* et al. (1990) ont invoqué la réduction de la traction de la subduction et le mouvement relatif entre les plaques Okhotsk et Amour, qui est mal contraint en raison de limites de plaques diffuses et de mouvements relatifs complexes dans cette région au Tertiaire (*Imaev* et al., 1994 ; *De Mets*, 1992 ; *Jolivet* et al., 1992 ; *Riegel* et al., 1993 ; *Fournier* et al., 1994 ; *Worrall* et al., 1996 ; *Seno* et al., 1996 ; *Altis*, 1999).

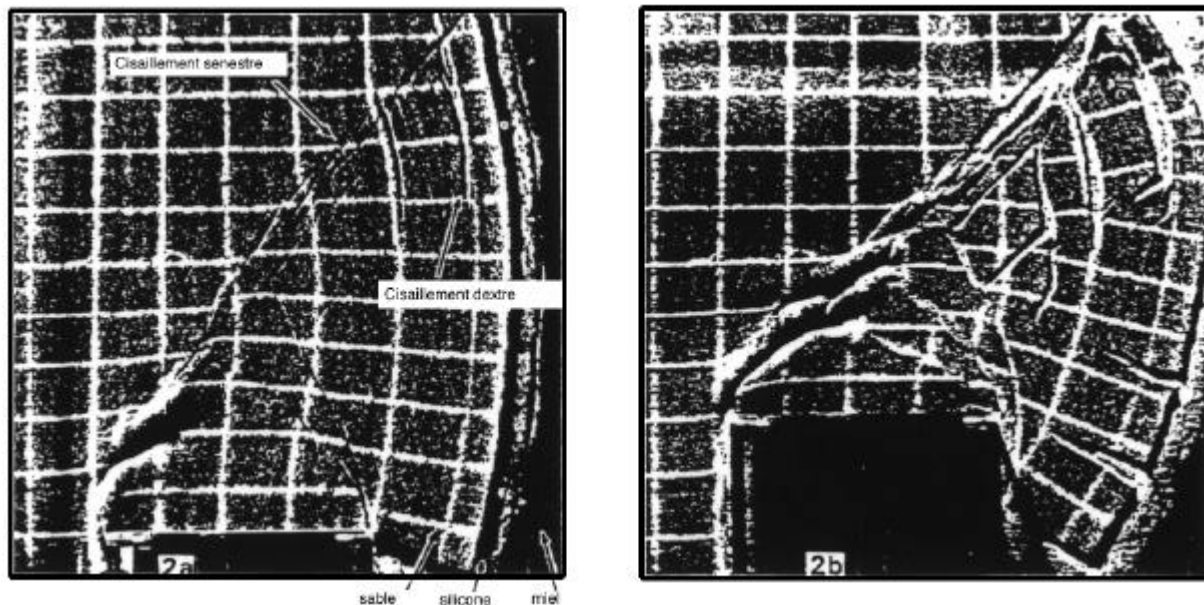


Fig. II-8 : Photographie d'un modèle expérimental à deux couches, à deux étapes d'évolution (Davy et Cobbold, 1988, reproduit dans *Jolivet* et al., 1990). Remarquer le développement précoce d'un grande faille synthétique (sénestre) et le développement plus tardif de failles et grabens antithétiques (failles dextres).

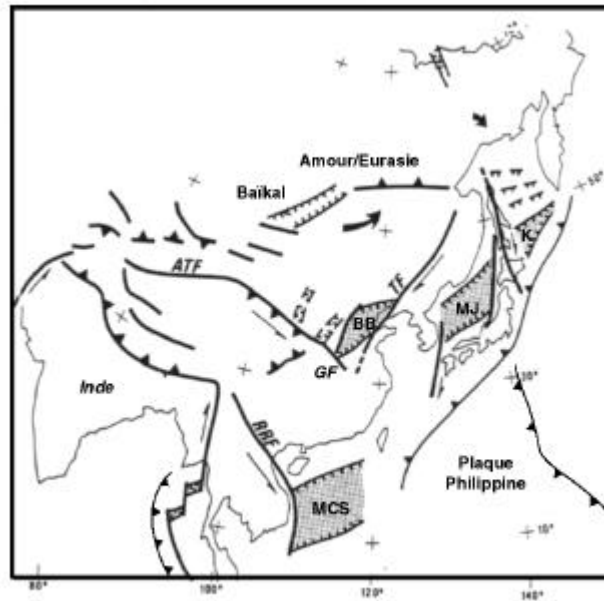


Fig. II-9 : Schéma tectonique très simplifié de l'Asie, d'après *Jolivet et al. (1990)*, en projection de Mercator oblique. ATF : faille de l'Altyn Tagh, RRF : faille de la Rivière Rouge, TF : faille de Tan-Lu, GF : prolongement de l'Altyn Tagh dans le Qinlin Shan. K : bassin des Kuriles, MJ : mer du Japon, MSC : mer de Chine du sud, BB : bassin Bohaï (Chine du Nord). Dans ce type de modèle, l'ouverture des bassins marginaux (K, BB, MJ, MCS) est cette fois liée à la rotation en dominos des blocs dans des zones de cisaillement dextres, et non plus par l'extrusion le long de cisaillements sénestres (Fig. II-7).

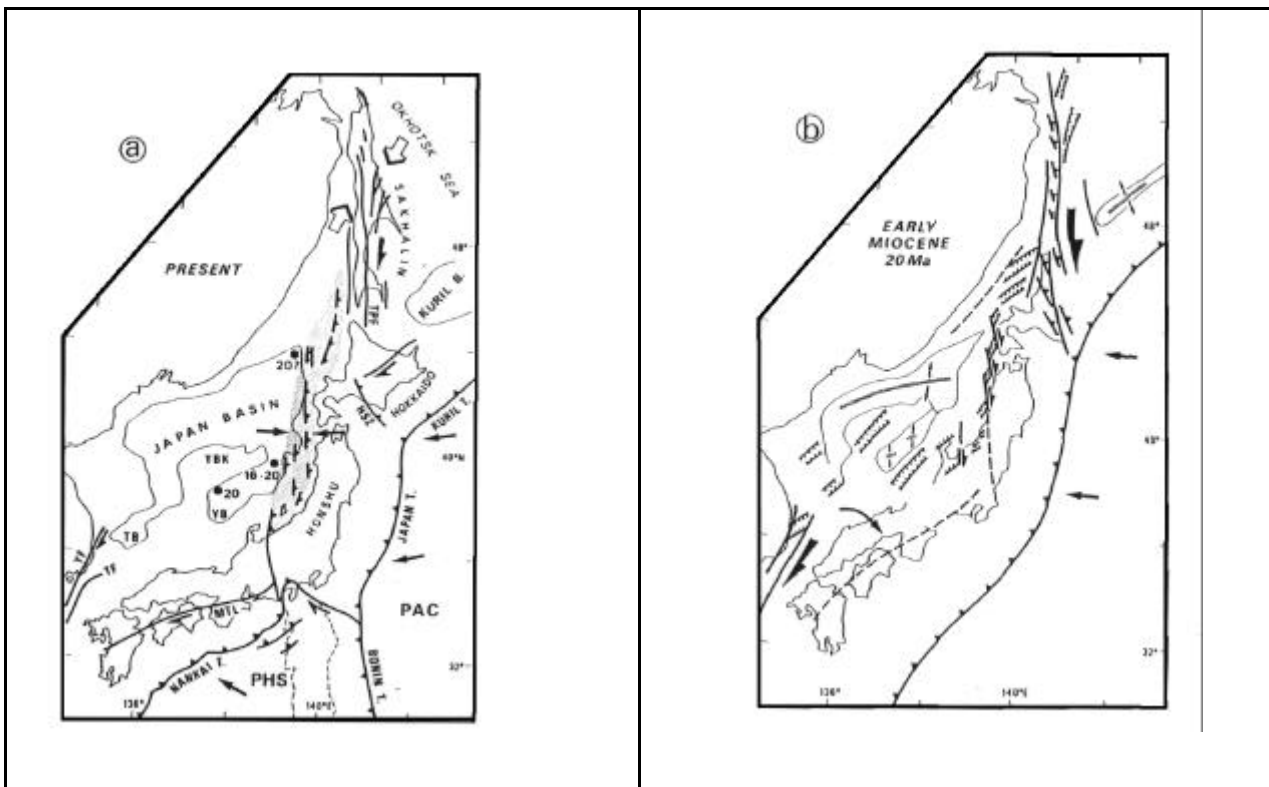


Fig. II-10 : Situation géodynamique en mer du Japon et à Sakhaline, reconstituée par *Jolivet et al. (1992)* et *Fournier et al. (1994)*, à l'actuel (a) et au Miocène inférieur (b). Les bassins du Japon, des Kuriles, de Tsubuima (TB), et de Yamato (YB) sont sur croûte océanique. La zone grisée en (a) représente la zone de compression active en mer du Japon (flèches convergentes). PHS : plaque

Philippine ; PAC : plaque Pacifique ; MTL : ligne tectonique médiane ; TPF : faille Tym-Poronaïsk ; HSZ : zone de cisaillement Hidaka ; YBK : banc Yamato ; YF : faille Yangsan ; TF : faille Tsushima.

2. *Evolution aux bordures E et SE du système* : Remarquons que ce mode de déformation en couloirs cisailants dextres N-S fait jouer un rôle important au « bord libre » que constituent les subductions Pacifique : elles permettraient à ces systèmes cisailants dextres de prendre précocement le relais des grands systèmes cisailants sénestres qui guident l'extrusion des blocs asiatiques vers l'est (i.e., *Avouac et Tapponnier*, 1993), le moteur restant la collision Inde-Asie (*Fournier*, 1994). Cependant, l'évolution de cette déformation dans le temps et l'espace est probablement plus complexe car elle dépend aussi beaucoup de la proximité de ces bassins au front de collision qui se déplace, et des changements cinématiques. Une illustration éloquent est fournie par les bassins de Chine du Sud et du Vietnam, où la faille de la Rivière Rouge s'amortit (Fig. II-11) : l'ouverture de ces bassins est contrôlée par l'évolution contrastée du champ de contraintes, lui-même lié à la remontée vers le nord de la « syntaxe » est-Himalayenne (*Leloup et al.*, 1993 ; *Huchon et al.*, 1994). Dans ce schéma, la faille sénestre de la Rivière Rouge, de l'Oligocène au Miocène inférieur, aurait pu guider l'ouverture de la Mer de Chine (pour un décrochement maximum de 600 km) dans un système en « pull-apart », puis aurait été réactivée vers 5 Ma (*Leloup et al.*, 1993) en jeu dextre lié à la traction de la subduction de la proto-mer de Chine du Sud, suivie de la collision avec la plaque australienne (*Huchon et al.*, 1994, 1998). Géométriquement, le modèle cinématique fréquemment évoqué est celui du mécanisme en 'book-shelf' (dominos) impliquant des cisaillements sénestres et des rotations horaires de blocs au sein d'une grande zone de cisaillement dextre nord-sud (*Holt et al.*, 1991 ; *Jolivet et al.*, 1999). Un schéma similaire a été également reproduit dans certains modèles à l'est du Tibet (*Davy et Cobbold*, 1988, Fig. 6), et interprété également en terme de 'dominos' par *England et Molnar* (1990), ce qui conduit ces auteurs à minimiser l'extrusion. Ce mécanisme est contesté par l'école "extrusionniste" (*Replumaz*, 1999) qui y voit un modèle incompatible avec le mouvement actuel sur la faille du Fleuve Rouge. La rotation de l'Indochine (Sundaland) déduite des mesures GPS (*Walpersdorf*, 1997 ; *Rangin et al.*, 1999) ne contredit cependant pas le modèle de cisaillement dextre.

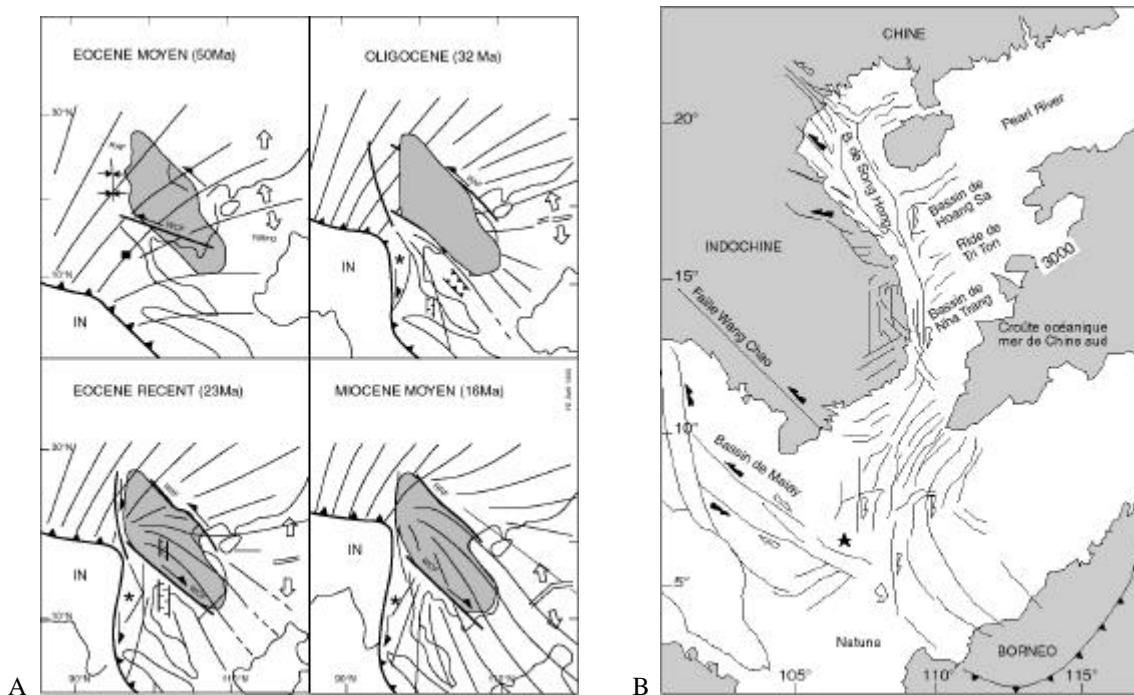


Fig. II-11. Evolution tectonique en Indochine, d'après *Huchon et al.* (1994, 1998). A : Reconstruction des positions de l'Inde (IN) et de l'Indochine à 50 Ma (début de la collision), 32 Ma (début d'accrétion de la mer de Chine du sud, fin du mouvement décrochant majeur sur la faille de Wang Chao = WCF), 23 Ma (réorientation de l'accrétion en mer de Chine du sud, fin du mouvement décrochant majeur sur la faille de la Rivière Rouge = RRF), et 16 Ma (fin de l'ouverture de la mer de Chine du sud). L'Asie est considérée fixe au nord de RRF. Le mouvement de l'Inde est celui de *Besse et Courtillot* (1988), et la limite nord de la Grande Inde est reconstruite en supposant 800 km de raccourcissement dans l'Himalaya depuis l'Eocène (*Le Pichon et al.*, 1992). Le pôle de rotation de l'Indochine est l'étoile, d'après *Briaïs et al.* (1993). Le mouvement total sur RRF est pris comme maximum, soit 560 km. La zone grisée indique la position de l'Indochine si peu d'extrusion est au contraire considérée. Les lignes indiquent les directions de contraintes. B : Schéma structural entre l'Indochine et la mer de Chine du sud. Les flèches noires sont les décrochements de l'Oligocène et du Miocène inférieur, et les flèches blanches ceux du Miocène inférieur et moyen. L'étoile est le pôle d'ouverture du bassin sud-Vietnam (Natuna).

L'importance relative de ces contributions (subduction, décrochements sénestres ou dextres à différentes échelles et leur succession éventuelle dans le temps) dans l'ouverture des bassins 'liminaires' (Japon, Chine du Nord, Chine du Sud, Indochine) reste donc imprécise et/ou controversée, alors qu'elle détermine en partie l'importance de l'extrusion (comparer Fig. II-7 et II-8 pour les bassins de Chine). On retrouve là encore le rôle, probable mais très difficile à quantifier au cours du temps, de la 'suction' de la fosse, qui vont déterminer l'état de contraintes dans la plaque supérieure. Les modèles montrent qu'il dépend fortement des changements cinématiques (*Waschbusch et Beaumont, 1996*) et du degré de couplage des plaques à la subduction (*Whittaker et al., 1992 ; Scholz et Campos, 1995*). Il est important de connaître ces limites et ces hypothèses par comparaison avec le rift Baïkal, mais l'objet n'est pas de les discuter plus en détail ici.

3. *Apport des coupes* : Les modèles analogiques en coupe à l'échelle de l'Asie ont été beaucoup moins nombreux. J'ai résumé au chapitre IB l'apport conceptuel des modélisations expérimentales de *Davy et Cobbold (1991)* et *Martinod et Davy (1994)*. Elles indiquent l'importance probable du flambage lithosphérique à grande échelle dans les conditions rhéologiques qu'impose une lithosphère continentale soumise à la compression, même pour des faibles taux de déformation. Deux arguments plaident en faveur du flambage pour expliquer l'alternance de reliefs élevés et de grandes dépressions au Nord du Tibet :

- la dimension (~200 km) et l'amplitude (~4 km) des grandes ondulations périodiques (comme le Tien Shan et l'Altai), que l'on retrouve dans les modèles ;
- le fait que ces reliefs résultent de mouvements tectoniques tertiaires récents (*Avouac et al., 1993*), ce qui s'intègre bien dans l'évolution de la déformation que prédit le flambage dans les modélisations expérimentales (voir Fig. II-6 et Chapitre I-B).

Je rappelle que *Burg et al. (1994)* ont proposé que ce phénomène soit aussi à l'origine du plateau Tibétain, qui aurait 'flambé' aux longueurs d'onde de 200 et 20-30 km, avant que l'amplification des plis conduisent au « *pop-up* » et à la superposition des portions de croûte (Fig. II-6). Un tel modèle avec un fort découplage crustal et un manteau supérieur résistant est proche du modèle numérique de *Gerbault et al. (1999)* et explique des observations géologiques et géophysiques importantes (notamment les très importants décalages du Moho), résumées dans *Burg et al. (1994)*. Il s'accorde aussi avec l'arrêt apparent du raccourcissement du Tibet vers ~17-20 Ma, qui serait relayé par d'autres processus comme l'extrusion de la Chine du sud (*Peltzer et Tapponnier, 1988*), l'accumulation de croûte inférieure indienne (*Westaway, 1995*), ou un sous-charriage vers le sud du Tarim sous le Tibet Nord (*Matte et al., 1997*). A l'échelle crustale, l'amplification des plis peut conduire à une exhumation de roches très rapide en raison de l'action conjuguée de l'érosion. Ainsi *Burg et al. (1997)* argumentent une remontée de 30 km de roches métamorphiques en 4 Ma dans la «syntaxe» est-Himalayenne, en accord avec les variations très fortes de vitesse d'amplification que l'on peut attendre au cours d'un tel processus (*Ramsay, 1974*). A grande longueur d'onde, il reste cependant à expliciter les facteurs (héritage, développement de failles tardives) qui perturbent en Asie centrale la régularité des ondulations prédites par les modèles, en 2 et 3 dimensions.

4. *Conclusions* : En dépit de leurs incertitudes, les modèles dimensionnés intégrant les forces de volume semblent mieux rendre compte de l'importance relative réelle de l'extrusion et du mode de déformation verticale de la lithosphère asiatique, et fournissent une meilleure analogie de la déformation loin de la collision que les modèles de plasticine. Dans cette approche, le système Baïkal correspond à la simple prolongation vers le Nord de la zone de cisaillement sénestre septentrionale qui atteint les chaînes Stanovoy au nord-est du Baïkal. Cependant, aucun modèle ne parvient à restituer l'ampleur et la géométrie, même très approximatives, des grandes failles décrochantes au centre de l'Asie et du rift Baïkal, ni le régime transpressif décrit depuis les chaînes Stanovoy jusqu'à Sakhaline et Hokkaido. Il existe probablement deux raisons essentielles à cela : ces expériences en milieu latéralement homogène reproduisent plutôt des cisaillements diffus, et les mouvements relatifs complexes entre les plaques Okhotsk et Amour, tout comme l'action différentielle des subductions du Pacifique au cours du temps (correspondant à des degrés de confinement variables), ne sont pas pris en compte.

4. Les modèles utilisant des mesures de déformation quaternaires sur failles

Je résume ici les apports de 4 tentatives de modélisation de la déformation très récente (de 10 à 100 ka) basée sur les estimations de déplacement sur quelques grandes failles d'Asie. A la différence des modèles analogiques (§3) ou de déformation cumulée (§5), on ne peut donc pas ici faire un bilan de masse ou d'extrusion intégré sur toute l'histoire du rapprochement Inde-Asie. Mais le champ modélisé est probablement plus représentatif de la déformation à long terme que les modèles basés sur la sismicité du siècle (§6), puisqu'il intègre des déplacements sur une échelle de temps plus large (typiquement, de 10 à 100 ka, en général).

a. Les modèles en blocs quasi-rigides

C'est surtout par le biais des modèles expérimentaux analogiques que cette approche a été étayée (voir ci-dessus, §3a), ce qui est logique puisque reposant sur la même hypothèse fondamentale. La comparaison de ces deux approches permet de faire des hypothèses sur l'évolution dans le temps de la déformation : en cela elles sont très complémentaires.

- *Avouac et Tapponnier* (1993), prenant en compte 4 grands blocs supposés indéformables (Sibérie, Tarim, Tibet, Inde), avec des limites théoriques simplifiées, ont inversé les taux de glissement (déduits des observations de terrain sur les 8-12 ka passées) sur quelques failles majeures bordant ces blocs (Fig. II-12). Les contraintes imposées sont le mouvement relatif Inde-Sibérie (*De Mets et al.*, 1990) et le pôle de rotation du bloc Tarim par rapport à la Sibérie (*Avouac et al.*, 1993). Dans ce modèle, le centre du Tibet se déplace à 4 cm/an vers le NE, absorbant 50% de la convergence Inde-Sibérie actuelle : ceci représente l'extrusion du Tibet seul pour ces auteurs. Les raccourcissements N-S sont surtout pris en compte dans les chaînes de l'Himalaya au sud, du Tien Shan à l'ouest et du Qaidam-Qilian Shan à l'est, à part quasi égales (13 à 18 mm/an dans une direction proche de la convergence Inde-Sibérie).

Par déduction (et non pas modélisation) les auteurs prédisent des mouvements vers le SE de 20 mm/an pour l'est du Tibet et 10-15 mm/an pour la Chine du Sud. Le déplacement vers l'est représente donc très grossièrement 40 à 50% environ de la quantité de convergence totale dans ce modèle, si l'on prend en compte les seules failles du Karakorum et de l'Altyn Tagh. L'ordre de grandeur de ce déplacement semble confirmé par une étude des bassins de Chine du Nord au Plio-Quaternaire (grabens de Weihe-Shanxi et Yinchuan-Hetao) qui propose un partitionnement de la déformation avec 5 mm/an pour l'extension des bassins et 7 mm/an pour le décrochement sénestre entre la Chine du Sud et le bloc Ordos, soit environ 12±4 mm/an de déplacement de la Chine du Sud par rapport à la Sibérie, selon *Zhang et al.* (1998).

Ce modèle quantitatif global permet donc à *Avouac et Tapponnier* (1993) de retrouver une valeur d'extrusion, une géométrie générale, et un champ de vitesse, qui sont proches de ceux simulés par modélisation analogique sur plasticine (*Peltzer et Tapponnier*, 1988). Il pose cependant plusieurs problèmes, notamment par : (a) les valeurs de vitesse actuelles choisies ou déduites, parfois contestables en raison des erreurs possibles sur les datations et les quantités de déplacement (i.e., *Ritz et al.*, 1995 ; *England et Molnar*, 1997b) ; (b) la non-prise en compte des topographies cumulées et du champ qu'elles induisent ; (c) la simplification du champ de failles ; (d) et la difficulté d'extrapoler ces mesures récentes à l'histoire de la convergence Inde-Asie. Par ailleurs, ce modèle ne rend pas compte de la déformation au-delà de la chaîne Altaï (et donc du Baïkal).

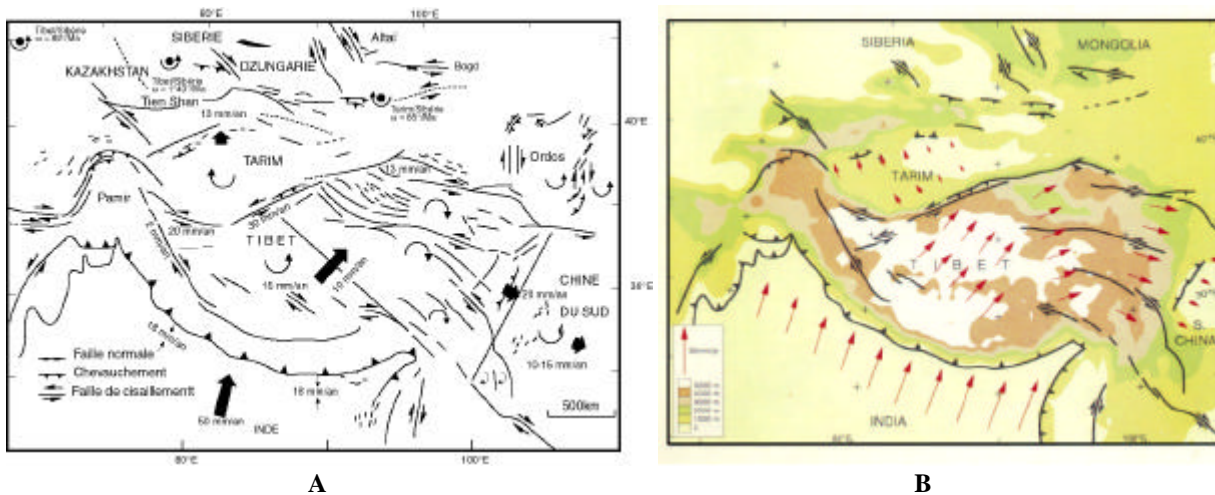


Fig. II-12 : Modèle (pour l'actuel) de rotation de quatre grands blocs rigides déduit de l'inversion des estimations de taux de raccourcissement et de cisaillement à leurs bordures (*Avouac et Tapponnier*, 1993). A : Rotations relatives et valeur des vitesses. Les grandes flèches noires indiquent les mouvements de blocs majeurs relatifs à la Sibérie. Les sens de déplacement et les vitesses indiqués à l'est de 95°E ne sont pas contraints par l'inversion. B : Champ de vitesse relativement à la Sibérie, déduit du modèle précédent.

- *Peltzer et Saucier* (1996) présentent un modèle cinématique plus sophistiqué et abouti, en prenant des contraintes similaires (Fig. II-13). Ils utilisent une grille par éléments finis sur la sphère pour chercher une solution en champ de vitesse qui permette de minimiser la dissipation d'énergie élastique sur les limites de blocs rigides. En évaluant le taux de déformation résiduel à l'intérieur des éléments de la grille, les auteurs estiment à au moins 80% la part de déformation qui s'est faite sur les failles choisies dans la solution. Ce résultat est important car il signifie qu'on peut trouver un modèle de l'Asie pour lequel la déformation est essentiellement concentrée au bordures de blocs quasi rigides (puisque leur déformation interne est au maximum égale à 20%). Bien entendu, il faut supposer pour cela que les ordres de grandeur des vecteurs glissement sur les 10 failles majeures sélectionnées sont corrects.

Ce modèle propose des rotations relatives et des mouvements vers l'E-SE des blocs assez compatibles avec les résultats discutés dans le modèle précédent : 5 à 10 mm/an à travers les bassins de Chine du Nord, contre 5.5 ± 2 mm/an, et 12 mm/an pour le bloc de Chine du Sud, contre 12 ± 4 mm/an (Zhang et al., 1998). Les mesures à Shangaï par VLBI ou GPS de 8 à 11.4 mm/an (Heki et al., 1995 ; Heki, 1996 ; Molnar et Gipson, 1996 ; Larson et al., 1999) sont aussi compatibles avec la prédiction du modèle (voir §6).

Enfin, le modèle sert également à estimer le taux d'épaississement crustal en Asie sur la base des diminutions de surface prédites : il représente 73% environ du taux de convergence Inde-Asie. Ce résultat surprenant (qui se rapproche des estimations fournies par les modèles analogiques dimensionnés) montre d'abord que le modèle analytique précédent, basé sur des contraintes géologiques similaires, fournit une estimation peu précise du rapport extrusion/épaississement (il prédisait explicitement 50% d'extrusion du Tibet). Ce bilan quantitatif pose également le problème de l'évolution dans le temps de l'extrusion : si 27% du rapprochement Inde-Asie se fait depuis 10.000 ans par extrusion, tout indique que ce processus a beaucoup varié au cours du temps, comme déjà mentionné (Tapponnier et al., 1982 ; Peltzer et Tapponnier, 1988 ; Harrison et al., 1992 ; Briaïs et al., 1993 ; Hendrix et al., 1994 ; Replumaz, 1999) : ce problème est également clairement invoqué par Peltzer et Saucier (1996). Nous reviendrons sur ce point (§5 et 7).

Ce modèle répond donc partiellement aux réserves (c) et (d) formulées précédemment, mais pas véritablement à (a) et (b), en l'absence d'un champ de vitesse actuel très complet et précis au moment de son élaboration. Il faut enfin noter que les données introduites dans ce modèle ne permettent pas de simuler correctement les déplacements actuels dans la région du rift Baïkal (ce qui est reconnu par les auteurs) : en effet, le vecteur glissement le plus septentrional fourni dans le modèle est celui du Tien-Shan.

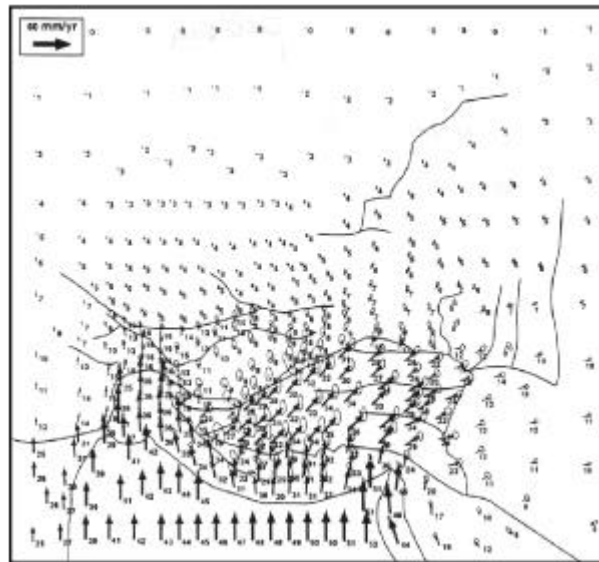


Fig. II-13 : Modèle de vitesse obtenu (méthode par éléments finis) en utilisant les vitesses quaternaires estimées sur les failles majeures en Asie (traits) par Peltzer et Saucier (1996). Les vitesses sont en mm/an, et les ellipses indiquent le niveau de confiance à 95%. Déformation sur faille à 80%, extrusion prédite : 27% de la convergence totale.

b. Les modèles en blocs peu ou non rigides

• Kong et Bird (1996) présentent également un modèle par éléments finis sur une sphère mais où la dynamique est basée sur la friction des failles, ce qui l'apparente à un modèle de déformation instantanée. Ce code est a priori intéressant car il permet d'introduire des discontinuités qui doivent en principe faire jouer un rôle localisant des failles, tout en permettant une déformation interne. L'inconvénient est que le résultat obtenu est très sensible au choix de paramètres comme les pendages des différents types de faille, le coefficient de friction, le flux de chaleur, la conductivité thermique, la production de chaleur radiogénique, l'épaisseur crustale, la densité du manteau et de la croûte, etc... Les failles choisies sont cette fois jointives et matérialisent la déformation discontinue. Les auteurs comparent les mesures de déplacement sur 14 failles en Asie (et les sens de mouvement sur 19 failles) avec les résultats de leurs modèles et établissent des bilans en faisant varier la friction entre les blocs limités par les failles et la force de traction en cisaillement dans les zones de subduction océanique. Leur meilleur modèle prédit un champ de vitesse et des taux de glissement sur faille. Il présente une traction en Himalaya de 15 MPa, en bordure océanique de 2 MPa, une friction de faille de 0.085, et une friction interne aux blocs 10 fois supérieure. Mais de nombreuses difficultés subsistent : 11% des failles actives ont des déplacements en contradiction avec les observations, les erreurs sur les taux prédits sont supérieures à 3 mm/an, les erreurs sur les directions de contraintes de l'ordre de 40° ,

et les incertitudes sur les paramètres importants (flux, rhéologie) grandes. Ceci rend le modèle proposé très incertain. Il prédit des failles 'faibles', ce qui invalide un modèle de déformation continue, et une déformation interne aux blocs de plus de 30%, ce qui invalide également les modèles en blocs rigides.

Le taux d'extrusion modélisé est fort (2 à 6 cm/an vers l'Est) : bien que très dépendant de la traction à la subduction (qui reste inférieure à 6 MPa), ce phénomène semble l'emporter nettement sur l'épaississement, sans qu'il soit quantifié ici. Enfin ce modèle accumule peu de contraintes déviatoriques, ce qui suggère que la topographie actuelle (principalement le Tibet) génère le champ de contraintes dominant : la modélisation de *England et Molnar* (1997b) le confirme. Ce constat impliquerait que le mode de déformation au début de la collision devait être très différent de celui décrit ici, à savoir une extrusion beaucoup plus faible, rejoignant en cela la proposition de *Houseman et England* (1986).

Concernant le rift Baïkal, la vitesse horizontale trouvée est au maximum de 19 mm/an (avec 8 et 5 mm/an aux extrémités nord et sud). Les fortes réserves citées conduisent à prendre cette valeur élevée avec beaucoup de précaution. Ce résultat semble découler du choix d'un flux thermique beaucoup trop élevé pour la région du Baïkal (*Lysak*, 1992). Cependant, ce modèle a au moins le mérite de proposer un champ de déformation jusqu'au nord du système, ce qu'aucune tentative antérieure n'avait véritablement entrepris. Par ailleurs, il prend en compte l'influence de traction à la base de la lithosphère Pacifique, facteur qui n'avait pas été considéré comme pouvant agir à grande distance sur l'ouverture du rift Baïkal, sauf de manière qualitative par *Nataf et al.* (1981). Ce modèle est donc peu fiable, mais original par le fait qu'il tente de combiner déformation continue et discontinue et donc de sortir des dogmes pour se rapprocher de la réalité de la déformation.

• *England et Molnar* (1997a) utilisent les vitesses de glissement estimés sur les failles majeures en Asie pour calculer des taux de déformation internes dans une maille de triangles, puis inversent ce champ de déformation en champ de vitesse par la méthode de *Haines* (1982). Ils intègrent également quelques vitesses instantanées (GPS), et le style de déformation et orientations de faille fournis par les grands séismes. Leur résultat aboutit à expliquer correctement environ 90% des taux mesurés, et s'accorde assez bien avec la vitesse relative Inde-Asie sur les 2 derniers millions d'années du modèle NUVEL-1A de *De Mets et al.* (1994), et aussi avec la vitesse VLBI du mouvement de Shangai (*Molnar et Gipson*, 1996). Les auteurs en concluent que le modèle de TVSM de déformation continue est validé par ce résultat, et qu'environ 85% de la convergence récente Inde-Asie se fait par épaississement crustal ou lithosphérique. Cependant, ce champ de déformation n'est cohérent que si l'on diminue les vitesses estimées sur les failles autour du Tibet centre et nord (Altyn Tagh, Karakorum, Karakax) d'un facteur 2 à 4 (Fig. II-14). La vitesse d'extrusion de la Chine du Sud reste dans leur modélisation toujours inférieure à 10 mm/an, contre 20 mm/an pour *Molnar et Deng* (1984) et une solution de *Holt et al.* (1995), et 10-15 mm/an pour *Avouac et Tapponnier* (1993) et *Peltzer et Saucier* (1996). Cependant, il faut noter que si l'on impose au modèle la vitesse de convergence du modèle NUVEL-1A (*De Mets et al.* (1994), voir Fig. II-14), alors la vitesse d'extrusion devient 5-9 mm/an avec une incertitude de 10 mm/an, ce qui n'exclut pas une compatibilité entre ces différentes valeurs d'extrusion. *England et Molnar* (1997a) avancent les explications suivantes :

- par rapport aux résultats de *Molnar et Deng* (1984) et *Holt et al.* (1995) : la composante E-O donnée par les séismes du siècle, bien supérieure à celle des failles quaternaires, peut s'expliquer par l'échelle de temps considérée, très différente d'une base de données à l'autre. *Holt et al.* (1995) font effectivement état d'un déficit de raccourcissement N-S de l'ordre de 20 mm/an sur la sismicité du siècle ;

- par rapport au résultat d'*Avouac et Tapponnier* (1993) : les taux de glissement sur failles seraient surestimés par ces derniers auteurs, et/ou la non-prise en compte de rotations dans des zones de déformation large peut aboutir à un champ de déformation erroné (*England et Jackson*, 1989 ; *England et Molnar*, 1990 ; *Holt et al.*, 1991).

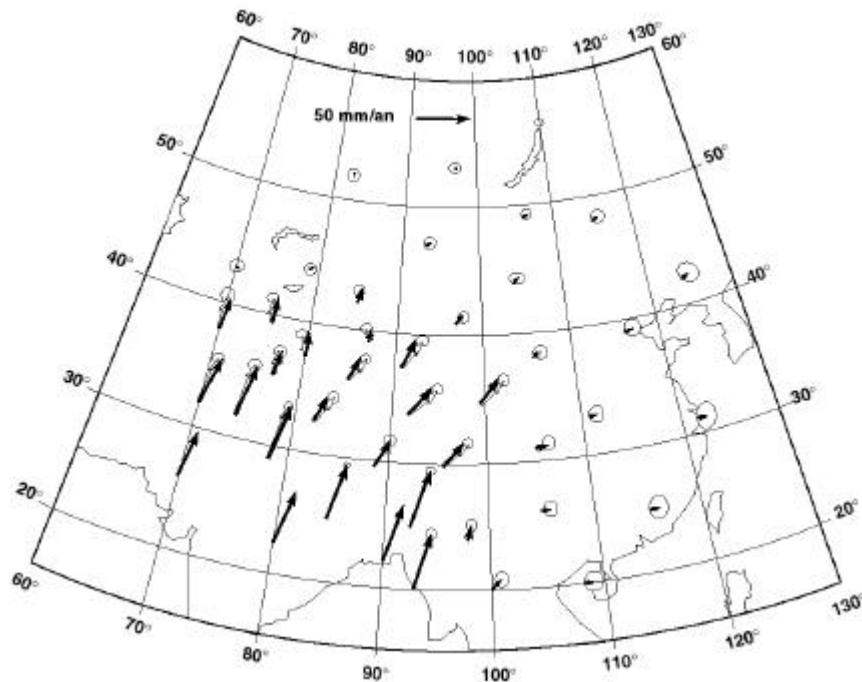


Fig. II-14 (page 38, précédente): Modèle de vitesse lissé obtenu par inversion du champ de déformation déduit des glissements sur failles quaternaires en Asie (England et Molnar, 1997a), en imposant à la partie indienne une vitesse relative à l'Eurasie fournie par le modèle NUVEL1-A (De Mets et al., 1994). Les flèches blanches sont obtenus en intégrant les taux de glissement complets d'après les estimations de déplacement au Quaternaire, et les flèches noires par diminution de 1/3 des taux sur les failles du Karakorum et du Tibet centre et Nord (voir texte). Extrusion prédite : 15% de la convergence totale.

- England et Molnar (1997b) calculent les gradients actuels de contraintes déduits de ces mêmes taux de déformation estimés en Asie dans l'hypothèse d'une déformation continue. Pour cela ils imposent aux observations sur failles de fournir des taux de déformation 'compatibles' entre elles, c'est-à-dire d'être des dérivés d'un champ de vitesse ; puis ils comparent les contraintes sans dimension obtenues avec les différences d'énergie potentielle gravitationnelle en considérant une croûte de densité homogène, à la topographie localement compensée au sens d'Airy, et un manteau de densité, d'épaisseur et de température constantes. Ils montrent que l'énergie potentielle stockée dans la topographie pourrait contrôler au premier ordre la déformation au Tibet : en effet, les gradients de contraintes calculés sont concentriques autour du plateau, résultat attendu si cette région se déforme approximativement comme un « viscous sheet ». Mais ce résultat n'est pas retrouvé dans le Tien-Shan où un tel effet serait attendu, alors qu'il l'est dans la région du rift Baïkal où la topographie moyenne est bien inférieure. Cette approche dynamique ne valide donc qu'imparfaitement le modèle TVSM, peut-être en raison des hypothèses très simplificatrices faites par ces auteurs ou que comporte le TVSM (pas de variations de rhéologie et de structures thermiques, compensation isostatique d'Airy, cisaillement à la base de la lithosphère négligé, etc...).

Il reste qu'à l'échelle de l'Asie, le modèle de England et Molnar (1997a) aboutit à un schéma cinématique assez proche de celui de Peltzer et Saucier (1996), puisque les taux de vitesse et de raccourcissement prédits sont compatibles dans les marges d'erreur données, tout comme les composantes d'extrusion estimées (15% contre 27%). On peut donc considérer que la déformation **en surface** (discontinue) est dans une certaine mesure conciliable avec une distribution continue de la déformation **en profondeur** (en ce qui concerne la déformation récente au moins), en dépit de zones d'apparents désaccords comme l'Altyn Tagh, le Karakorum et l'Indochine (Wittlinger et al., 1998, et synthèse dans Replumaz, 1999). Concernant le Baïkal, le champ de vitesse prédit suivant différentes hypothèses (Fig. II-14) ne permet pas de mettre en valeur des vitesses significatives, contrairement au modèle de Kong et Bird (1996). Les prédictions sont inférieures en tout cas aux vitesses sur failles supposées par England et Molnar (qui vont de 2 ± 1 mm/an au nord du rift à 3 ± 1.5 mm/an au sud), ce qui confirme que ce modèle 'lisse' trop la déformation pour des structures de la taille du Baïkal.

5. Les modèles simulant un champ de déplacement fini depuis 50 Ma

Les modèles numériques qui ont tenté de reconstituer l'histoire 'finie' du rapprochement Inde-Asie privilégient tous la déformation continue : en effet, rendre compte de l'évolution des déplacements variables sur

failles pour des échelles de temps longues est beaucoup plus accessible à partir des modélisations expérimentales analogiques (voir §3). Depuis les années 80, les modèles numériques 'continus' ont cependant été très nombreux car ils sont très facilement reproductibles et autorisent de nombreux tests de paramètres. Seul un modèle de reconstruction cinématique de type 'localisant' a été récemment proposé sur toute l'histoire de la collision (Replumaz, 1999) : nous le présentons en fin de ce paragraphe.

a. Les modèles numériques de déformation continue

Cette école de pensée développe l'idée que la déformation continentale, se répartissant sur des surfaces considérables, ne peut être décrite correctement par des rotations de blocs rigides, mais le serait plus exactement par un modèle de déformation continue, bien qu'hétérogène (England et Molnar, 1997a,b). Cette approche présente au moins 2 avantages : (1) permettre une analyse de la déformation en terme de processus dynamique, puisque l'influence de l'énergie potentielle de gravité, 'stockée' dans les reliefs, est prise en compte dans le champ de déformation progressif modélisé ; (2) prendre en compte la déformation qui se produit nécessairement entre les failles majeures.

Pour valider cette approche, la difficulté est de disposer d'une description des champs de déformation et de contraintes assez précis dans toute la masse continentale considérée : on pourrait alors réellement quantifier la part de la déformation hors séismes ou failles actives et clarifier le débat entre déformation localisante et distribuée. On réalise là toute l'importance de la validation des mesures de la déformation faites sur le terrain, depuis les décalages tectoniques sur failles (très étudiés depuis une dizaine d'années) jusqu'aux campagnes de mesures géodésiques par GPS (en plein essor) sur toute l'Asie (Larson et al., 1999).

La conviction qui anime les tenants de la déformation « distribuée » repose sur l'idée que la déformation localisée à la surface, parfaitement évidente en Asie par exemple, est en fait le reflet d'une déformation continue, éventuellement hétérogène, dans les parties inférieures, ductiles, de la lithosphère (Davy et Cobbold, 1991 ; Bourne et al., 1998). Elle s'expliquerait par l'état de « faiblesse » mécanique relative reconnue pour les continents et sur le découplage plus ou moins important entre les parties cassantes et ductiles de la lithosphère (voir 1^{ère} partie). En conséquence, l'approche « continue » révèle sa faiblesse intrinsèque majeure : elle ne peut pas décrire les variations des champs de vitesse ou de déformation à l'échelle de quelques dizaines de kilomètres, mais seulement à partir d'échelle de l'ordre de 300 km ou plus (England et Molnar, 1997a). Son but n'est pas non plus de prédire une distribution de failles, contrairement aux modèles expérimentaux analogiques.

Sans décrire en détail les nombreuses expériences de modélisations de la convergence Inde-Asie entreprises depuis le début des années 80, je résumerai ici leurs principaux apports et limites relativement au problème qui nous préoccupe : l'origine possible du rift Baïkal. Deux catégories de modèles existent :

1. *les modèles en déformation plane horizontale*, qui sont les plus nombreux (England et McKenzie, 1982, 1983 ; England et Houseman, 1986 ; Houseman et England, 1986, 1993, 1996 ; Vilotte et al., 1982, 1986 ; Cohen et Morgan, 1986 ; England et Molnar, 1997a,b) : tous ces modèles font les hypothèses suivantes : (1) une géométrie plane (ce qui est une première approximation) ; (2) une absence de variations de résistance et de déformation verticale du modèle : c'est l'approximation « 2D » ; (3) un 'bord libre' (lithostatique) latéral (à l'est) du modèle, tout comme dans les modèles expérimentaux analogiques ;

2. *les modèles en déformation plane verticale*, plus rares, qui tentent de rendre compte de façon plus précise de l'évolution de la topographie, de l'interaction des lithosphères en convergence, et de la distribution rhéologique en profondeur. Ils ont été comparés aux grands plateaux élevés ou aux orogènes liés aux subductions (Chéry et al., 1991 ; Willett et al., 1993 ; Willett et Beaumont, 1994 ; Wdowski et Bock, 1994a,b).

• Vilotte et al. (1982) ont considéré deux modèles extrêmes de flux de matière en 2D d'un matériel rigide non linéaire visco-plastique sous l'action d'un poinçon rigide (par éléments finis) :

(1) la solution en déformation plane, simulant une lithosphère épaisse, se rapproche de la « théorie de la plasticité » (Tapponnier et Molnar, 1976) et fournit dans le cas « non confiné » un flux latéral dominant de la matière, proche de la description de Tapponnier et Molnar (1977, 1979) ; mais elle est peu réaliste compte tenu de l'absence d'épaississement ;

(2) au contraire, la solution 'à contraintes planes' autorise une déformation verticale équivalente à une plaque mince et modélise plutôt la déformation de surface : dans le cas non confiné, les zones de compression, décrochement et extension, sont très grossièrement reproduites, sauf pour le Baïkal qui n'apparaît pas.

• Houseman et England (1986, 1993, 1996) se basent sur une série d'expériences numériques utilisant un modèle continu rhéologiquement simple de plaque mince, le « *Thin Viscous Sheet Model* » (TVSM). Il répond à des limitations des modèles antérieurs, notamment par la prise en compte : (a) des changements de gravité lié aux changements d'épaisseur de croûte (négligés dans Vilotte et al., 1982) ; (b) d'un bord mobile, 'lithostatique' (négligé dans England et McKenzie, 1982, 1983). Par contre, les effets des hétérogénéités de la lithosphère, de l'érosion et des failles ne sont pas considérés : la lithosphère est verticalement homogénéisée suivant un modèle de fluide « non-

newtonien ». Pour un choix de paramètres rhéologiques, mécaniques et dynamiques qui semblent compatibles avec les expériences en laboratoire, le TVSM prédit des épaissements crustaux, des directions de contraintes principales, et des taux de déformation qui paraissent *grosso modo* comparables à ceux observés actuellement. Les auteurs concluent à la prédominance du phénomène d'épaississement sur le déplacement latéral, en dépit de variations (par rapport à des modélisations antérieures) liées aux choix des rhéologies (Davy et Cobbold, 1988, 1991), des conditions aux limites au nord et à l'est de l'Asie (Vilotte et al., 1982, 1986), et des surfaces avant collision (Le Pichon et al., 1992). Des taux d'extrusion supérieurs à 25% du taux d'indentation ne sont obtenus par Houseman et England (1993) que si des contraintes extensives sont appliquées sur la bordure est du modèle.

- Wdowinski et Bock (1994a,b) utilisent un modèle de fluage visco-plastique dépendant de la température pour décrire l'évolution en coupe de la topographie et de la déformation des hauts plateaux. Cette approche de la déformation à grande échelle des continents a été auparavant largement utilisée en contexte extensif (voir Bassi, 1991), mais n'a été employée en compression que par Chéry et al. (1991). La rhéologie choisie permet de localiser la déformation dans les zones faibles de la lithosphère, à condition d'introduire une perturbation de résistance dans le modèle. Par ailleurs, un plateau ne peut être modélisé que si la lithosphère est thermiquement affaiblie : c'est ce qui est observé sous le Tibet, où l'épaisseur du manteau lithosphérique est de l'ordre de 90 km (Owens et Zandt, 1997). ceci peut représenter un amincissement convectif sous le Tibet (Molnar et al., 1993 ; Houseman et Molnar, 1997) ou une délamination du manteau lithosphérique (Harrison et al., 1992 ; Willett et Beaumont, 1994 ; Lenardic et Kaula, 1995 ; Schott et Schmeling, 1998 ; Ruppel et McNamara, 1999), aspects négligés dans le modèle de Houseman et England (1986). La solution trouvée par Wdowinski et Bock (1994a) souffre de limites liées aux hypothèses faites (conservation de croûte ; conditions aux limites de vitesses, et non pas de contraintes, constantes ; pas de variations longitudinales de topographie et de déformation, simplification des processus thermiques, etc...). Mais elle permet cependant de reproduire beaucoup mieux que les TVSM la topographie plate du Tibet par exemple, et son évolution temporelle. Ce modèle montre à l'évidence, au moins qualitativement, la nécessité de prendre en compte les variations verticales de rhéologie et de rigidité (liée à la température) : en particulier, la croûte se déforme différemment du manteau supérieur à la fin de l'expérience, induisant une zone de cisaillement dans la croûte inférieure 'faible', phénomène qui peut être rapproché de l'hypothèse d'une 'subduction' continentale vers le sud proposée par Matte et al. (1997) au nord du Tibet. Du même coup, cette modélisation met en évidence les limites des études supposant une déformation indépendante de la profondeur, en contraintes planes (Vilotte et al., 1982) ou en plaque mince (Houseman et England, 1986).

- Plusieurs implications de ces modèles 'fluides' doivent être soulignées ici :

- (1) pour toutes les approches, l'épaississement crustal sous le Tibet et le raccourcissement près de l'indenteur absorbent une grande partie de la convergence : Houseman et England (1993, 1996) prédisent environ 1700-2100 km de convergence stockée dans la topographie, ce qui est proche de l'estimation de Burg et al. (1994) ou de Le Pichon et al. (1992) (voir A.2.) ;

- (2) l'effet du bord libre oriental est de réduire les taux de déformation de 10 à 25%, conduisant à une extrusion qui représente de 25% à 33% de la convergence N-S totale, ce qui est légèrement inférieur aux estimations de Cobbold et Davy (1988) ou Matte et al. (1997), mais nettement moins que Peltzer et Tapponnier (1988) ;

- (3) la résolution des TVSM (~300 km), par le choix de la déformation continue, ne permet pas de reproduire des déformations de plus courte longueur d'onde, comme autour du rift Baïkal ;

- (4) la déformation évoluerait en deux phases selon la plupart de ces modèles : a) l'épaississement dominant ; b) une période tardive de décrochement dominant, en raison de l'augmentation des forces de volume au cours du temps. Ce scénario ne semble refléter ni la réalité de l'évolution géologique (e.g., Peltzer et Tapponnier, 1988 ; Lacassin et al., 1997) ni l'évolution quaternaire et actuelle (§6).

b. Modèle cinématique par reconstruction

Cette reconstruction progressive (Replumaz, 1999) par rétro-déplacements de nombreux blocs (22 au départ) considérés comme rigides sur la sphère part du principe opposé aux modèles 'fluides' et recherche une cohérence à l'échelle de l'Asie centrale (Fig. II-15), mais la déformation n'est pas prise en compte au-delà du Tien Shan. Le principe de cette analyse implique en fait une déformation 'interne' aux blocs choisis qui est limitée uniquement à leurs bordures : leur surface croît ou décroît au cours des rétro-déplacements, ce qui correspond à des raccourcissements ou de l'extension. Les données géologiques et géophysiques contraignant les mouvements entre blocs sont bien sûr capitales pour choisir les meilleurs pôles de rotation à chaque étape. Il résulte de cette approche que : (1) c'est pour le court terme (0-5 Ma), le mieux connu, que les résultats sont les plus précis ; (2) les incompatibilités entre blocs minimisent probablement la déformation interne réelle car tout changement de surface est ramené aux bords des blocs sans être précisément comparé aux croissances des reliefs en volume (raccourcissement) ou aux bassins tectoniques (extension). Par ailleurs, l'unicité des solutions de rotations proposées (notamment avant

15 Ma) n'est pas évidente. En dépit de ces limitations, il reste que cette tentative de reconstruction au premier ordre de blocs 'semi-rigides' (en fait rigides seulement dans leur partie résiduelle actuelle !) est une approche de déformation quantitative de surface qui permet d'accéder à des bilans intéressants en intégrant d'assez près la réalité géologique sur toute l'histoire de la chaîne, qui prolonge utilement dans le passé les approches de *Avouac et Tapponnier* (1993) et *Peltzer et Saucier* (1996). Ces bilans par étapes (Fig. II-15) permettent de suivre l'évolution de la déformation et de faire des bilans sur la déformation totale (notamment d'estimer l'extrusion de façon homogène à chaque stade de la reconstruction).

La première étape (0-5 Ma) fournit des résultats très proches de ceux de *Peltzer et Saucier* (1996) dans le mode d'absorption de la convergence (78% en épaissement, 22% en extrusion, contre 73% et 27%) et l'estimation minimum de la déformation interne des blocs (supérieur à 80% et 90%, respectivement). Le bilan par étapes de l'absorption de la convergence depuis 40 Ma révèle de très fortes variations de l'extrusion : faible entre 15 et 5 Ma (de 3% à 9%), elle est maximale (62%) lors de la phase d'extrusion de l'Indochine entre 30 et 15 Ma et est intermédiaire (22%) entre 30 et 40 Ma, avant l'extrusion majeure de l'Indochine, et depuis 5 Ma, marquant l'extrusion (initiale ?) du Tibet. L'extrusion cumulée est égale à 30% de la convergence, en accord avec les estimations de *Davy et Cobbold* (1988), *Le Pichon et al.* (1992) et *Houseman et England* (1993) : l'épaississement apparaît donc bien comme le mécanisme de déformation dominant, absorbant 70% de la convergence en moyenne, mais se manifeste de manière cyclique, relayé par l'extrusion.

Les questions majeures qu'à mon sens pose ce modèle comparé aux précédents sont de trois ordres :

- (1) Comment expliquer en terme géodynamique les fortes variations temporelles de l'extrusion ?
- (2) Comment déterminer maintenant l'enracinement lithosphérique des failles limitant les blocs utilisés ici, si on admet leur validité au premier ordre : sont-elles dans certains cas liées à un écoulement ductile en profondeur, qui peut être compatible avec une déformation hétérogène (*Bourne et al.*, 1998) ? Lesquelles le sont réellement ? A quelle profondeur ?
- (3) Le fait de négliger la déformation au-delà du Tien Shan dans la plupart des modèles ne conduit-il pas à surestimer les déplacements récents sur certaines failles de l'Asie centrale ? Voici une des utilités des mesures de déformation instantanées présentées maintenant.

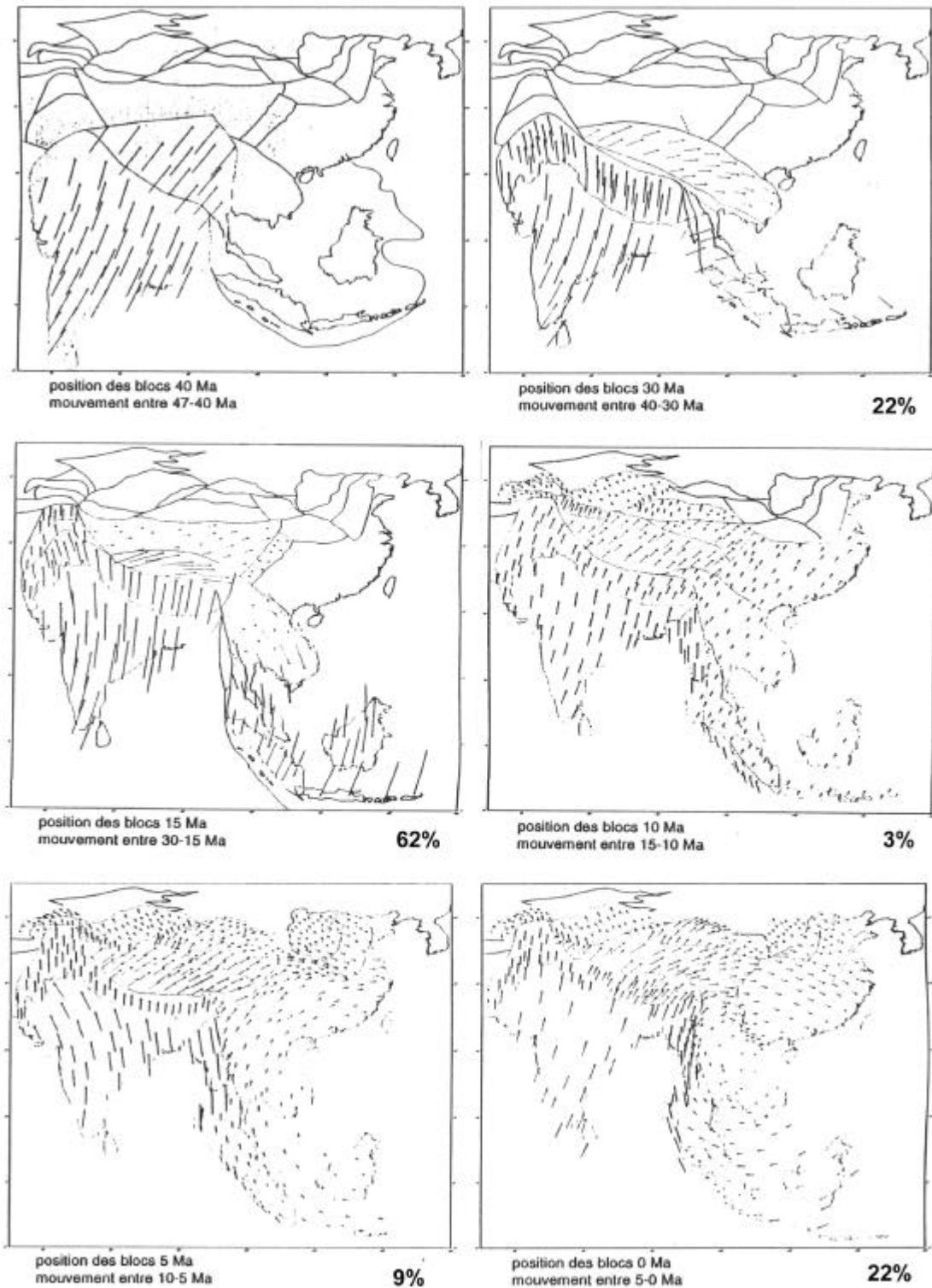


Fig. II-15 : Evolution du champ de vitesse entre le début de la collision et l'époque actuelle, d'après la reconstruction part étapes de *Replumaz* (1999). Les valeurs d'extrusion (% de la convergence) calculées à chaque étape sont indiquées.

6. Les modèles utilisant des mesures de déformation instantanée

Je termine cette revue par les modèles qui intègrent les plus courtes échelles de temps examinées (de quelques années au siècle): ils doivent donc être examinés avec la plus grande prudence, et toujours en considérant l'échelle des cycles sismiques, qui recouvrent en Asie des périodes de temps beaucoup plus longues (de 500 à 2000 ans au moins, voir par exemple *Peltzer et al.*, 1988 ; *Ritz et al.*, 1995 ; *Van der Woerde et al.*, 1998).

1. Les modèles basés sur la sismicité du siècle (*Molnar et Deng*, 1984 ; *Holt et Haines*, 1993 ; *Holt et al.*, 1995)

- *Molnar et Deng* (1984) ont regroupé les informations de dimensions de faille et de quantités de glissement des grands séismes en Asie depuis 1900 pour en déduire la somme des moments sismiques et des taux de déformation (avec des erreurs d'un facteur 2) dans des zones de grande taille (au moins 1000 km). Ces taux sont de l'ordre de quelques pour cents ou dixièmes de pour cents par millions d'années, et font apparaître :

- (1) un ordre de grandeur qui peut être comparé au taux de la déformation cumulée depuis le début de la collision Inde-Asie, mais qui semble inférieur au taux de convergence total, sans qu'il soit possible d'avancer quelle part la déformation asismique prendrait, en raison des marges d'erreur ;

- (2) une composante d'extension E-O ou ESE-ONO s'exprimant clairement sur le pourtour est du continent et au Tibet, amenant à considérer une vitesse de 21 ± 10 mm/an du bloc de Chine du Sud vers 104°E : ce résultat amène les auteurs à proposer un rôle majeur de l'extrusion, aujourd'hui et probablement à la fin du Cénozoïque.

Dans la région Baïkal-Mongolie, le taux sismique est déterminé par 6 séismes, dont un seul pour le Baïkal. Il est donc difficile d'extrapoler les valeurs moyennes de cisaillement sénestre E-O de 16 mm/an et de cisaillement dextre N-S de 12 mm/an au rift Baïkal, d'autant plus que la déformation sismique depuis un siècle en Mongolie, exprimée notamment par le séisme de Bolnaï ($M=8.7$, *Baljinnyam et al.*, 1993 ; *Schlupp*, 1996) semble largement excéder la déformation à long terme dans cette région (*Ritz et al.*, 1995 ; *Holt et al.*, 1995). Une telle 'anomalie' temporelle est aussi suspectée à l'échelle de l'Asie (*Triep et Sykes*, 1997).

- *Holt et Haines* (1993) et *Holt et al.* (1995) ont complété cette analyse en construisant plusieurs champs de vitesse. Le premier est déduit des tenseurs de moment sismique du siècle (Fig. II-16A). Les taux de déformation prédits par inversion des données sismologiques 'lissées' montrent des zones de mauvais accord avec les valeurs observées (moyennées sur des boîtes de $4^\circ \times 4^\circ$), notamment en Mongolie, qui a un taux de déformation sismique du siècle 4 fois supérieur au taux 'lissé' ou à celui prédit par les contraintes de plaques. Le taux sismique total converti en déplacement amène à absorber environ 50% de la convergence Inde-Asie : il manquerait environ 20 mm/an de raccourcissement N-S. Cependant, si on utilise 10 km d'épaisseur sismogène au lieu de 15 km pour convertir les moments sismiques en déformation, on peut expliquer jusqu'à 90% de la convergence à long terme. Ceci montre la portée limitée de la solution trouvée. Pour comparaison, les auteurs proposent un modèle plus global de déformation qui est contraint par le pôle d'Euler NUVEL-1A (*De Mets et al.*, 1990, 1994), et qui s'accorde aussi avec la mesure VLBI de Shangai (*Heki et al.*, 1995) et les informations de directions et styles de déformation des mécanismes au foyer (Fig. II-16B,C). Le mode de calcul consiste à minimiser les taux de déformation théoriques dans une plaque mince visqueuse au comportement de fluide newtonien. La solution implique une rotation anti-horaire de la Chine du Sud par rapport à la Sibérie et un rôle dominant des failles décrochantes dans la déformation. En effet, la vitesse de migration vers l'est de la Chine du Sud est là encore prédite à 10-15 mm/an, résultat que les auteurs n'expliquent qu'avec embarras : ils ne tranchent pas entre l'extrusion et l'action de la subduction le long des marges actives du Pacifique. En ce qui concerne le rift Baïkal, on peut remarquer que le modèle préféré par *Holt et al.* (1995) ne peut que minimiser sa déformation réelle, compte tenu du catalogue utilisé et de l'ajustement médiocre de la solution régionale aux données. Au sud du Baïkal, les axes de déformation principale, quoique très courts comparés à ceux du sud de l'Asie, montrent cependant une rotation progressive d'ouest en est.

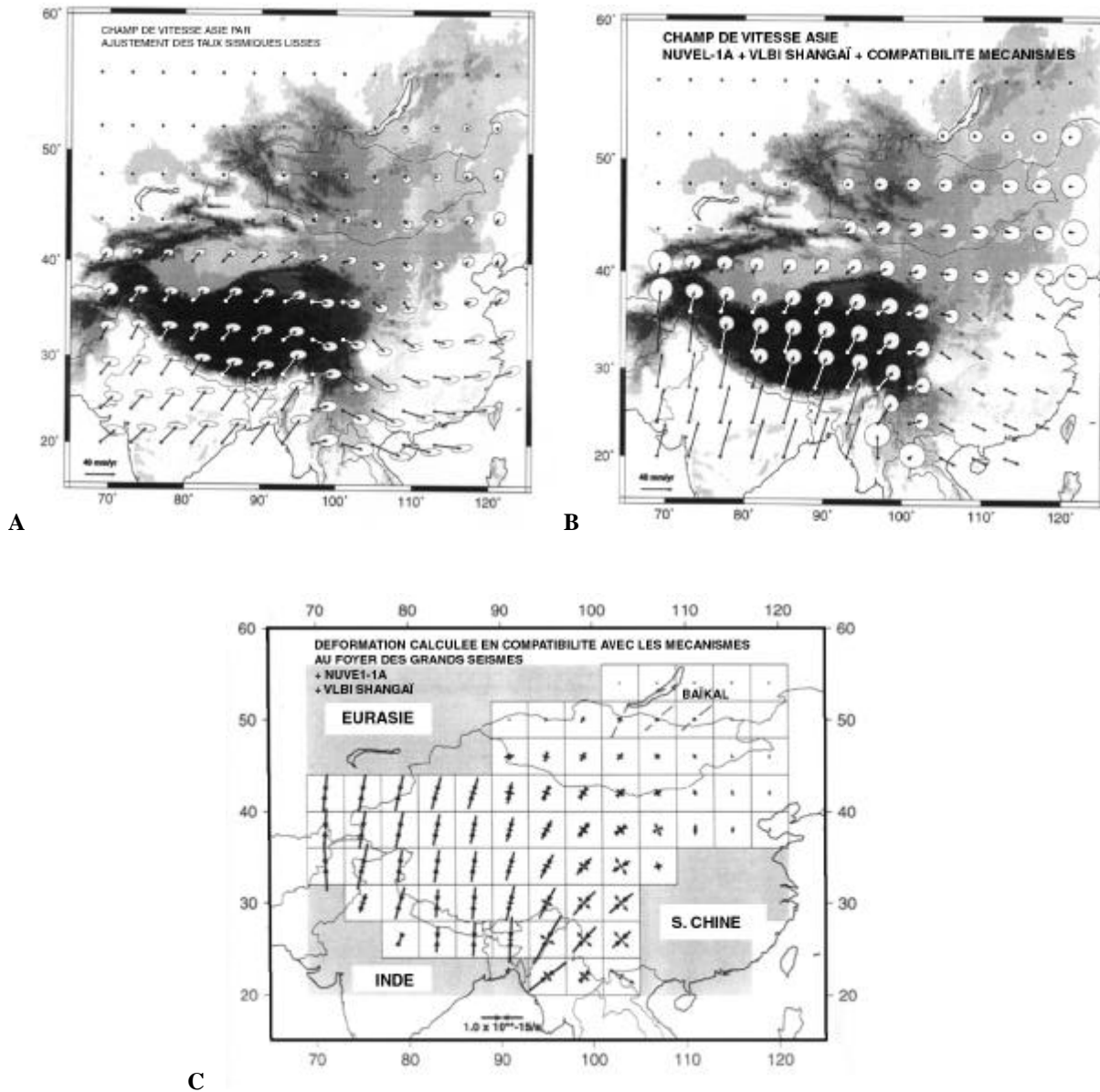


Fig. II-16. Modèles déduits de l'énergie libérée par les séismes depuis le début du siècle en Asie (Holt et al., 1995). A : Champ de vitesse relativement à la Sibérie obtenu par ajustement des taux de déformation sismique ; B. Champ de vitesse associé au champ de déformation calculé en prenant en compte le mouvement Inde-Asie de NUVEL1-A (De Mets et al., 1994), l'observation VLBI à Shanghaï (Heki et al., 1995), et une rotation horaire du bloc de Chine du Sud (champ représenté en C). La comparaison des cartes A et B montre qu'il manque environ 20 mm/an de raccourcissement N-S le long du front Himalayen dans la sismicité du siècle pour retrouver la vitesse de convergence moyenne sur 2 Ma.

2. Les modèles basés sur les mesures VLBI et GPS (Heki et al., 1995 ; Heki, 1996 ; Molnar et Gipson, 1996 ; Kato et al., 1998 ; Larson et al., 1999)

Les mesures directes sur grandes distances de la déformation en Asie prennent une importance croissante (voir synthèse dans Larson et al., 1999). Nous avons évoqué leur apport potentiel crucial dans le débat sur la géodynamique de l'Asie. Elles peuvent certainement contribuer à combler les déficiences intrinsèques aux mesures cumulées sur failles actives ou aux déformations sismiques, notamment par leur densité et leur précision (après quelques années), et par l'intégration de la déformation totale (continue et discontinue) qu'elles permettent. Néanmoins, rappelons quelques limites importantes qui rendent problématique leur interprétation géodynamique: (1) elles ne représentent qu'une déformation de surface ponctuelle ; (2) elles sont instantanées ; (3) elles représentent un état de déformation intersismique à l'intérieur du cycle sismique près des grandes failles, et plutôt une déformation à long terme loin de celles-ci : toute interprétation doit donc tenir compte de l'action des failles, qui sont encore mal identifiées dans de nombreux cas ; (4) la qualité des vitesses trouvées dépend beaucoup de l'évolution des constellations GPS et de la durée des mesures ; (5) la comparaison des champs de vitesses trouvés par les différents auteurs est limitée par le mode de rattachement aux stations GPS permanentes du globe qui détermine le choix du

'cadre fixe', en l'occurrence l'Eurasie 'stable', rattachement encore imprécis : il n'est pas exactement le même d'un auteur à l'autre, ce qui induit des différences en direction et module des vecteurs de vitesse (jusqu'à 5 mm/an, E. Calais, comm. pers.).

- *Molnar et Gipson* (1996), à la suite de *Heki et al.* (1995) et *Heki* (1996), s'appuient sur l'analyse du site de Shangai par mesure *VLBI* (vitesse par rapport à l'Europe de 8 mm/an vers 116°E, soit 2 à 3 mm/an de moins que les auteurs précédents) pour affirmer que le bloc de Chine du Sud se déplace vers l'est à une vitesse inférieure à 20% du taux de convergence Inde-Asie : ils en déduisent que la pénétration de l'Inde dans l'Asie se fait essentiellement par épaissement crustal et que le modèle *TVSM* est adéquat pour décrire la déformation à grande échelle de l'Asie. Selon eux, le « *creep* » en loi de puissance du manteau, et non la friction dans la croûte, déterminerait la résistance et donc le comportement mécanique de la lithosphère asiatique. Dans un système cassant/ductile expérimental, la transition entre déformation discontinue et continue semble se produire pour une résistance de friction cassante moins de 5 fois supérieure à la résistance de la partie ductile (*Davy et al.*, 1995) : selon ces auteurs, ce rapport de résistance faible est compatible avec les conditions lithosphériques, ce qui peut effectivement valider l'approche de déformation continue. Cependant, *Davy et al.* (1995) rappellent les larges incertitudes existant sur les conditions de cette transition, liées aux températures supposées, aux taux de déformation, aux lithologies, et aux contraintes déviatoriques : ces dernières sont par exemple connues à un ordre de grandeur près, et seraient plus faibles sur les failles 'réelles' que dans les modèles (*Zoback*, 1991). Cette seule mesure de Shangai ne me paraît pas suffisante pour valider le modèle *TVSM* et résumer l'histoire de la convergence à un épaissement dominant, pour au moins 3 raisons :

- (1) elle est située à l'extrémité nord du bloc de Chine du Sud, à l'est de la faille N-S dextre de Tanlu, et dans le prolongement des grandes failles sénestres de Qinling et de Dabie Shan (*Zhang et al.*, 1998 ; *Meyer et al.*, 1998) : des distributions de mouvements entre micro-blocs sont probables et peuvent donc amortir le mouvement vers l'est par rapport au bloc central de Chine du Sud;

- (2) la vitesse trouvée reste compatible avec les prédictions de *Cobbold et Davy* (1988), *Avouac et Tapponnier* (1993), ou *Peltzer et Saucier* (1996), qui proposent pourtant des modèles de déformation (finie, ou sur le Quaternaire) bien différents (voir §5) ;

- (3) par rapport à la sismicité du siècle (voir §6a), cette vitesse est bien inférieure à celle proposée par *Deng et Molnar* (1984), affectée il est vrai d'une barre d'erreur d'un facteur 2, mais bien sûr compatible avec le modèle de *Holt et al.* (1995) de champ total basé sur les mécanismes aux foyer, NUVEL1-A, et la mesure *VLBI* au même site de *Heki et al.* (1995) : or ce modèle (Fig. II-16B) fait jouer un rôle important aux failles décrochantes près du Pacifique et reste compatible avec une extrusion non négligeable, même si ces auteurs la considère comme mineure.

- *Larson et al.* (1999) ont regroupé un grand nombre de mesures géodésiques par GPS sur toute l'Asie, et leurs propres mesures par campagnes GPS sur 3 à 6 ans, essentiellement au Népal et sud-Tibet. Leur synthèse de vitesses relatives à l'Eurasie stable (Fig. II-17) confirme le schéma général de la distribution de vitesses déduites des déformations actives ou quaternaires en Asie, tel que décrit par *Peltzer et Saucier* (1996), *Holt et al.* (1995), ou *England et Molnar* (1997a). On remarque notamment la prise en compte pour 1/3 environ de la convergence sur le front Himalayen, et des vitesses horizontales de raccourcissement encore importantes au nord du système (Pamir, 15±5 mm/an, et Tien Shan, 20±6 mm/an). Un transect N-S à l'ouest fournit une vitesse totale de convergence de 50±6 mm/an, contre environ 44 dans la prédiction des modèles cinématiques (*De Mets et al.*, 1994) : la concordance en direction et module est excellente, ce qui démontre une fois encore l'intérêt des mesures GPS loin des grandes failles pour estimer les vitesses à long terme. Cependant, la densité des points et les incertitudes sur les vitesses GPS ne permettent pas de discuter les modèles de déformation continue ou discontinue, puisque ces derniers prédisent des champs de vitesse finalement assez proches pour la période récente (comparer Fig. II-13, 14, 16). Signalons également que la vitesse GPS obtenue au site de Shangai (9.7 mm/an vers 100°E) est tout à fait compatible aux erreurs près avec les mesures *VLBI* de *Heki* (1996) et *Molnar et Gipson* (1996), et la mesure GPS en continu (réseau WING) de *Kato et al.* (1998).

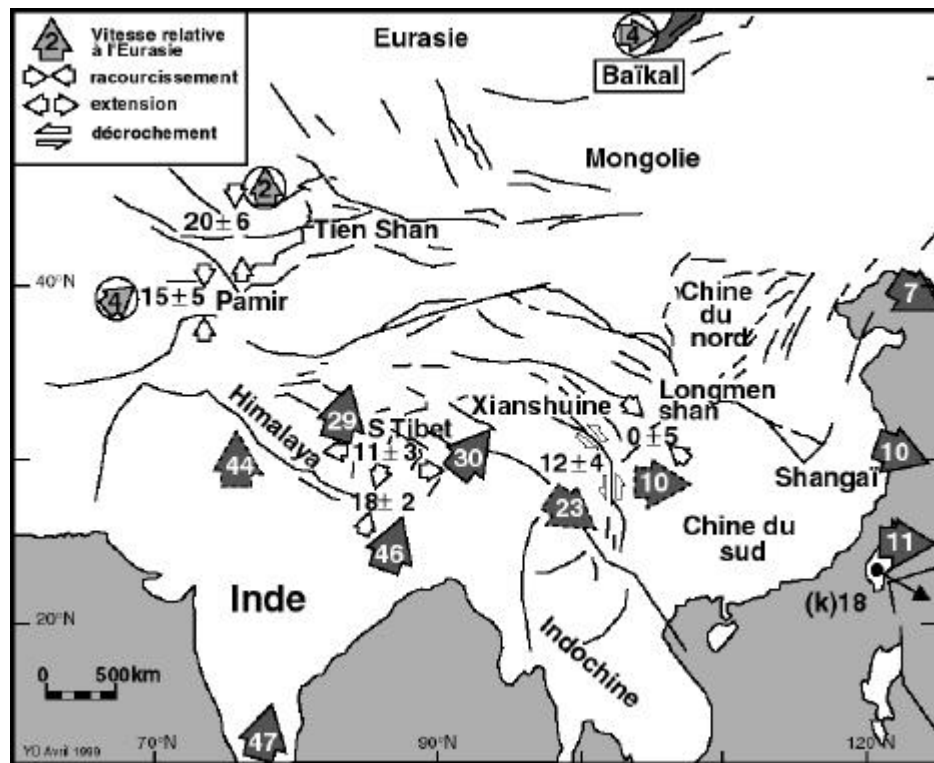


Fig. II-17 : Synthèse des vitesses GPS obtenues en Asie relativement à l'Eurasie, d'après Larson et al. (1999), complétée par une mesure (flèche noire, k) de Kato et al. (1998). Les flèches petites ou entourées d'un tireté sont issues d'autres études. Les flèches entourées d'un cercle désignent des sites qui ne se déplacent pas significativement par rapport à l'Eurasie stable, dans la limite de confiance à 95%. Les chiffres sont les vitesses GPS en mm/an. Les directions des flèches sont indicatives à cette échelle.

Enfin, en dehors du problème de la distribution et du style de la déformation en Himalaya, en Indochine et au Tibet, que nous avons évoqué précédemment et qui nous intéresse moins directement, deux résultats régionaux méritent l'attention. D'abord, trois mesures GPS de Kato et al. (1998) sur la façade est de l'Asie montrent un accroissement des vitesses horizontales mesurées en allant du nord au sud (Fig. II-17) par rapport à l'Eurasie stable (en mm/an, 6.8 à Taejeon, Corée, 11.1 à Shanghai, et 17.9 à Taipei, Taïwan, avec des erreurs standard inférieures à 1.7 mm/an). Bien que la vitesse trouvée par Larson et al. (1999) au site de Taipei soit très inférieure (11.4 ± 1.4 mm/an), ce qui peut s'expliquer par une durée d'acquisition GPS et un 'rattachement' à l'Eurasie stable différents, ces mesures me semblent clairement infirmer les affirmations de Molnar et Gipson (1996) basées sur le seul résultat à Shanghai : la vitesse à la station de Taipei (Taïwan) peut être expliquée par une extrusion non négligeable du bloc de Chine du Sud, compatible avec les prédictions des modèles de Avouac et Tapponnier (1993) et Peltzer et Saucier (1996), même s'il est impossible de distinguer les influences respectives de l'extrusion et de la subduction (e.g., Whittaker et al., 1992 ; Waschbusch et Beaumont, 1996 ; Holt et al., 1995). Enfin, signalons le seul résultat GPS dans la région du Baïkal sur Irkoutsk, qui fournit une vitesse très faible rapportée aux erreurs (Fig. II-17), ce qui traduit l'absence de déplacement significatif de ce site par rapport à l'Eurasie : ce résultat semble logique puisqu'il est du côté de la plateforme 'stable', à l'ouest du rift. Là encore, le nombre très restreint de sites au nord de l'Asie, le problème du rattachement précis à un référentiel fixe homogène, et les vitesses probables, plus réduites qu'au sud du continent, interdisent une discussion détaillée sur ces seuls résultats. Nous poursuivrons cette analyse dans le chapitre III à l'aide de nos résultats GPS sur le rift Baïkal (Calais et al., 1998, Pub. 8).

7. Conclusions : distribution et évolution de la déformation en Asie

L'examen critique de la déformation de l'Asie au Cénozoïque telle qu'approchée depuis une vingtaine d'années dans d'abondantes publications conduit finalement à quelques certitudes raisonnables et interrogations persistantes.

1. Les points d'accord entre les différentes approches concernent d'abord la déformation récente et actuelle (0-5 Ma) :

- Environ 25% de la convergence Inde-Asie se fait par extrusion vers l'E-SE du Tibet depuis environ 5 Ma. L'épaississement crustal est donc dominant, sans que l'extrusion soit négligeable.

- Le raccourcissement actuel s'effectue surtout sur le front Himalayen, au Pamir et au Tien Shan, révélant un mode essentiellement 'localisé' (ou 'semi-distribué' à mon sens) de la déformation à grande échelle et une périodicité parfois 'bi-harmonique' de la topographie (longueurs d'ondes de ~50 km et ~350 km) qui sont plus proches d'un processus de flambage de la croûte supérieure et du manteau supérieur que d'une déformation strictement continue. La rhéologie verticale de la lithosphère semble donc avoir une importance dans la mécanique de la déformation, comme probablement tout au long de l'histoire de la collision.

- L'extrusion actuelle concerne d'abord la partie est du Tibet et le bloc de Chine du sud, mais aussi la plaque Amour (du Baïkal aux bassins de Chine du nord). La vitesse relative entre ces deux parties semble faible, la première se déplaçant apparemment à ~10-12 mm/an et la deuxième à 5-8 mm/an, ce qui n'impose pas un déplacement relatif très fort de la faille de l'Altyn Tagh et ses prolongements vers l'est ou le sud (failles de Haiyuan et Kunlun) pour l'actuel : il est probable en tout cas qu'une part significative de la déformation est transférée plus au nord depuis au moins 5 Ma, ce que négligent la plupart des modèles.

2. Les points de désaccord restent importants et portent à la fois sur, le rôle de la fabrique, la géométrie initiale, et l'évolution de la déformation dans le temps et l'espace. L'existence du bord libre à l'est (qui détermine le degré de confinement latéral) joue à l'évidence un rôle prépondérant dans toutes les approches. Le bilan quantitatif en terme de surfaces déplacées vers l'est révèle une extrusion moyenne représentant 30% de la convergence Inde-Asie, mais est très variable dans le temps. *La déformation au nord du système (Altai-Mongolie-Baïkal-Amour-Stanovoy), plus jeune, moins évoluée qu'au sud, dépend clairement de l'interaction entre la collision au sud et le degré de confinement (variations des forces de traction des subductions) à l'est. Cette déformation septentrionale est la plus mal connue sur le terrain et dans les modèles.* Les problèmes majeurs suivants sont à rappeler et restent à résoudre dans le futur :

A. Le rôle de la fabrique initiale :

De nombreux modèles simplifient à outrance la rhéologie lithosphérique, alors que l'histoire tectonique de l'Asie révèle un milieu rhéologiquement complexe (voir par exemple *Sengör et al., 1993 ; Wang et Mo, 1995*). Paradoxalement, ces approximations semblent parfois avoir peu de conséquences sur les résultats obtenus : tout particulièrement, dans le cas des modélisations analogiques avec plasticine, on peut s'étonner de la (relativement) bonne similitude entre le modèle et le terrain dans la position et la taille d'une grande faille décrochante comme celle de la Rivière Rouge. Ceci impliquerait un rôle mineur de la fabrique de la lithosphère dans la localisation de la déformation et traduirait la prédominance de l'effet de la concentration des contraintes imposées par les conditions aux limites sur le rôle des « défauts » ou hétérogénéités de la lithosphère dans la nucléation des failles (*Peltzer et Tapponnier, 1988*). Cependant, la structure interne de la lithosphère joue un rôle évident dans la localisation de la déformation (*Tommasi et al., 1995 ; Vauchez et al., 1998*) : c'est le cas en Asie pour les limites des 'inclusions' rigides (bouclier 'piégé' du Tarim, boucliers 'mobiles' de l'Indochine, de Chine du sud et du nord, Fig. II-3) qui correspondent à des ceintures de déformation plus jeunes, comme remarqué par *Molnar et Tapponnier (1981)* et rappelé par *Vauchez et al. (1998)*. La faille de la Rivière Rouge, comme l'Altyn Tagh plus récemment, correspondrait simplement à une hétérogénéité rhéologique bien orientée dans le système en déformation à un moment donné. Il reste que le lien précis entre mode de déformation et histoires géologique et 'rhéologique' n'est généralement pas examiné.

B. La géométrie initiale et le mode d'épaississement :

Presque tous les modèles expérimentaux et numériques choisissent l'option de la « petite Inde » au détriment de la « grande Inde » défendue par *Argand (1924), Klootwijk et al. (1985), Matte et al. (1997)*, ou *Mattauer et al. (1999)* : ceci revient à expliquer l'épaississement sous le Tibet non pas par une 'subduction continentale' mais par un raccourcissement horizontal du Tibet (e.g., l'option de *Houseman et England, 1986, 1993, 1996*, ou de *Burg et al., 1994*). Dans cette option, l'apport « exogène » de matière est négligé (tout comme d'ailleurs les pertes par écolitisation). Si cet *a priori* est faux, alors la démarche de modélisation à volume constant est à revoir en terme de

bilan de masse. Or les modèles tomographiques récents (*Grand et al., 1997 ; Van der Hilst et al., 1997 ; Zhou et al., 1998*) sont en faveur d'une subduction continentale profonde (1000 km) d'une Grande Inde. Cependant, le plus important dans le bilan repose sur la quantité de croûte injectée sous le Tibet et le mode de déformation interne en Asie (et notamment l'importance des « néo-subductions » au nord du Tibet de *Mattauer et al., 1999*). Un sous-charriage du Tarim est à mon sens compatible avec un flambage 'bi-harmonique' de la lithosphère à l'échelle de l'Asie : ce mode de déformation est susceptible de rendre compte des ondulations topographiques mentionnées et expliquerait bien la tendance à localiser la déformation sur grandes failles. On peut imaginer être dans un stade final exacerbé de l'amplification près de la zone de collision (*Burg et al., 1997*), dans un stade intermédiaire au Tien Shan-Tarim-Dzungarie (*Burov et al., 1993 ; Gerbault et al., 1999*), et dans un stade précoce plus au Nord encore (Altai-Mongolie). La localisation de la déformation serait donc en partie le résultat du flambage modifié par la distribution des 'inclusions' rigides, et pourrait évoluer au Tibet en subductions continentales diachrones (Fig. II-5d) plutôt qu'en flambage pur (Fig. II-6).

C. L'évolution spatiale de la déformation :

Tous les modèles montrent une décroissance linéaire du taux de déplacement avec la distance au front de collision, conformément à ce que prédit le modèle global de déformation intraplaque de *Wdowski (1998)*. Le problème est la façon de distribuer cette déformation, et donc le degré de discontinuité de celle-ci depuis la surface vers la profondeur. Un flambage progressant vers le nord d'une lithosphère visco-élastique, suivi de 'sous-charriages' continentaux dans les phases d'amplification (bordures du Tibet, où la déformation est évidemment plus avancée, et du Tien Shan) me paraît être compatible avec l'histoire géologique, la complexité de la rhéologie continentale, et les observations actuelles, notamment les résultats indépendants de *Jin et al. (1996)* en modélisation gravimétrique et *Griot et al. (1998)* en vitesses de phases d'ondes de surface. Ceci n'exclut pas un rôle particulier de la subduction continentale de l'Inde (*Mattauer et al., 1999*) et une 'injection' éventuelle de croûte inférieure indienne sous le Tibet entre ~17 Ma et ~11 Ma (*Zhao et Morgan, 1987 ; Westaway, 1995*). La modélisation strictement continue du TVSM me paraît plus théorique et ne satisfait la vision géométrique de la collision qu'aux très grandes longueurs d'onde, ce qui peut correspondre à la déformation visqueuse attendue dans le manteau lithosphérique. Il reste que les modèles récents de déformation cumulée au cours du temps, qu'ils fassent l'hypothèse d'une distribution continue ou discontinue, convergent maintenant pour indiquer une extrusion représentant ~30% de la convergence, qui me semble être réaliste d'après la comparaison des modèles et des bilans de masse. Ceci signifie que l'extrusion actuelle serait assez proche de celle 'moyennée' sur 50 Ma (Fig. II-15), ce qui explique peut-être la difficulté de certains auteurs à accepter une histoire 'cyclique' de la déformation. L'importance du raccourcissement lithosphérique en Asie n'est donc plus à discuter.

D. L'évolution temporelle de la déformation :

La plupart des modèles et des analyses proposent de fortes variations du mode de déformation au cours du temps. Les modèles expérimentaux montrent souvent une déformation évoluant en deux phases : d'abord l'épaississement, puis une période tardive décrochante, en raison de l'augmentation des forces de volume au cours du temps. Si ce schéma paraît rendre compte du jeu récent des failles décrochantes en Asie et des résultats de certains modèles (*England et Houseman, 1986 ; Davy et Cobbold, 1988 ; Kong et Bird, 1996 ; Sornette et al., 1993*), il contredit l'évolution temporelle de la déformation suggérée par les modèles analogiques de *Tapponnier et al. (1982)* (voir A.3.), et, surtout, les faits de terrain rapportés par de nombreux auteurs (e.g., *Harrison et al., 1992 ; Lacassin et al., 1997 ; Replumaz, 1999 ; Métivier et al., 1999*). Dans les confins septentrionaux de la collision, au Tien Shan, la réactivation en compression commencerait vers 24 Ma, avec une « crise » mi-Miocène à ~16 Ma (*Avouac et al., 1993 ; Hendrix et al., 1994*) : une phase d'épaississement crustal dominant (15-5 Ma) suivrait une phase d'extrusion dominante (30-15 Ma ; voir Fig. II-15, et *Harrison et al., 1992 ; Replumaz, 1999*). C'est dans cette chronologie opposée que réside un des désaccords majeurs entre les modèles de déformation. Tenant compte des modélisations, de l'évolution spatiale et des observations géologiques, le schéma interprétatif d'évolution 'cyclique' qui me paraît le plus simple est proche de celui de *Replumaz (1999)* pour la partie centrale de l'Asie, et serait approximativement interprétable de la manière suivante :

- entre ~45 Ma et ~24 Ma, collision progressant d'ouest en est au contact, avec épaississement frontal modéré (Paléo-Himalaya), puis extrusion initiale dominante (>60%) du bloc indo-chinois (sur les failles de la Rivière Rouge au nord et de Wang Chao au sud), et début de flambage du Tibet puis du Tien Shan, sans topographie très marquée ; c'est aussi le début de formation des grabens extensifs au bord nord-ouest de la mer d'Okhotsk (dès l'Eocène moyen) et en mer du Japon ;

- entre ~24 Ma et ~16 Ma, relais progressif par l'épaississement crustal qui progresse nettement vers le nord, du Tibet au Tien Shan, dû à l'amplification du flambage et aux charriages (ou 'néosubductions' suivant leur importance) sous le Tibet de l'Inde vers le nord, et du Tarim vers le sud (*Métivier et Gaudemer, 1997*) ; c'est aussi à cette époque qu'une initiation du rifting dans la région du Baïkal est établie (voir chapitre suivant) : la déformation gagne donc le nord de l'Asie (Baïkal, Japon) très tôt dans l'histoire de la convergence Inde-Asie ;

- de ~16 Ma à l'actuel, après une phase marquée d'épaississement dominant jusqu'à 5 Ma et une part plus importante de la déformation peu à peu transférée au nord, extrusion plus limitée (~25% ?) du Tibet et du bloc de Chine du sud sur l'Altyn Tagh, accompagnée d'une 'subduction' vers le sud du manteau asiatique et d'un épaississement crustal au nord du Tibet 'sur rampe' (Meyer et al., 1998 ; Mattauer et al., 1999), et 'activation' de la déformation en Altaï et Mongolie (initiation du flambage ?). Ce processus stimule l'évolution des bassins de Chine du nord et du Baïkal, en amenant des phases de 'subduction' et d'extension plus rapides vers 5 Ma. Cette évolution s'expliquerait à la fois par l'état du Tibet et, dans une moindre mesure, du Tien Shan (arrivée à 'maturation' du flambage, existence de forces de volume importantes, délamination possible du manteau lithosphérique et/ou injection de croûte inférieure, éjection latérale vers 11 Ma au Tibet), et par l'évolution géométrique du système de failles liée à l'avancée vers le nord de l'Inde (Mattauer et al., 1999).

E. L'action du manteau :

Toutes les modélisations décrites supposent un manteau 'passif' dans l'évolution de la collision : or de nombreuses études indiquent un état thermique anormal sous le Tibet nord et le Tien Shan, qui laissent supposer des interactions dynamiques entre l'asthénosphère et la lithosphère. Ceci est notamment à attendre au moins théoriquement sous un super-continent comme l'Asie, pour des raisons de 'taille' de convection (Nataf et al., 1981 ; Zhong et Gurnis, 1993 ; Guillou et Jaupart, 1995 ; Lowman et Jarvis, 1999). Dans le cas du Tibet, plusieurs auteurs proposent ainsi que la tectonique actuelle (extension EO), qui semble exister depuis ~11 Ma, soit liée non pas à l'extrusion mais à des processus dynamiques non exclusifs : « *déracinement* » mantellaire (délamination s.l., voir Schott et Schmeling (1998), Chapitre I, et Molnar, 1988), amincissement convectif dans le manteau supérieur entre 13 et 8 Ma (Molnar et al., 1993 ; Houseman et England, 1996), ou fluage latéral de la croûte inférieure indienne accumulée (Westaway, 1995). Signalons que la deuxième hypothèse est peu compatible avec les résultats de tomographie anisotrope par analyse de vitesses de phases de Griot et al. (1998) qui indiquent une lithosphère froide entre 200 et 300 km sous le Tibet. Aucun des modèles présentés ci-dessus ne prend réellement en compte ces effets possibles. Enfin, l'interaction dans le temps des phénomènes profonds et superficiels joue probablement un rôle important dans le maintien des reliefs et la localisation de la déformation lithosphérique : ainsi, la très large topographie du Tien Shan serait maintenue par un flux de matière vers la chaîne au niveau de la croûte inférieure, permettant au relief de perdurer grâce à une érosion intermédiaire (Avouac et Burov, 1996). Le rôle dynamique du manteau et la réaction de la lithosphère déformée, de par ses propriétés rhéologiques, restent donc encore largement énigmatiques en Asie.

III. LE RIFT BAIKAL ET LA DEFORMATION LITHOSPHERIQUE

Le précédent chapitre a montré que la partie nord de l'Asie est le plus souvent négligée dans l'étude des relations entre la déformation continentale et l'histoire tectonique (collision Inde-Asie et subduction ouest-Pacifique). Entre les montagnes du Tien-Shan et de Stanovoy, une structure se remarque aisément : la 'virgule' du lac Baïkal, avec ses reliefs et ses dépressions adjacentes (Fig. III-1). Il se situe aux limites de deux 'plaques' assez mal individualisées, l'Eurasie et le bloc Amour. Ce dernier est parfois subdivisé en une plaque Amour et une plaque Mongolie à l'ouest de 103°E (*Zonenshain et Savostin*, 1981). Curieusement, l'ensemble Mongolie-Baïkal-Stanovoy est aussi désigné sous le terme de 'Plateau de Mongolie' (*Windley et Allen*, 1993), en dépit de contrastes topographiques évidents. Je réunis ici les informations nécessaires pour décrire puis interpréter l'ensemble Cénozoïque du rift Baïkal, en renvoyant pour plus de détails aux publications de l'Annexe 2. Il s'agit non seulement d'établir des liens avec l'environnement tectonique décrit au Chapitre II à l'échelle de l'Asie, mais également de mieux approcher au travers de cet objet hors du commun les processus menant à l'extension de la lithosphère continentale.

A. Disposition géométrique et évolution tectonique du rift Baïkal

Cette partie a pour but de proposer un schéma d'évolution spatio-temporelle du rift Baïkal en utilisant les observations de surface et de sub-surface. Il s'agira de décrire brièvement la morphologie, la disposition géométrique, l'histoire tectonique, la sismicité, l'évolution des contraintes déviatoriques, et le champ de déformation actuel, avant de critiquer les modèles cinématiques susceptibles de rendre compte de ces observations. Notre tâche prioritaire dès l'engagement de notre étude avec nos partenaires russes a été de reprendre systématiquement la description des traits structuraux majeurs du rift, et tout particulièrement des failles actives. Pour cela nous nous sommes essentiellement basés sur l'analyse d'une trentaine d'images satellitaires SPOT panchromatiques (10 m de résolution au sol) acquises dans le cadre des programmes du CNRS (voir Annexe 1), sur un contrôle quantitatif de terrain, et sur une analyse critique de la très riche bibliographie russe, notamment des escarpements de failles quaternaires. Le travail d'analyse morphotectonique a fait l'essentiel du travail de thèse de Frédérique Houdry (*Houdry*, 1994), notamment pour la partie nord du rift, complété plus au sud par les DEA de *Petit* (1993) et *Bartoli* (1997). L'analyse des mécanismes au foyer des séismes en terme de contraintes sur l'ensemble du rift et leurs implications cinématiques sont détaillées dans la thèse de Carole Petit (*Petit*, 1996), complétées vers le sud par le DEA de *Loncke* (1999). Je ne reprends ici que l'essentiel de ces analyses, développe certains points nouveaux, et renvoie pour plus de détails à ces travaux. Les apports successifs majeurs de notre équipe, notamment les plus récents, seront mentionnés en renvoyant à 5 publications reproduites en Annexe 2 (**Pub. 2, 5, 7, 8, 10**).

■ 1. Morphologie régionale

Les contrastes morphologiques dans cette région sont très importants (Fig. III-1). Le plus clair, à très grande longueur d'onde, est celui qui oppose la plate-forme sibérienne (cratons Angara et Aldan, altitude ~450 m) aux domaines environnants (~1000 m et plus, Fig. III-2). Il révèle que la faille de Sayan et le lac Baïkal marquent un contact géologique majeur en 'marche' dont l'amplitude est une des plus fortes observée en domaine continental (*Mooney et al.*, 1998). Une estimation des épaisseurs de lithosphère thermique (prise comme l'isotherme 1300°C) est de 250±70 km sous le vieux craton archéen Aldan, contre seulement ~100 km sous le Baïkal (*Artemieva et Mooney*, 1999). Les études en profondeur (anomalies gravimétriques, tomographie) confirment ce contact majeur de plaque (voir Partie B).

Comme déjà observé en Asie (voir Chapitre 1), on retrouve une périodicité dans la topographie du rift et de ses environs (Fig. III-1). Depuis l'Altaï jusqu'à Sayan, une période 'lithosphérique' de 150-180 km (Altaï, dépression des 'Grands Lacs' (Hubs-Nuur), dôme de Hangai, chaîne Sayan), déjà rapportée en Asie centrale par *Martinod et Davy* (1994) et *Gerbault et al.* (1999), est visible, mais semble perturbée par des structures en dôme large de plus de 200 km et dépassant de plus de 1000 m la topographie environnante, de forme ovoïde (Hangai, 600 x 300 km, altitude maximum 4000 m ; Hentaï, 3000 m, plus à l'est ; rift Baïkal nord) ou presque circulaire (Sayan-Khubsugul, prolongation septentrionale du dôme de Hangai ; Léna-Angara, Fig. III-2). Une périodicité 'crustale' (30 km) est détectable clairement en plusieurs endroits, comme au sein du rift Baïkal nord (*Déverchère et al.*, 1993, **Pub. 2**), du sud de l'Altaï, et de la dépression 'des Grands Lacs' (Hubs-Nuur, Mongolie ouest), le long des rives centre et sud du lac Baïkal (surtout sur la rive ouest, voir *Van der Beek*, 1997), et enfin au SE du lac central (monts Iablonovy). Cette configuration de plissement bi-harmonique pourrait être en partie la trace du flambage à deux échelles que nous avons mis en valeur en Asie dans le Chapitre I : elle manifesterait ainsi le fort contrôle de la rhéologie de la lithosphère sur la déformation et témoignerait de l'existence d'un fort découplage croûte-manteau (*Gerbault et al.*, 1999, Fig. I-3).

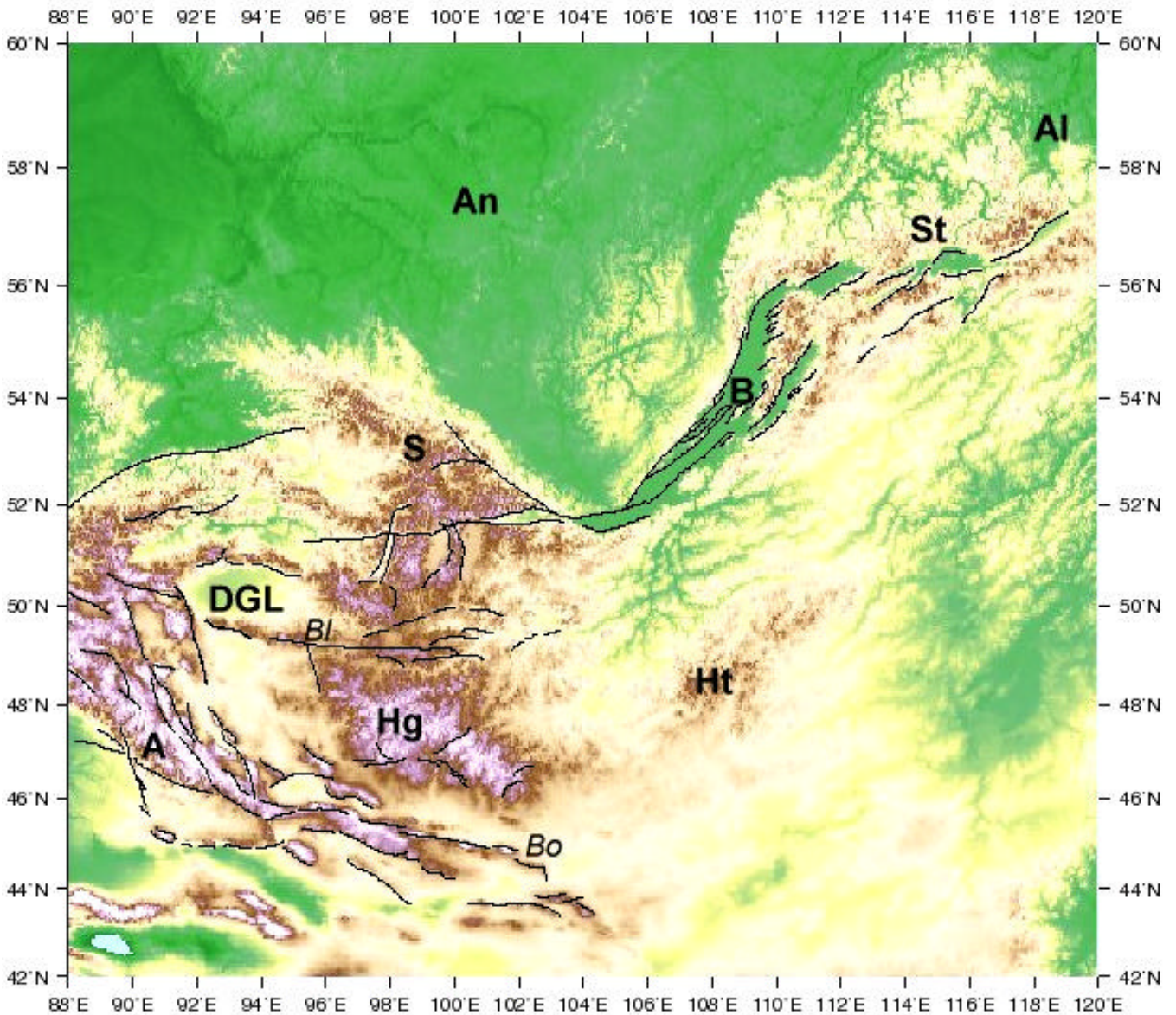


Fig. III-1 : Topographie depuis la chaîne de l'Altaï au sud (A) jusqu'au monts Stanovoy au nord (St). On a représenté en traits noirs de manière simplifiée et schématique les principales failles actives connues. Le code des couleurs est:

- Blanc: Altitudes supérieures à 4000m ;
- Marron foncé: Altitudes comprises entre 3000 et 4000 m ;
- Marron clair: Altitudes comprises entre 2000 et 3000 m ;
- Jaune clair: Altitudes comprises entre 1000 et 2000 m ;
- Jaune: Altitudes comprises entre 500 et 1000 m ;
- Vert: Altitudes inférieures à 500 m.

An et **Al** désigne les vieux cratons Angara (souvent appelé craton sibérien) et Aldan (terme parfois employé pour les deux cratons). **S** désigne la région montagneuse de Sayan-Khubsugul, **Hg** le dôme de Hangai, et **Ht** le dôme de Hentai. **DGL** est la dépression des grands lacs, à l'Ouest de la Mongolie. **Bl** et **Bo** désignent les deux grandes failles décrochantes sénestres de Mongolie, Bolnai et Bogd, actives en 1905 et 1957, respectivement (*Baljinnyam* et al., 1993). **B** désigne la position du lac Baïkal, la dépression majeure du rift. Celui-ci ne représente qu'une partie du système extensif (un tiers environ), qui s'étend du Nord de Bolnai (dépression de Busingol) jusqu'au sein du bouclier Aldan (bassin de Tokka).

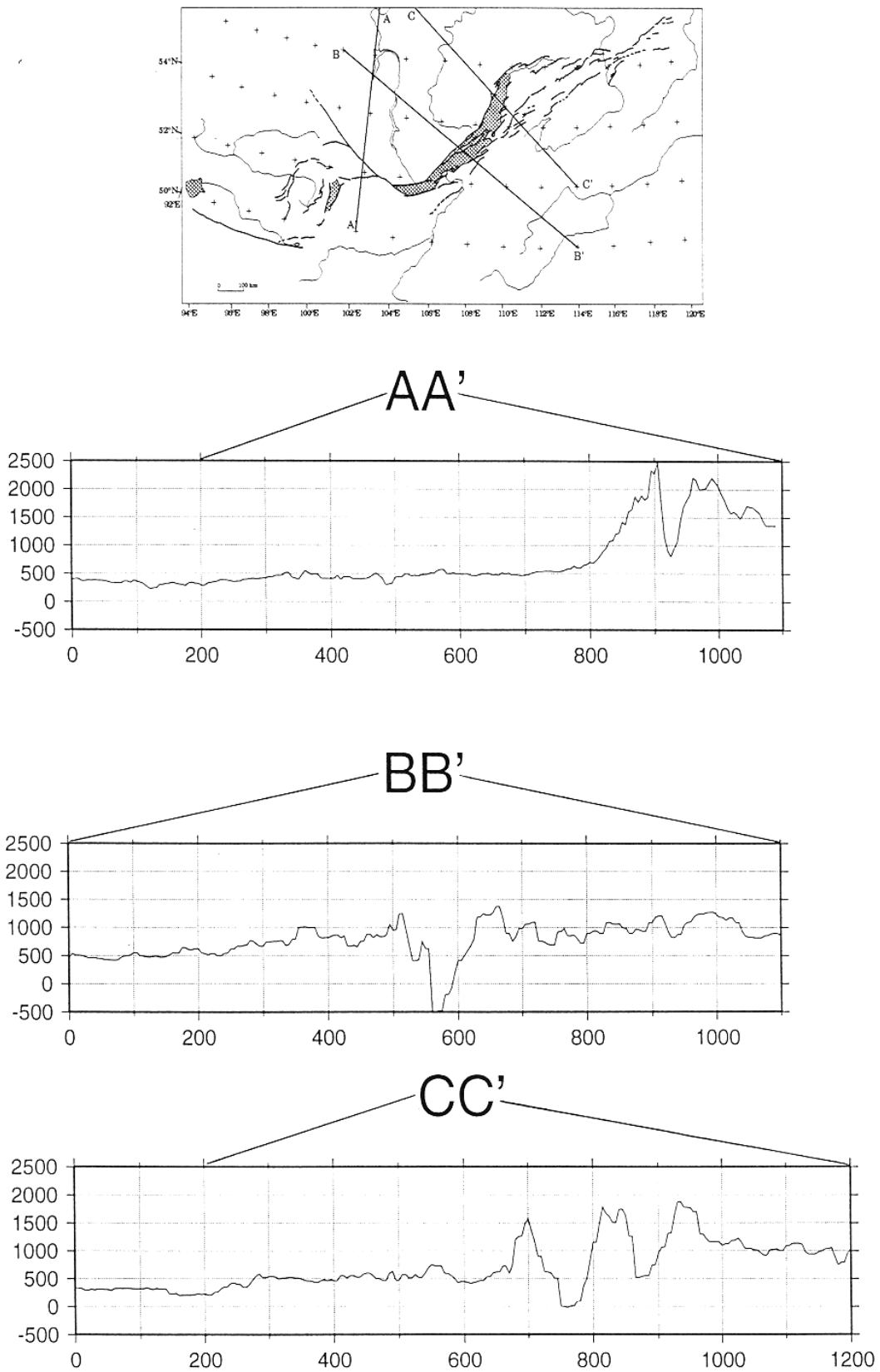


Fig. III-2 : Trois coupes topographiques transverses aux structures dans la zone de Sayan-Tunka (AA'), le lac Baïkal central (BB'), et le lac Baïkal nord (CC'), d'après Houdry (1994).

Les dômes font penser à un rôle éventuel du manteau sous forme de panaches (Windley et Allen, 1993 ; Bartoli, 1997, résumé dans Bartoli, 1998), et les reliefs bordiers du lac sont souvent interprétés comme des épaulements de rift (Houdry, 1994 ; Petit et al., 1997, **Pub. 6** ; Van der Beek, 1997). Les ‘rides’ orientées NO-SE qui prolongent vers l’est les dépressions du rift (monts Iablonovy et rift nord) évoquent dans leur direction et leur longueur d’onde la possibilité d’un boudinage à l’échelle crustale. La sismicité, les modélisations en coupe et les études tomographiques (Partie B de ce chapitre) nous permettront de discuter plus précisément les interprétations de ces structures.

L’âge de ces topographies est généralement mal connu. Seule la partie centrale du rift a fait l’objet d’analyses : les restes d’une surface de pénépléation, d’âge supposé Crétacé-Paléogène, par la suite soulevée et déformée, témoigneraient d’une relative stabilité de la région du lac à cette époque (Mats, 1993 ; Logatchev, 1993 ; Kashik et Mazilov, 1994), et la modélisation thermique de traces de fission sur apatite indique que les roches affleurant sur les épaulements du lac ont atteint des températures de surface au Crétacé inférieur et moyen (Van der Beek et al., 1996). Ces résultats laissent penser que l’érosion qui a affecté les bordures du lac est au maximum de quelques centaines de mètres depuis le début du rifting, d’où la conclusion que ces reliefs bordiers sont nés avec le rift (Van der Beek, 1997). La fraîcheur des escarpements bordiers (Ufimtsev, 1990, 1991 ; Houdry, 1994) et le changement brutal de sédimentation dans le lac vers 3-4 Ma (Hutchinson et al., 1992 ; Mats, 1993 ; Logatchev, 1993 ; Moore et al., 1997 ; Levi et al., 1997) laissent peu de doute sur la phase majeure de surrection de ces reliefs, qui est Miocène terminal-Pliocène basal. Par contre, peu d’arguments sont proposés pour dater les structures plus éloignées du lac, comme les dômes de Sayan-Khubsugul ou du rift nord (chaîne Stanovoy). En extrapolant les observations près du lac, la plupart des auteurs négligent l’existence éventuelle de reliefs anté-rift, sans preuves (e.g., Poort et al., 1998, dans le rift nord). Si une part du relief est à l’évidence syn-rift (voir paragraphes A3 et B), la grande longueur d’onde de la topographie peut être dans certains cas plus ancienne. Une étude de la géométrie du réseau hydrographique par image satellitaire (DEA de F. Bartoli, 1997, résumé dans Bartoli, 1998) indique que le dôme de Sayan-Khubsugul comporte en fait deux parties : les montagnes de Sayan à l’ouest, drainées par un dense réseau de rivières recoupant les structures, sont probablement assez jeunes (8 Ma ?), alors que la voussure de Khubsugul (150 km environ) montre un drainage divergent, donc probablement plus ancien, peut-être oligocène. Le dôme de Léna-Angara est quant à lui très jeune (Quaternaire). Enfin le dôme de Hangai s.s. serait postérieur à la pénépléation du Crétacé, mais son âge exact n’est pas clairement établi (Windley et Allen, 1993). Cependant, la présence de basaltes miocènes au sommet et le remplissage de vallées par des basaltes quaternaires suggèrent une évolution majeure de ce relief entre le Miocène et l’actuel (Schlupp, 1996).

■ 2. Histoire géologique

■ 2-A. Accrétion de blocs au craton archéen et collisions

Une part importante du rift Baïkal (l’essentiel du lac) est localisé au contact de deux unités géologiques radicalement différentes : au NO, le craton archéen ‘Angara’, avancée méridionale du craton du nord de l’Asie, recouvert de sédiments protérozoïques, paléozoïques, et localement, mésozoïques ; au SE, un ensemble de ‘terrane’ constitués essentiellement de massifs précambriens, de granites et granodiorites intrusifs, et de complexes d’arcs volcano-sédimentaires, dont les âges varient du Précambrien au Cénozoïque. Cet ensemble, désigné sous le terme de ‘ceinture plissée Sayan-Baïkal’, a fait l’objet de nombreuses discussions quant à son origine (‘sources endogènes’ ?) (Khain, 1990). Un consensus semble s’établir pour une interprétation en terme de collision entre deux grandes plaques (craton Angara au nord, plaques Mongolie-Chine du Nord au sud) entourant un domaine intermédiaire, préalablement ‘collé’ au craton, accompagnée de phases de raccourcissements et d’effondrements gravitaires associés (Zorin et al., 1993 ; Zorin, 1999). Je résume ici les grandes étapes de cette histoire.

La ‘ceinture plissée Sayan-Baïkal’ s’est d’abord assemblée au cours du Précambrien (avec diverses phases de déformation, de croissance, de métamorphisme et de magmatisme), puis est entrée en collision avec le craton sibérien au Paléozoïque inférieur. Après une extension (post- ?) orogénique, elle a subi un magmatisme d’arc de type andin, lié à la subduction vers le NO de l’océan Okhotsk du Paléozoïque supérieur au Jurassique (Zorin et al., 1993), avant de subir les effets de la collision de la Sibérie avec les blocs Mongolie et Chine du Nord, et une nouvelle phase d’extension au Crétacé inférieur, probablement post-orogénique (Fig. III-3 ; Zorin, 1999 ; Melnikov et al., 1994). Enfin une dernière phase de collision majeure affecte toute la ceinture au Crétacé moyen et supérieur : elle est accompagnée d’une activité magmatique intense, surtout à l’est (Monts Iablonovy et Stanovoy, voir Ermikov, 1994), probablement liée à une fermeture progressive en ciseaux vers le NE de l’océan Okhotsk (Delvaux et al., 1995). La phase ‘quiescente’ au Crétacé terminal-Paléogène (Mats, 1993 ; Kashik et Mazilov, 1994) n’a pas forcément abouti à une pénépléation générale dans ces secteurs d’orogénèse tardive (Houdry, 1994) : un diachronisme dans la construction de cette chaîne de collision, bien que généralement non considéré, pourrait à mon sens expliquer la présence de reliefs ‘résiduels’ au sud et au nord-est du rift (Monts Iablonovy et Stanovoy).

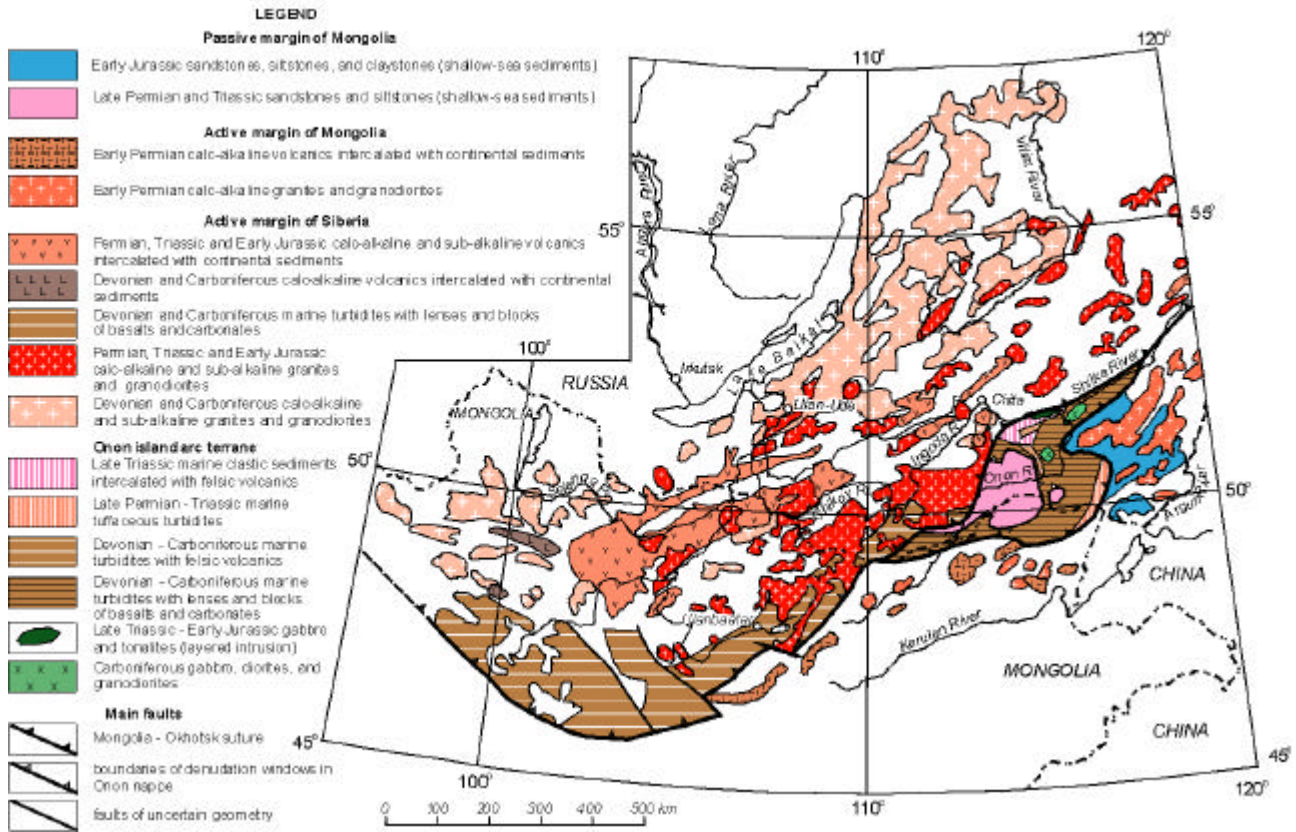


Fig. III-3 : Roches de la ceinture plissée Mongolie-Okhotsk (Paléozoïque-Mésozoïque inférieur) en relation avec l'évolution de l'océan Okhotsk, mises en place avant la collision complète de la Sibérie et la Mongolie au Jurassique (Zorin, 1999).

Nous sommes donc en présence de deux sutures : (1) l'une, ancienne (Paléozoïque), dite 'marginale', borde la plateforme sibérienne : le contact se fait par une ceinture étroite de roches volcaniques et plutoniques d'arrière-arc (Fig. III-3); (2) l'autre est la suture dite 'Mongolie-Okhotsk', située à environ 200 km plus au sud, et matérialise la fermeture de l'océan Okhotsk au Jurassique (Wang et Mo, 1995 ; Sengör et al., 1993 ; Zorin, 1999). Entre les deux sutures, se trouve donc un domaine large d'environ 200 km, extrêmement hétérogène, fréquemment remanié, qui représente la partie 'marginale' des 'Altaïdes' (nom donné aux ceintures orogéniques d'Asie formées du Protérozoïque supérieur au Mésozoïque inférieur, voir Sengör et al., 1993). Ce domaine se prolonge jusqu'à la jonction entre la zone d'accrétion en marge active de Sakhaline et la chaîne volcanique Okhotsk-Chukotsk, toutes les deux actives au Crétacé-Paléogène au moins (Kimura et Tamaki, 1986 ; Worrall et al., 1996). Ce qui importe essentiellement ici est de garder en mémoire les différences fondamentales (tant rhéologique, thermique, structurale, que pétrologique) entre les deux lithosphères présentes au niveau du rift Baïkal. L'ensemble 'marginal' (chaîne plissée Sayan-Baïkal) correspond à l'évidence à une lithosphère plus mince, mécaniquement plus faible, et marquée par une structuration très complexe (orientations de faille très diverses, mais à dominante SO-NE : Fig. III-3 e III-4, voir aussi Zamarayev et Ruzhich, 1978 ; Levi et al., 1995, 1997).

Comment se situe le rift Cénozoïque Baïkal par rapport à ces structures géologiques, dans l'espace et le temps ? Seule une partie du rift Baïkal, le lac, est installé le long de la suture marginale, qui est caractérisée par de grandes failles décrochantes plusieurs fois réactivées. L'ensemble du rift nord (y compris le lac nord, d'âge plus récent que les bassins du sud) se situe à l'intérieur de la chaîne 'marginale' Sayan-Baïkal, alors que son extrémité est (bassins de Chara et Tokka) est au contact, et même à l'intérieur, du socle cristallin précambrien (bouclier Aldan). Le 'rentrant' entre le lac nord et le bassin de Chara est appelé Vitim. Il est donc à attendre une influence de la structuration pré-rift très contrastée entre les parties nord et sud du système Baïkal. Parallèlement à ce contraste de disposition entre ces deux parties du rift, nous allons maintenant examiner son développement temporel.

■ 2-B. Naissance et évolution des bassins du rift

• *L'âge du début de rifting et son évolution* ont été discutés en détail dans Houdry (1994). Le 'démarrage' du rifting fait l'objet d'un débat car il est essentiellement basé sur des prélèvements de séries sédimentaires au sud du lac Baïkal qui sont parfois mal datées, ou difficiles à relier au rifting de manière incontestable. Le scénario le plus probable que nous avons retenu est celui présenté en Fig. III-4. Le rift semble s'initier dans la partie centre-sud du lac vers l'Eocène mais surtout à l'Oligocène (28 Ma), pour migrer assez vite (début Miocène) vers le SO (bassin sud et Tunka) et le NE (bassin central). L'âge, l'épaisseur et la nature des sédiments dans les bassins (Logatchev et Zorin, 1987, 1992 ; voir tableaux ci-dessous), ainsi qu'une discordance angulaire majeure entre les sédiments du Miocène et du Pliocène moyen (Hutchinson et al., 1992), amènent la majorité des auteurs à proposer une phase de rifting 'lent' (de l'Eocène à la fin du Miocène, taux de subsidence de 0.1 à 0.3 mm/an), où les reliefs sont peu marqués, suivi d'un rifting rapide commençant vers 3.5 Ma (subsidence 6 à 10 fois plus rapide). En extrapolant les vitesses Holocènes de mouvements verticaux sur les failles (San'kov et al., 1999, **Pub. 10**), nous proposons que le rift Baïkal nord se développe essentiellement dans cette deuxième phase, mais de manière bien différente du lac (Fig. III-4 et tableaux ci-dessous) : le rift active une zone étendue, avant de s'élargir, donc sans propagation claire dans une direction donnée. Au sud du rift, le bassin de Tunka commence à se former à peu près en même temps que le lac sud, et est le seul à être affecté par le volcanisme. Il existe donc une évolution spatio-temporelle bien différenciée entre le rift sud et le rift nord, le premier étant un rift 'mûr', de type 'bi-propagateur', liée à la suture marginale, le second étant un rift plus jeune, de type diffus, installé au sein d'une chaîne plissée récemment remaniée et constituée d'un assemblage de blocs.

• *La géométrie des 15 principaux bassins* répartis sur près de 2000 km est très contrastée (Fig. III-4) : les bassins du lac sont les plus larges (50-80 km) et les plus longs (~250 km), ceux des terminaisons S-O (Busingol) et N-O (Tsipa-Baunt, Chara-Tokka) les plus étroits. On constate d'abord que la disposition générale est de forme sigmoïde, en 'S paresseux' : les deux extrémités s'étendent globalement en EO, et la partie centrale (essentiellement le lac) dans une direction moyenne N40°E, le long de la suture marginale. La géométrie des bassins est contrôlée par la forme géométrique des failles bordières. Les rapports géométriques longueur/largeur (l/w) sont parfois utilisés pour mettre en évidence une apparente invariance d'échelle comme celle des bassins en *pull-apart* (Aydin et Nur, 1982 ; Mann et al., 1983) : ce rapport reste compris entre 2.2 et 4.3 pour les bassins en *pull-apart* individuels (excepté pour les stade très précoces de développement). Par analyse de modèles expérimentaux, Basile et Brun (1999) suggèrent que cette limite supérieure des rapports l/w et la migration observée des dépo-centres résultent de la migration horizontale du décalage entre les décrochements, quand la croûte est devenue suffisamment mince au sein du *pull-apart*. Ceci expliquerait que certains bassins ont des rapports l/w apparents élevés (>5) : ils représentent en fait la coalescence de 'sous-bassins' formés lors d'étapes successives, qui sont en général bien reconnaissables (cas de la Mer Morte, Zak et Freund, 1981). L'observation des 15 bassins du rift Baïkal conduit aux résultats suivants :

- Pour le rift sud et centre et le Lac Baïkal :

| | Busingol | Darkhat | Khubsugul | Tunka | Lac sud | Lac central | Lac nord |
|---------------|----------|---------|-----------|----------|----------|-------------|----------|
| Ep. séd. max. | 0.5 km | 1.5 km | 1.5 km | 2.5 km | 7 km | 7.5 km | 4.5 km |
| âge début | 1-2 Ma | 1-2 Ma | 3-4 Ma | 28-24 Ma | 28-24 Ma | 30 Ma | 5-10 Ma |
| l/w | 6.0 | 4.2 | 3.5 | 4.0 | 4.0 | 3.8 | 4.0 |

- Pour le rift nord :

| | Angara supérieur | Muyakan | Muya supérieur | Muya | Chara | Tokka | Barguzin | Tsipa-Baunt |
|---------------|------------------|---------|----------------|--------|--------|--------|----------|-------------|
| Ep. séd. max. | 2 km | 1 km | 1 km | 1.5 km | 2 km | 1 km | 2.5 km | 0.5 km |
| âge début | 2-4 Ma | 3-4 Ma | 2-4 Ma | 1-2 Ma | 3-4 Ma | 3-4 Ma | 5-10 Ma | 1-2 Ma |
| l/w | 3.0 | 5.3 | 7.0 | 2.0 | 3.3 | 4.3 | 5.6 | 5.7-8.8 |

Les seuls bassins coalescents dans le rift sont ceux du lac, qui conduisent à des rapports l/w proches de 4, et un rapport 'cumulé' de 8 (comparable au rapport trouvé en Mer Morte) : le lac Baïkal correspond donc très bien sur ces critères au développement décrit d'un *pull-apart* 'migrant', apparemment bi-polaire. Au contraire, de nombreux bassins du rift nord présentent des rapports l/w supérieurs à 5, donc atypiques pour des bassins en *pull-apart* 'classiques'. Je développerai cette observation après un aperçu de l'évolution des contraintes (paragraphe suivant) et lors de la présentation des modèles régionaux (§A-5).

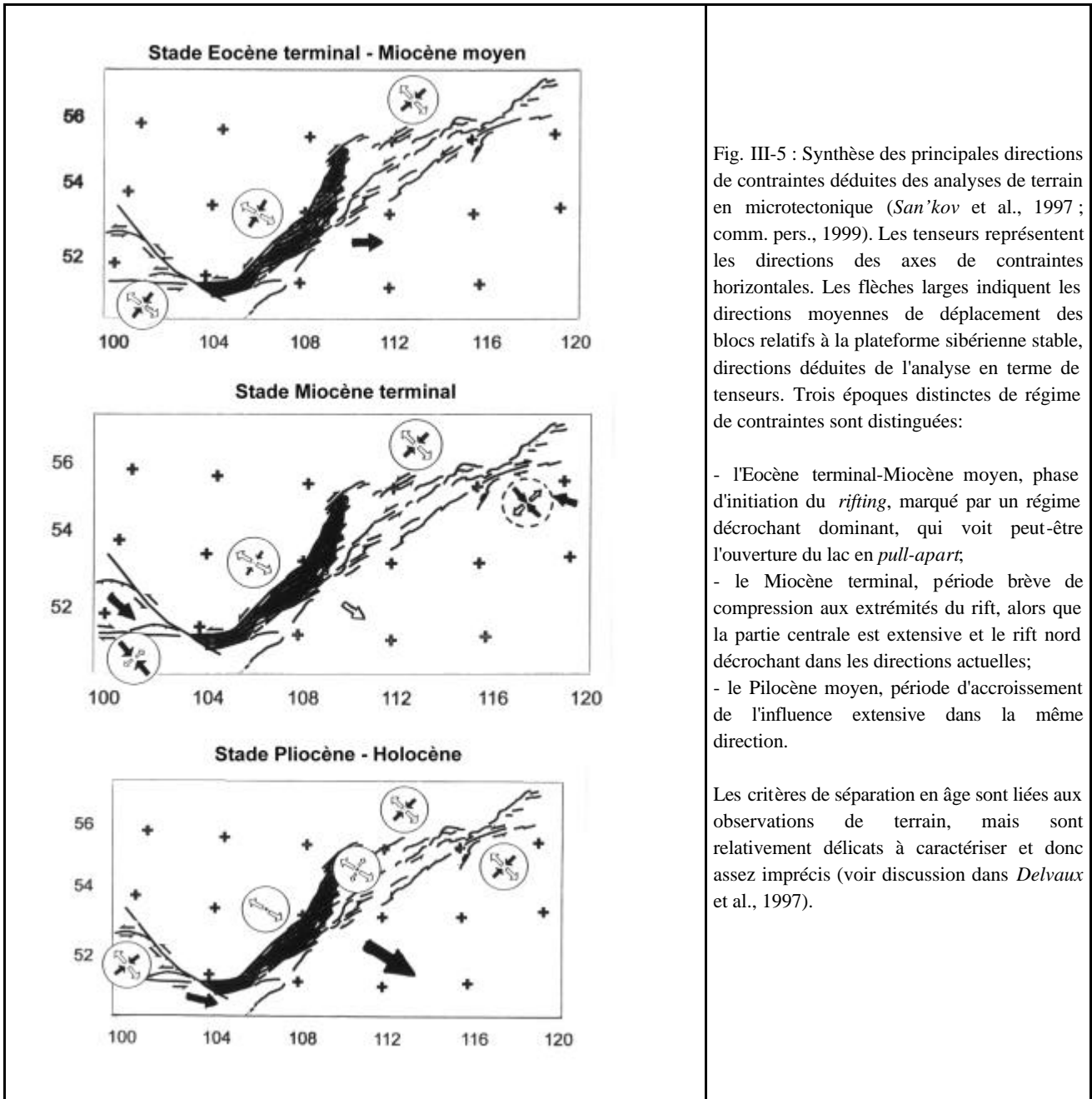


Fig. III-5 : Synthèse des principales directions de contraintes déduites des analyses de terrain en microtectonique (San'kov et al., 1997 ; comm. pers., 1999). Les tenseurs représentent les directions des axes de contraintes horizontales. Les flèches larges indiquent les directions moyennes de déplacement des blocs relatifs à la plateforme sibérienne stable, directions déduites de l'analyse en terme de tenseurs. Trois époques distinctes de régime de contraintes sont distinguées :

- l'Eocène terminal-Miocène moyen, phase d'initiation du *rifting*, marqué par un régime décrochant dominant, qui voit peut-être l'ouverture du lac en *pull-apart*;
- le Miocène terminal, période brève de compression aux extrémités du rift, alors que la partie centrale est extensive et le rift nord décrochant dans les directions actuelles;
- le Pliocène moyen, période d'accroissement de l'influence extensive dans la même direction.

Les critères de séparation en âge sont liés aux observations de terrain, mais sont relativement délicats à caractériser et donc assez imprécis (voir discussion dans Delvaux et al., 1997).

■ 2-C. Volcanisme Cénozoïque et flux de chaleur

Le rift Baïkal est réputé avolcanique : si les volumes de roches volcaniques reconnues sont en effet faibles au Cénozoïque (~6000 km³, soit près de 2 ordres de grandeur inférieurs aux volumes du rift est-africain), il révèle cependant une activité ancienne et durable (Fig. III-6) qui suit une période de volcanisme alcalin et calco-alcalin abondant du Paléozoïque au Mésozoïque le long des bordures SO et SE du craton sibérien (Zonenshain et al., 1990).

Le premier volcanisme important, de type 'modérément' alcalin à tholéitique, est apparu au Crétacé-Paléogène au sud du lac Baïkal, entre les bassins de Tunka et Eravna, ou région de Sayan-Khamar Daban (Rasskazov, 1994) : le bassin de Tunka est le seul bassin majeur 'volcanique' du rift, et l'est resté depuis cette période, accumulant une épaisseur de dépôts de plus de 500 m. On y trouve surtout des basaltes alcalins à olivine, des trachytes, des basanites à inclusions mantelliques. Cette première activité volcanique représente la partie septentrionale d'une zone volcanique Cénozoïque diffuse qui s'étend dans une direction N-S sur 1200 km à travers la Mongolie, sur une largeur de 400-600 km (Kiselev, 1987). Ce volcanisme s'est ensuite développé vers l'est entre 29-24 Ma (Oligocène supérieur), produisant notamment le 'champ' volcanique Vitim, et semble être accompagné de la naissance de deux bombements topographiques aux extrémités du lac (Fig. III-6) : l'un au NE (Barguzin-Ikat, BI), l'autre au SO (Khamar-Daban, KD). Par la suite, au cours du Miocène, ces bombements paraissent 'migrer' vers l'extérieur du rift (pour BI, vers l'est, pour KD, vers le NO, le long de la limite du bouclier sibérien), et sont accompagnés d'un volcanisme assez abondant et de plus en plus alcalin

(*Rasskazov*, 1994). Au SO, les épanchements, très dispersés, semblent montrer une double migration spatiale vers l'ouest et le sud (Fig. III-6B), alors qu'au nord-est, le volcanisme est 'regroupé' sur deux 'champs', Vitim et Udokan, qui sont restés actifs tout au long du Tertiaire et ont évolué vers des termes alcalins plus différenciés depuis 11 Ma. Remarquons le décalage vers le SE de ces deux 'champs' volcaniques par rapport à l'axe du rift en surface. Enfin signalons que l'activité volcanique continue à se manifester au Quaternaire dans ces trois 'champs' principaux, mais de manière très sporadique, localisée et discontinue, et avec une évolution vers des roches très sous-saturés ou potassiques, en faibles volumes.

Il existe donc une activité magmatique anormale ancienne seulement à l'extrémité sud du rift Baïkal (Khamar-Daban-Sayan) et jusqu'au contact du bouclier sibérien, et pratiquement pas de volcanisme dans l'axe du rift. Les informations provenant des xénolithes de péridotite incluses dans les basaltes mio-pliocènes (*Kiselev et Popov*, 1992 ; *Ionov et al.*, 1995) sont en faveur d'un manteau lithosphérique assez homogène dans le temps et l'espace, faiblement appauvri, aux températures d'équilibre modérées (950-1010°C), autant de faits incompatibles avec une intrusion asthénosphérique majeure à cet endroit. Les valeurs moyennes du flux de chaleur (50 à 80 mW/m²) sont relativement modérées par rapport à d'autres rifts (*Lysak*, 1978, 1987, 1995 ; *Ruppel*, 1992a,b) : quoique difficiles à interpréter en raison de la complexité des facteurs dont elles dépendent (i.e., *Morgan*, 1995 ; *Petit*, 1998), elles montrent à l'évidence une association avec la zone volcanique anormale N-S excentrée au sud qui passe à travers la Mongolie (*Khutorskoy et Yarmoluk*, 1989), alors que les autres anomalies, très localisées, sont en relation avec les grandes failles actives du rift et s'interprètent comme une redistribution superficielle de chaleur par circulation de fluides (*Lysak*, 1992 ; *Petit*, 1998) plutôt qu'une large source intra-crustale en dyke (*Zorin et Osokina*, 1984 ; *Logatchev et Zorin*, 1987). A la suite de ces observations, je conclus, comme *Puzyrev et al.* (1978), *Popov* (1990), *Kiselev et Popov* (1992), et *Ionov et al.* (1995) à l'intrusion limitée de matériel asthénosphérique dans la lithosphère dans la région allant de Hangai au sud du lac Baïkal et dans les régions de Vitim et Udokan, sous la forme de petits panaches. Je prolongerai cette première interprétation lors de la présentation des données gravimétriques et tomographiques dans la partie B de ce chapitre.

■ 3. Sismicité et failles actives

Le rift Baïkal est le siège d'une intense activité sismique, bien enregistrée depuis les années 60 par différents réseaux locaux et régionaux (110 000 séismes localisés en 37 ans). Il est le rift le mieux observé au monde de ce point de vue. C'est pourquoi une part importante de mon activité de recherche a consisté à extraire un maximum d'informations des enregistrements existants et à les interpréter à la lumière des déformations récentes de surface. Concernant la sismicité, trois grandes directions ont été explorées : 1) relocalisations d'épicentres et d'hypocentres (*Déverchère et al.*, 1991, 1993, **Pub. 1 et 2** ; D.E.A. de *Petit*, 1993 et *Bartoli*, 1997) ; 2) tomographie sismologique (thèse de *Petit*, 1996 ; *Petit et Déverchère*, 1995, **Pub. 4** ; *Petit et al.*, 1998, **Pub. 9**) ; 3) analyse en loi de distribution spatio-temporelle (contrat OTAN en collaboration avec Guy Ouillon, Univ. Nice). Concernant les escarpements de failles quaternaires, notre effort a porté sur la description précise de leur géométrie depuis le sud du lac jusqu'au dernier bassin à l'est, Chara (images satellitaires SPOT, METEOR, KOSMOS, LANDSAT, étude morphotectonique de terrain, bibliographie russe : *Déverchère et al.*, 1993, **Pub. 2** ; *San'kov et al.*, **Pub. 10** ; D.E.A. de *Petit*, 1993, *Bartoli*, 1997, et *Loncke*, 1999 ; thèses de *Houdry*, 1994 et *Petit*, 1996). J'illustre et résume brièvement les principaux résultats en ce qui concerne les déformations de surface (les structures et déformations profondes sont examinées dans la partie B).

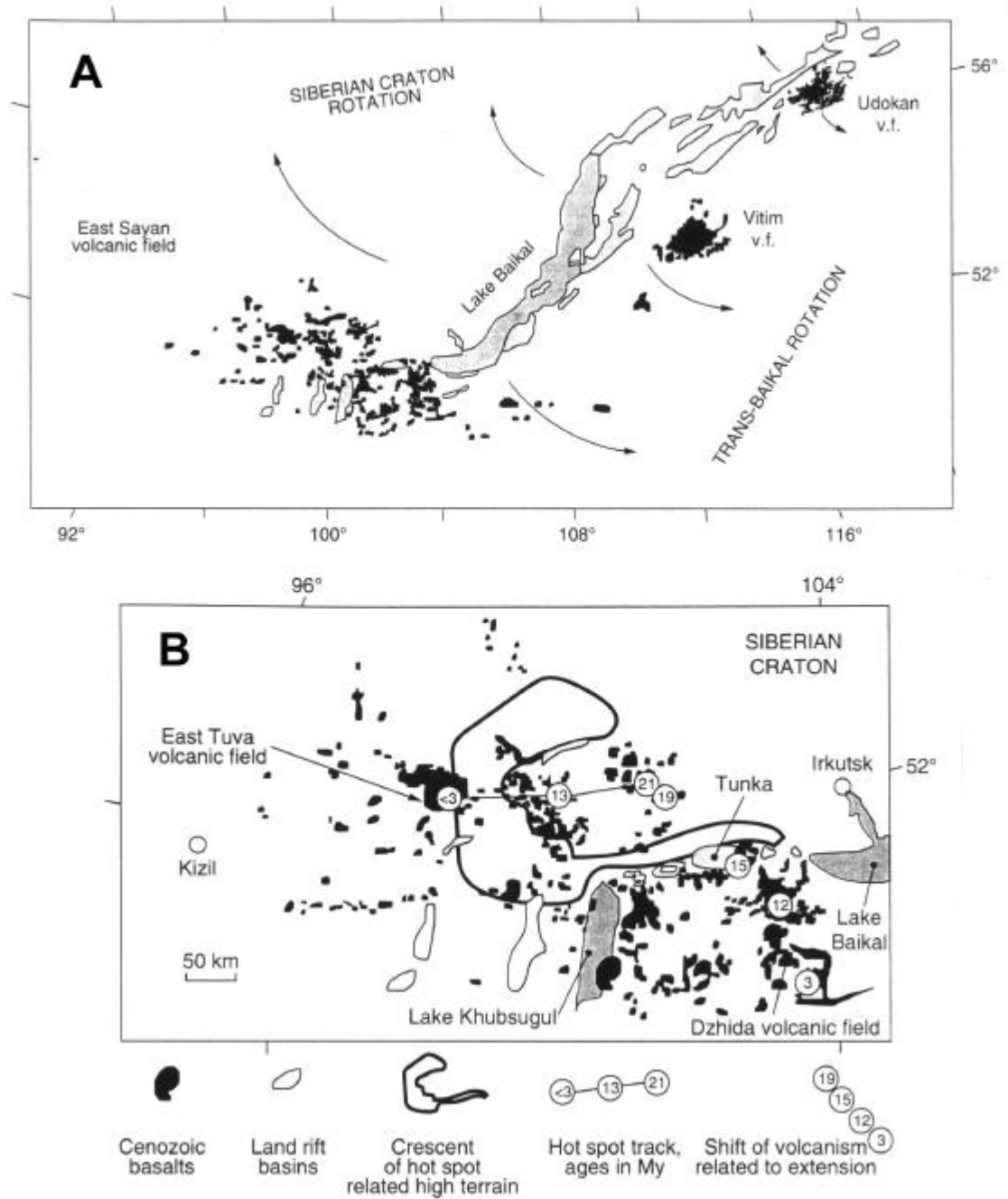


Fig. III-6 : Volcanisme dans le rift Baïkal, d'après *Rasskazov* (1994). A : Vue générale des 'champs' Cénozoïques ; B : Détail du secteur Tunka-Tuva-Dzhida, montrant la migration en âge des laves et les hypothèses de l'auteur.

La distribution spatiale des épicentres illustre remarquablement le lien étroit avec les dépressions du rift et les failles actives (comparer les Fig. III-4 et III-7). Les grandes failles (> 100 km) les mieux soulignées sont celles de Sayan, Baïkal sud, Baïkal centre, et Barguzin. On retrouve un contraste important entre le craton sibérien, essentiellement asismique, et la chaîne plissée Sayan-Baïkal, à l'activité diffuse. Une carte de l'énergie sismique libérée permet de faire apparaître une libération d'énergie assez constante sur cette même période (Fig. III-8). La sismicité historique (1700-1959) montre quant à elle une concentration plus importante de séismes majeurs ($M=7.0$ à 7.8) dans le sud du rift (Déverchère et al., 1991, **Pub. 1**; Solonenko et al., 1997; voir site internet <http://www-geoazur.unice.fr/baikal>): sur les 13 séismes de magnitude supérieure à 6.5 ressentis depuis 1700, 7 ont dépassé la magnitude 7.0, et parmi eux, 5 se sont produits à une distance inférieure à 200 km d'Irkoutsk. Trois d'entre eux affecteraient aujourd'hui de grands centres industriels : 1742 ($M=7.7$) près de Slyudianka, 1769 ($M=7.3$) près de Baikalsk, et 1862 ($M=7.5$) dans le delta de la Sélenga, qui a provoqué l'effondrement en masse de sa partie orientale. L'intervalle de temps moyen entre deux ruptures majeures ($M>7$) sur l'ensemble du rift semble être de 40-50 ans (Solonenko et al., 1985) : il n'est donc pas à exclure qu'un séisme important se produise près du rift dans les prochaines années, le dernier séisme majeur datant de 1957 (séisme de Muysk, $M=7.6$, voir Solonenko et al., 1985, Déverchère et al., 1993, **Pub. 2**, Doser, 1991b, et Houdry, 1994).

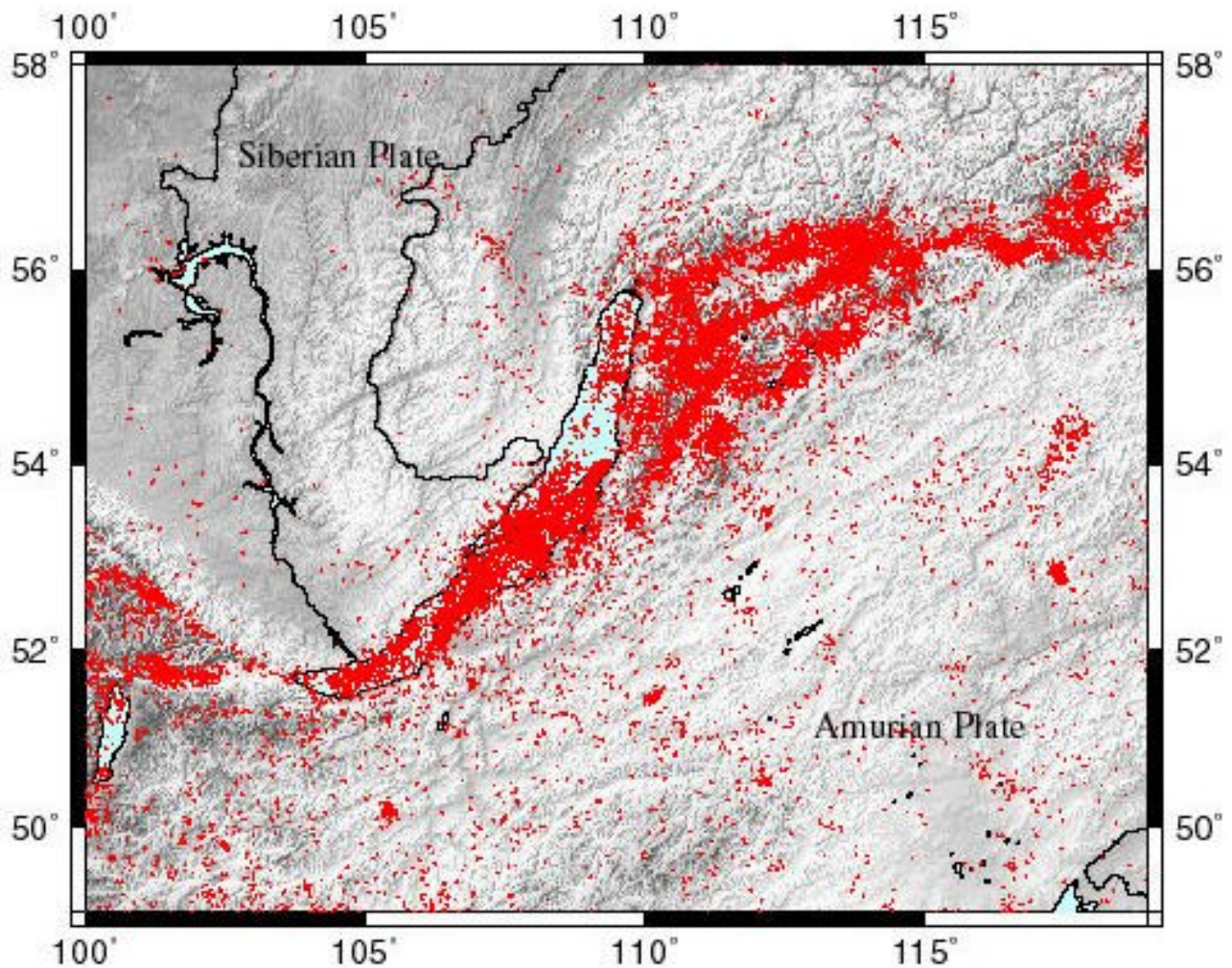


Fig. III-7 : Sismicité enregistrée par les réseaux régionaux russes entre 1960 et 1997 (environ 110 000 séismes de magnitude supérieure à 2). La précision des localisations est de l'ordre de 10 km.

- Le nord du rift montre un élargissement en 'ventre' de la zone de déformation, visible aussi bien dans le tracé des failles actives que dans la sismicité (Fig. III-9). La disposition en échelon des failles (avec large recouvrements) y est patente. L'asismicité du lac Baïkal nord pourrait n'être qu'apparente car liée au cycle sismique : en effet, les indices de terrain montrent clairement que la faille bordière, pratiquement continue sur 250 km, est active à l'Holocène (San'kov et al., 1997, 1999, **Pub. 10**; Houdry, 1994). Des ceintures sismiques nettes suivent les principales failles actives où les meilleures relocalisations ont pu être faites grâce à des réseaux locaux (Déverchère et al., 1993, **Pub. 2**) : elles délimitent de petits blocs relativement asismiques. Une

autre caractéristique importante est la présence d'essaims denses (15x15 km), fonctionnant pendant plusieurs mois ou années, le plus souvent situés à la jonction entre failles normales parallèles au rift et failles transverses ténues à la terminaison des bassins (Déverchère et al., 1991, **Pub. 1** ; Solonenko et al., 1985, 1997). Nous avons notamment relocalisé un essaim dans la région de Muya et l'avons interprété comme la manifestation d'une déformation sur failles 'immatures' qui font le relais entre deux grandes failles en échelon bien orientées par rapport aux contraintes (Aydin et Nur, 1985). Une relocalisation dans le bassin de l'Angara supérieur montre une sismicité oblique par rapport aux bordures du bassin (Fig. III-10) : elle pourrait correspondre à des failles de Riedel synthétiques (Aydin et Nur, 1982 ; Christie-Blick et Biddle, 1985). De manière générale, l'association entre hypocentres et failles actives a permis de proposer des pendages de failles assez raides (55-60°) dans les cas les mieux contraints, sans apparence de failles listriques (voir discussion dans Déverchère et al., 1991, **Pub. 3**, et San'kov et al., 1999, **Pub. 10**).

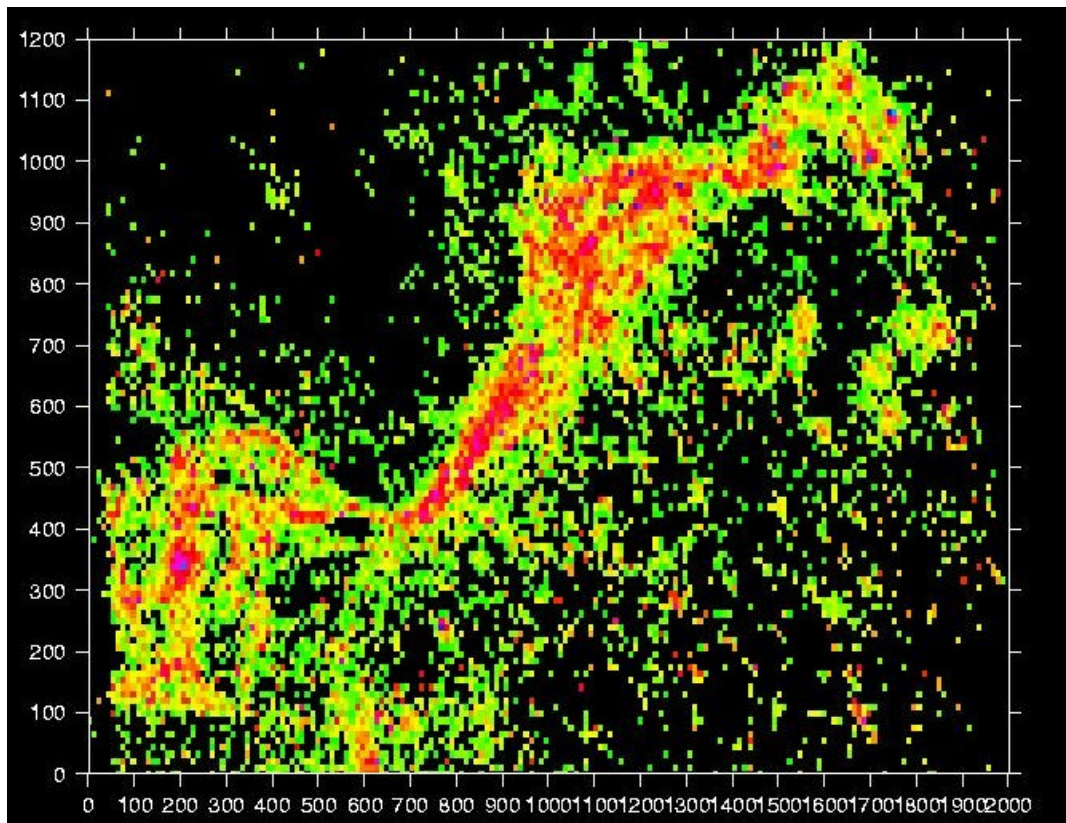


Fig. III-8 : Carte de l'énergie sismique libérée dans la période 1970-1996.

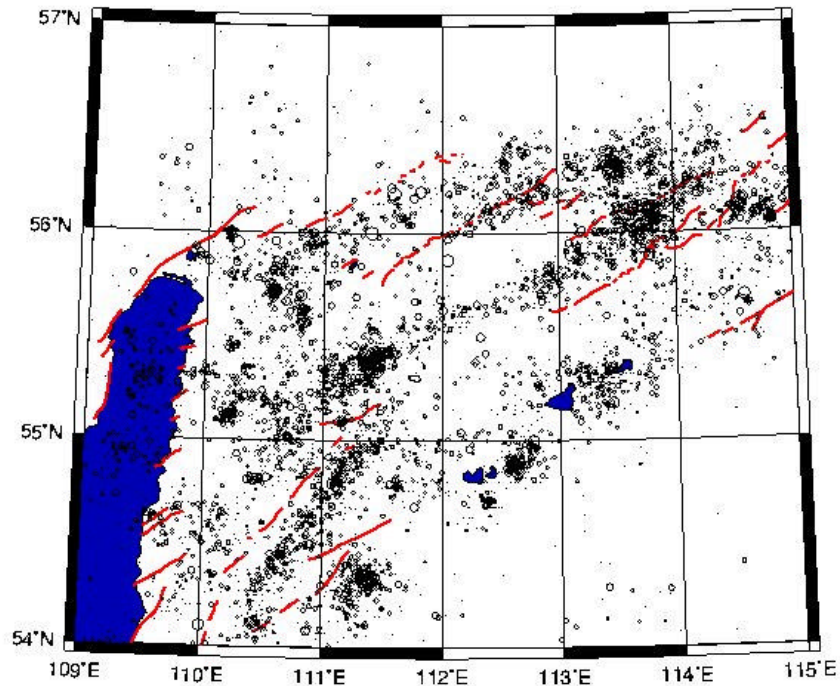


Fig. III-9 : Sismicité enregistrée par les réseaux régionaux russes entre 1960 et 1996 (magnitudes supérieures à 3) au nord du rift Baïkal. La taille des cercles est proportionnelle à la magnitude.

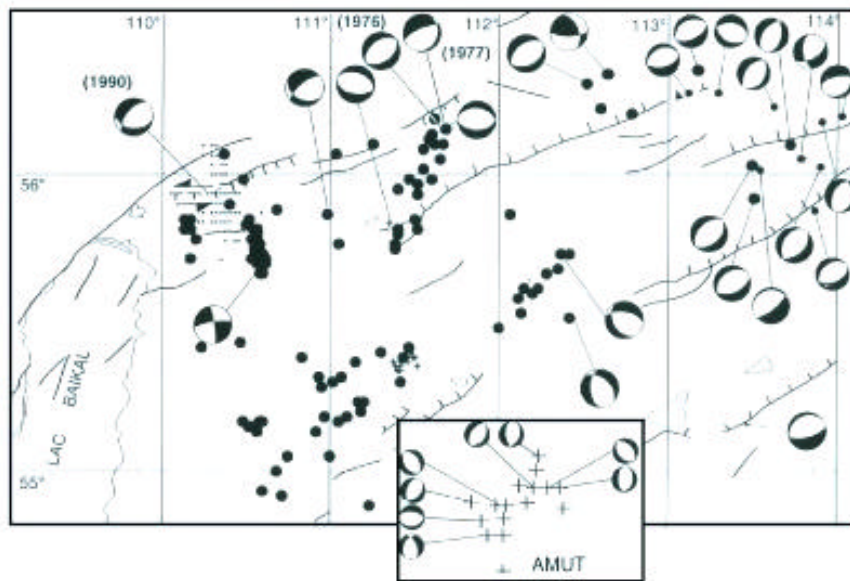


Fig. III-10 : Relocalisations de séismes dans le bassin Angara, rift Baïkal nord (d'après *Petit*, 1993, DEA).

- Le centre du rift (lac Baïkal) est le siège d'une activité extrêmement dense, très linéaire (Fig. III-11), en bonne concordance avec le tracé des failles bordières, à l'exception notable du lac Nord (Fig. III-9). Dans la partie sud du lac, la sismicité s'étend sur près de 200 km en petits essaims successifs, et semble plutôt être reliée à la faille bordière à pendage sud ; au centre du lac, un décalage net de la sismicité intervient vers 106.1°E, 52.2°N (delta de la Sélanga), ce qui évoque une segmentation et un relais de faille en échelon dextre dans un jeu sénestre. L'imprécision sur les hypocentres (réseau de stations trop espacées) et sur le tracé exact des failles actives (escarpements sous le lac) empêche pour l'instant de mieux décrire le comportement sismogène de ces grandes failles à fort potentiel sismique ($M > 7.5$, voir *Calais et al.*, 1998, **Pub. 8**, et §4).

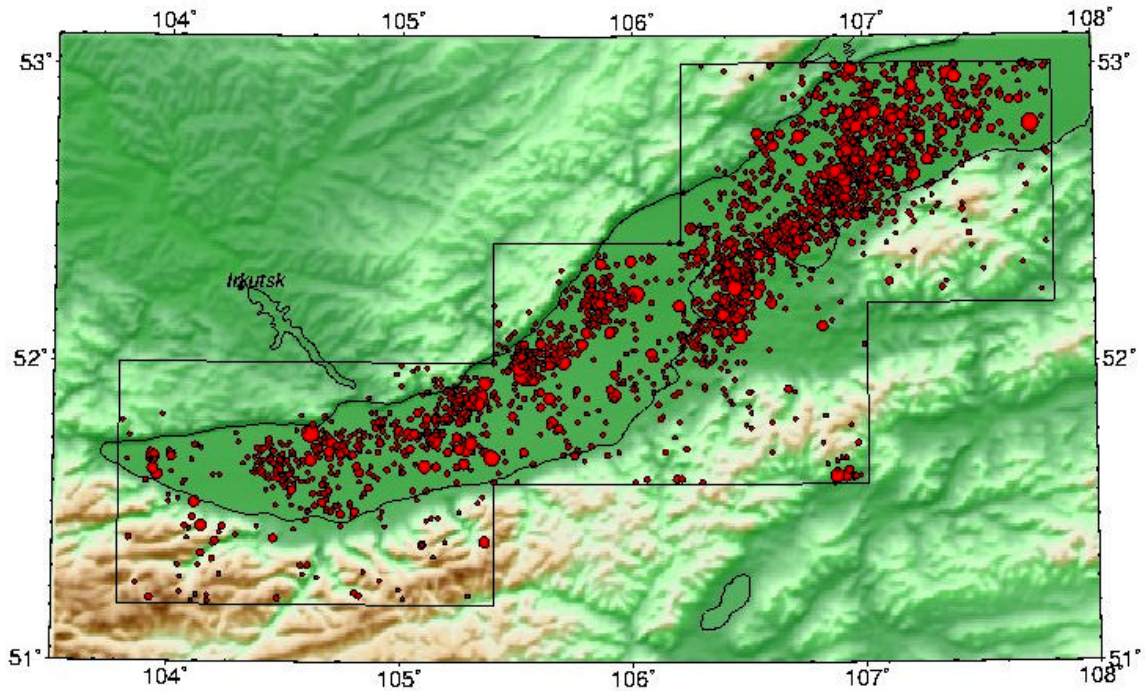


Fig. III-11 : Sismicité instrumentale 1960-1996 dans les parties centre et sud du lac Baïkal (d'après *Bartoli, 1997, DEA*).

- Le sud du rift est marqué par des virgations très nettes des failles (Fig. III-4). Au nord, la grande faille de Sayan limite la plateforme sibérienne sur plus de 250 km et est remarquablement continue et rectiligne dans la direction NO : elle est soulignée par une microsismicité nette (Fig. III-12). Il reste que l'importance de son jeu sénestre et son fonctionnement dans le temps font toujours l'objet de discussions (voir *San'kov et al., 1997*). Une zone faillée très irrégulière, approximativement E-O, s'étend du sud du bassin de Tunka jusqu'à l'ouest du bassin de Busingol, mais son expression morphologique est beaucoup moins nette que ce qu'indiquent *Delvaux et al. (1997)* : il s'agit de courts segments (moins de 20 km) séparés par des zones sans déformation apparente, où la sismicité est également diffuse et groupée en essaims lâches (*Loncke, 1999, DEA ; Fig. III-12*). Les trois bassins N-S de Busingol, Darkhat et Khubsugul ont un versant ouest en général assez clair, mais dont la netteté décroît d'est en ouest, au contraire de la sismicité N-S : Busingol est notamment le siège d'un séisme de magnitude 6.3 (27/12/91) et d'une intense activité microsismique en essaim. Tenant compte de l'âge supposé et de la géométrie des bassins (§2B), ceci suggère des failles plus continues et une déformation plus avancée en allant vers l'est. Remarquons qu'un dernier alignement sismique N-S est visible à l'ouest de Busingol (96.2°E) sans que des escarpements clairs soient cartographiés dans ce secteur. Un alignement diffus de séismes E-O se retrouve de même au sud-ouest de Busingol. Enfin, la partie ouest de la faille de Tsetserleg (M=8.1, 09/07/1905) est très active, tout comme la faille N-S du séisme de Mogod (M=7.5, 05/01/67, *Huang et Chen, 1986*), tandis que l'activité sur la faille E-O de Bolnaï (M=8.7, 23/07/1905) est à peine visible (Fig. III-12). A l'évidence, les récurrences probablement longues des grands séismes sur ces failles géantes (2500 à 3500 ans, voir *Baljinnyam et al., 1993, Schlupp, 1996, et Ritz et al., 1995*) rendent difficile toute interprétation de cette sismicité de courte durée (moins de 40 ans) en terme d'intensité de la déformation.

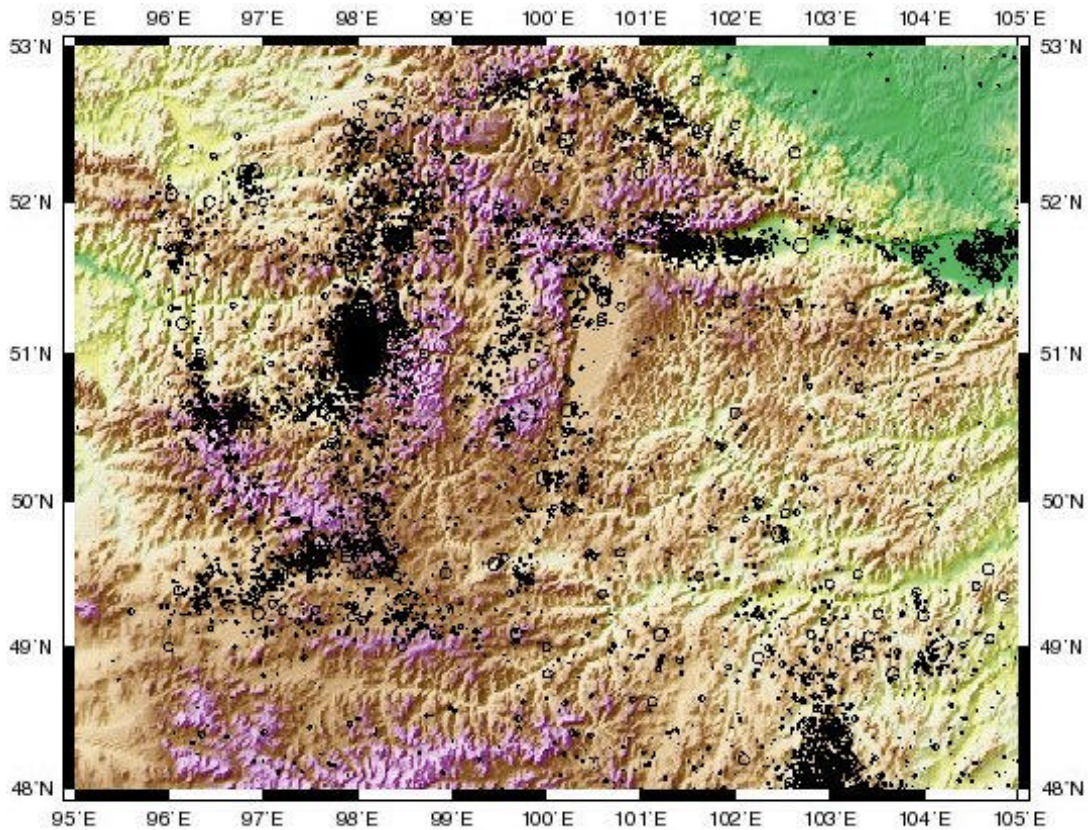


Fig. III-12 : Sismicité 1960-1996 dans la région comprise entre Bolnaï (vers 49.3°N) et le lac Baïkal (dont la pointe apparaît à l'Ouest, vers 51.8°N). L'essaim dense en bas à droite correspond à la crise sismique de Mogod (1967, M=7.5) et l'essaim N-S vers 98°E et 51°N à la crise marquée par le séisme du 27/12/91 (M=6.3). Les contours du lac Khubsugul sont reportés.

Nous avons tenté d'analyser les corrélations spatio-temporelles du catalogue de sismicité (*G. Ouillon, J. Déverchère, V.A. San'kov*, Rapport OTAN, décembre 1998), à la suite de l'étude de *Solonenko et al.* (1996, 1997). Le catalogue n'est malheureusement utilisable que depuis 1987 en raison d'arrondis sur la valeur de la classe d'énergie *K* des séismes avant cette date. Nous avons divisé le rift en 16 zones de 100 x 100 km et utilisé les séismes de magnitude supérieure à 1.7 sur 10 ans. Le comportement spatial est indépendant des magnitudes et montre généralement une dimension fractale invariante de 1.7 environ. Il est de type monofractal (faible hétérogénéité) au Lac sud et centre et dans les zones de Muya -Muyakan, et multifractal (hétérogénéité croissante) à l'est du rift et surtout dans l'Angara supérieur et le rift Barguzin nord. Seul le sud du rift Barguzin ne montre pas d'invariance d'échelle, ce qui peut s'expliquer par une position de jonction entre deux branches de rift, ou par une situation particulière dans le cycle sismique. L'étude de la taille des séismes conduit à des valeurs de facteurs *b* assez constantes à toute magnitude, sauf aux extrémités du rift où la courbe de Gutenberg-Richter s'infléchit, indiquant un excès relatif de fortes magnitudes : ceci peut traduire un type de déformation tectonique ou un état de rupture différents. Enfin la distribution dans le temps de l'énergie libérée semble très régulière, sauf au nord de Barguzin où l'activité apparaît de manière très intermittente : ceci peut être une indication d'un état proche de la rupture.

■ 4. Champ de contraintes actuel et déplacements récents

J'ai rappelé au Chapitre I-B l'importance de l'analyse des déformations 'élémentaires' fournies par les mécanismes au foyer des séismes en terme de contraintes déviatoriques. En dépit des difficultés inhérentes aux méthodes d'inversion, nous sommes parvenus à des résultats assez fiables dans l'ensemble du système Baïkal, en deux grandes étapes : d'abord par une inversion de plus de 300 mécanismes au foyer (*Petit et al., 1996, Pub. 6*) ; puis par une analyse plus détaillée de 109 mécanismes au sud du rift et jusque dans la région des séismes de Bolnaï et Mogod en Mongolie (*Loncke, 1999, DEA*). Dans la sélection des données, nous avons pris soin de trier les mécanismes composites avec les précautions d'usage (voir discussion dans *Petit et al., 1996*) et de séparer les magnitudes supérieures à 4.5 des magnitudes plus faibles. Nous avons notamment, chaque fois que cela était possible, contrôlé la fiabilité des chocs de magnitude intermédiaire à fortes par comparaison des déterminations obtenues par analyses de polarités et de forme d'onde (compilations des mécanismes CMTS, et solutions de *Doser, 1991a,b*, et *Schlupp, 1996*). Enfin, je rappelle que

nous avons employé conjointement deux procédures d'inversion des mécanismes basées sur des minimisations au sens des moindres carrés, avec l'introduction d'un critère de cisaillement, afin d'estimer des instabilités numériques ou d'éventuels biais liés au choix des plans nodaux. Pour comparaison, je reproduis sur la Fig. III-13 une carte préliminaire des directions de déformation déduite d'une inversion des mécanismes au foyer par la méthode de *S. Yunga* (méthode explicitée dans *Lukk et al., 1995*) : elle présente l'intérêt de visualiser les variations relatives de longueur d'axes de déformation horizontaux. On constate la présence marquée d'une composante compressive affectant le sud du lac (Irkoutsk-Ulan Ude), qui laisse la place à un champ extensif quasi pur de direction constante, sauf au nord du rift où les axes montrent des virgations rapides. Je résume ici nos principaux résultats.

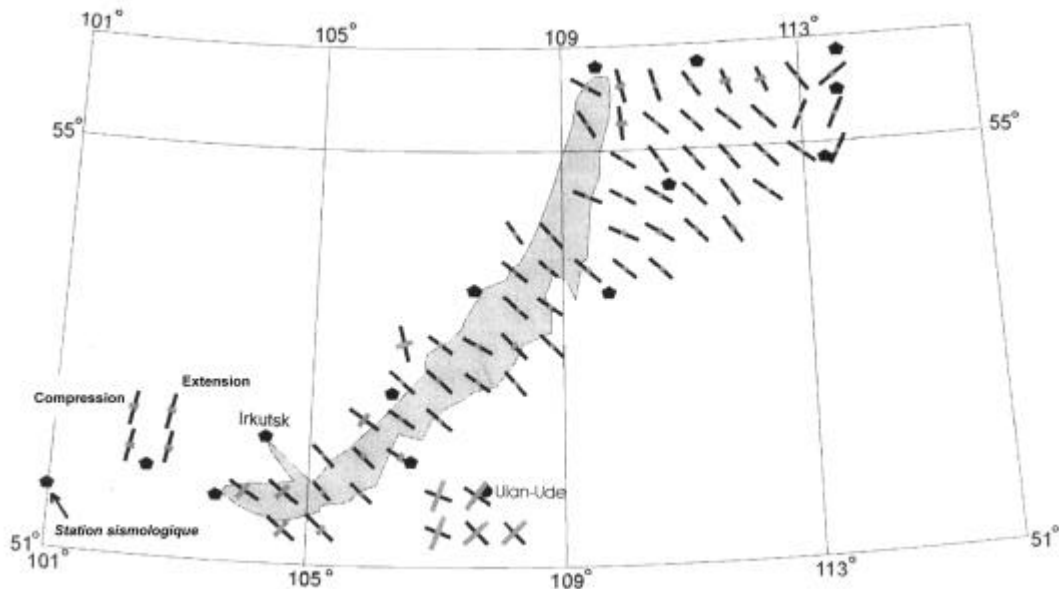


Fig. III-13 : Champ de déformation déduit des l'inversion des mécanismes aux foyers du rift Baïkal par la méthode de *S. Yunga*, détaillée dans *Lukk et al. (1995)*, communiquée par *V. Melnikova* (Irkoutsk). La méthode tend à lisser les directions d'axes.

■ 4-A. *Changements de contraintes déviatoriques dans le rift nord et central* (*Petit et al., 1996, Pub. 6*)

Sur la base de l'inversion de 319 mécanismes répartis en 15 zones, nous montrons d'abord que la direction de la contrainte maximale Sh_{max} s'étale en un large éventail (de N30°E à l'ouest à N50°E à l'est) en restant sub-parallèles aux directions de contraintes fournies localement par les grands séismes, depuis l'Altaï jusqu'à l'extrémité est du rift (*Tapponnier et Molnar, 1979* ; *Molnar et Deng, 1984* ; *Schlupp, 1996*), alors que le régime passe du transpressif à l'extensif. Aux 'pointes' du rift, le régime devient nettement décrochant, alors qu'il est extensif pur au niveau du lac, et faiblement oblique au nord. Dans le centre du rift, la direction de la contrainte minimale Sh_{min} reste très constante autour de N100°E, alors que sur les 800 km au nord, elle montre des variations répétées de N-S à E-O (Fig. III-14). Nous les avons interprétées comme des indices de rotations de blocs, sans pouvoir préciser leurs pôles.

■ 4-B. *Changements de contraintes déviatoriques dans le rift sud et en Mongolie du nord* (*Loncke, 1999, DEA*)

Nous avons repris récemment la base de données de mécanismes au foyer au sud du rift, car les inversions précédentes y apparaissaient trop 'lissées' : après avoir réuni 109 mécanismes depuis la faille de Bolnaï jusqu'à la pointe sud du lac Baïkal, nous sommes parvenus à des résultats fiables résumés sur la Fig. III-15. En terme de direction, Sh_{max} montre une virgation nette entre les failles de Bolnaï et le bassin de Tunka : elle est méridienne, et devient donc parallèle aux failles limitant les bassins de Khubsugul, Darkhat et Busingol. Nous retrouvons par ailleurs l'évolution en éventail précédemment relevée, avec une rotation apparente rapide des contraintes au niveau de Tunka, près du bouclier sibérien : ce comportement rappelle clairement ce qui a été observé par analyse microtectonique au Plio-Quaternaire (§A2-B, *San'kov et al., 1997*). Enfin, les régimes de contraintes deviennent de moins en moins compressifs d'Ouest en Est : l'axe σ_3 n'est vertical qu'au niveau de Bolnaï, où le tenseur calculé en utilisant la séquence sismique des grands séismes de 1905 est exactement conforme à celui déduit des observations de terrain (*Schlupp, 1996*) : nous lui prêtons donc une signification régionale, tenant compte des magnitudes de ces séismes.

Par contre, les mécanismes de la zone Bolnaï-Tsetserleg déterminés entre 1960 et 1997, bien que nombreux (29), ne permettent pas de vérifier l'hypothèse d'un tenseur unique, contrairement à toutes les autres régions étudiées : même après divisions en sous-ensembles, nous ne parvenons à rendre compatibles que 13 et 6 événements, qui fournissent deux tenseurs sans signification tectonique apparente. J'interprète ce comportement anormal comme la manifestation d'une perturbation temporelle du champ de contrainte en relation avec la relaxation post-sismique majeure liée aux deux

grands séismes de 1905. Des perturbations de contraintes sont fréquemment observées dans les semaines et les mois qui suivent une grande rupture (voir par exemple *Lyon-Caen et al., 1988 ; Dorbath et al., 1992 ; Zoback et Beroza, 1993*), mais rarement au-delà, alors que physiquement, des temps de relaxation longs (de 10 à 300 ou même 3000 ans) sont envisageables à des niveaux intra-crustaux, en fonction des valeurs de la viscosité et du module d'élasticité (*King et al., 1988 ; Stein et al., 1988 ; Huc, 1997*). Ici, il faut bien considérer à la fois la taille exceptionnelle de ces 2 séismes (ruptures de 400 et 250 km environ), la géométrie particulière de leur jonction (la rupture de Tsetserleg constitue une bifurcation en Y où sont localisés la plupart des mécanismes considérés), et la durée probablement très longue du cycle sismique (2500 à 5000 ans, d'après *Bayasgalan, 1999, Ritz, comm. pers., et Ritz et al., 1995*). La modélisation du cycle sismique de *Huc (1997)* et *Huc et al. (1998)* peut expliquer nos observations : elle montre par exemple que dans la phase post-sismique (50 ans ou plus après la rupture), l'état de contrainte est de signe opposé à celui observé lors de la phase cosismique, en raison du transfert de contrainte à la base de la couche sismogène. Par ailleurs la relaxation co-sismique induit un phénomène de recharge de la couche sismogène, qui est rapide en profondeur (viscosité faible) et lent près de la surface (viscosité forte). Dans le cas de la zone de Bolnaï-Tsetserleg, on n'aurait donc pas encore atteint la phase intersismique au cours de laquelle toute la couche sismogène se recharge : c'est dans cette phase que l'incrément de contraintes observé peut être considéré comme représentatif des contraintes régionales.

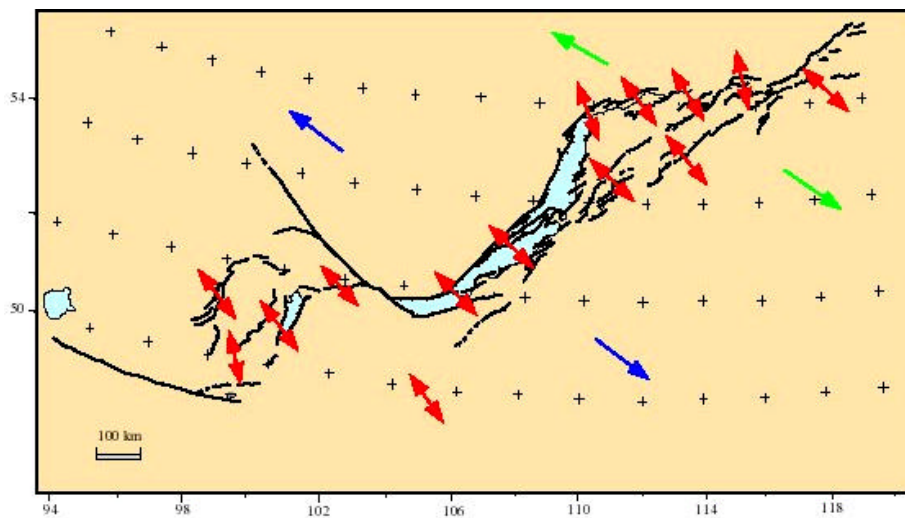


Fig. III-14 : Directions des axes de contraintes minimales S_{min} (flèches rouges) déduites des inversions de contraintes en utilisant une base de plus de 300 mécanismes au foyer (*Petit et al., 1996, Pub. 5*). Les flèches vertes indiquent la direction d'extension moyenne (N130°E) déduites des mesures de terrain d'escarpements Holocènes (*San'kov et al., 1999, Pub. 10*). Les flèches bleues indiquent la direction de l'axe d'allongement du tenseur de déformation déduites de 6 grands mécanismes au foyer des grands séismes qui se sont produits dans la région Altaï-Baïkal (*Molnar et Deng, 1984*).

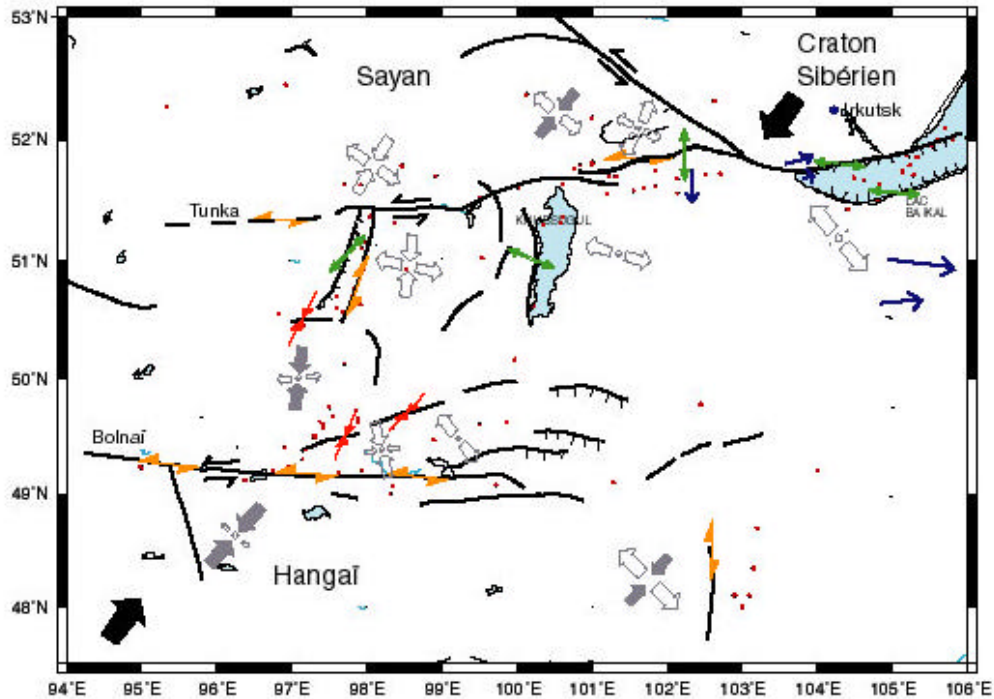


Fig. III-15 : Directions de contraintes et de glissements prédits en Mongolie du Nord (Loncke, 1999, DEA). En grisé, figurent les tenseurs déterminés (conventions de Delvaux et al., 1995). Les vecteurs glissement obtenus par la méthode de Ritz (1994) sont en vert (extensif), orange (décrochant), rouge (compressif), et les vecteurs GPS sont en bleu (référence : Irkutsk), d'après Calais et al. (1998, Pub. 8). Flèches noires : direction moyenne de la contrainte régionale maximale (Zoback, 1992). Les points rouges donnent la position des 109 mécanismes au foyer utilisées.

■ 4-C. Champ de déplacement actuel d'après les mesures GPS (Calais et al., 1998, Pub. 8)

Aucune indication fiable n'existait en 1994 quant à la vitesse d'ouverture du rift Baïkal. Les campagnes de mesures menées sous la direction d'Eric Calais ont permis de faire ce pas décisif dont les retombées sont nombreuses. Fondamentalement, elles permettent de combler partiellement le déficit de mesures cinématiques dans la partie nord de l'Asie (voir Chapitre II et Larson et al., 1999). Après 4 années de mesures répétées tous les ans sur 12 à 14 sites, nous pouvons avancer une valeur moyenne de 4.5 ± 1.2 mm/an (qui ne dépend plus significativement d'une dérive à long terme) dans une direction moyenne N110°E (Calais et al., 1998, Pub. 8; Fig. III-16). Cette vitesse est très comparable à celle estimée au nord du rift par analyse d'escarpements et datation au ^{14}C , qui est au minimum de 3.2 ± 0.5 mm yr $^{-1}$. Il faut aussi remarquer la bonne concordance des directions moyennes des vecteurs déduits de l'analyse de terrain au nord du rift et des mesures GPS (voir discussion détaillée dans San'kov et al., 1999, Pub. 10). Cette direction est également en très bon accord avec celle des stries prédites par l'analyse sismologique au sud du rift (Fig. III-14). Sur cette figure, on remarque aussi un gradient croissant de vitesse perpendiculaire aux grandes failles du sud du rift, qui témoignent de l'accumulation de déformation élastique (failles 'collées'). La déformation semble localisée au rift lui-même, sur une largeur faible (environ 100 km ou moins). Une comparaison entre la vitesse fournie par les mesures GPS et l'énergie sismique libérée par les grands séismes du sud du rift depuis 1700 suggère que sur les grandes failles bordant le rift sud, des séismes de magnitude 7.5-7.7 sont susceptibles de se produire tous les 150 à 350 ans environ.

Je tire finalement de ces résultats trois enseignements majeurs : (1) l'ensemble du bloc situé à l'est du rift Baïkal, bien que subissant des déformations internes comme le montre la sismicité (Fig. III-7), semble se déplacer vers l'E-SE de manière relativement uniforme ; (2) si l'on considère les estimations de quantité d'extension extrêmes de 7 km et 19 km proposées par Houdry (1994), San'kov et al. (1999, Pub. 10), et Zorin et Cordell (1991), nous trouvons une vitesse moyenne d'ouverture depuis 3,5 Ma de 2.0 à 5.4 mm/an, qui encadre tout à fait la valeur GPS, ce qui incite à penser que la vitesse d'ouverture du rift est relativement constante depuis cette période et que les effets de l'amincissement sont faibles avant celle-ci ; (3) enfin, le taux d'extension 'instantané' du rift Baïkal est au moins deux fois plus important que ceux prédits par la plupart des modèles de déformation de l'Asie (Holt et al., 1995 ; Peltzer et Saucier, 1996 ; England et Molnar, 1997 ; voir Chapitre II), ce qui impose de les reconsidérer, probablement en faisant intervenir une force supplémentaire que nous discuterons dans la dernière partie de ce chapitre.

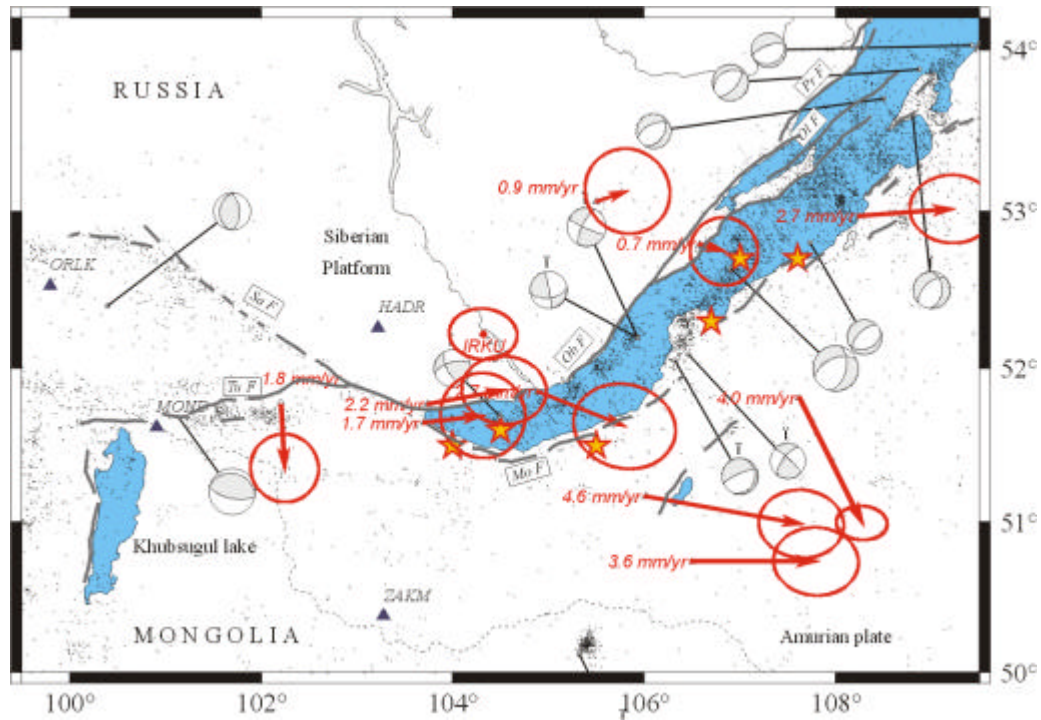


Fig. III-16: Champ de vitesse instantané (référence : IRKU) obtenu après 4 campagnes de mesures GPS réalisées entre 1994-1997 (Calais et al., 1998, Pub. 8). Les points représentent la sismicité 1960-1997, les ballons les mécanismes au foyer principaux, les étoiles jaunes les épicentres des grands séismes historiques.

■ 5. Modèles cinématiques à l'échelle régionale

Après l'examen des caractéristiques du rift, la question est maintenant d'avancer des modèles explicatifs à sa formation et son évolution. Comment expliquer la géométrie et les phases de déformation du rift observées ? Quels processus impliquent-ils ? Quels modes de déformation révèlent-ils ? Quels paramètres contrôlent cette évolution ?

Le but de cette partie est de brièvement rappeler les principaux modèles plans proposés dans la littérature pour expliquer la formation du rift Baïkal, d'en montrer les limites en les confrontant à des données publiées plus récemment (essentiellement données structurales, sismotectoniques et d'évolution spatio-temporelle des contraintes), et enfin de proposer sur la base de nos résultats, complétés par une modélisation par éléments finis (Lesne et al., 1998, pub. 7), un scénario possible d'évolution récente s'ajustant le mieux possible aux données rappelées ci-dessus. J'irai depuis les modèles cinématiques (plus ou moins quantitatifs) aux modèles expérimentaux analogiques et numériques à l'échelle du rift (intégrant mieux la déformation diffuse et donc les variations rhéologiques). Mes critiques de ces modèles seront surtout basées sur les âges d'apparition, la disposition géométrique des structures, et leur cohérence cinématique. L'examen de ces modèles est évidemment fondamental puisque leur degré de ressemblance à la réalité est un test crucial du concept de 'rifting passif'.

■ 5-A. Modèle régional de rotations de blocs rigides

C'est au début des années 80 que des tentatives d'explications (plus ou moins précises) de l'existence du rift Baïkal en terme de mouvements de blocs rigides sont apparues, à travers des modèles 'globaux' (échelle de l'Asie, voir Chapitre I) ou plus régionaux. Notons d'abord que ces tentatives ne peuvent aboutir à un modèle de déformation pleinement satisfaisant, si l'on tient compte de l'état rhéologique éminemment contrasté de la lithosphère asiatique (voir chapitre II-A) et de l'évidente distribution diffuse de la déformation jusqu'au bouclier Sibérien (témoignant de l'état affaibli de cette partie de la lithosphère), comme le révèle la carte de sismicité de l'Asie (Fig. II-2).

Le modèle fondateur est celui de Zonenshain et Savostin (1981). Il est dans notre cas d'étude très attrayant puisqu'il a mis pour la première fois le système Baïkal au cœur d'un modèle « plaquiste » de déformation. Les auteurs sont partis des observations de l'époque (distribution des séismes de magnitude supérieure à 5 et 141 mécanismes au foyer) sur le rift Baïkal pour définir des microplaques environnantes et des pôles de rotation relatifs (Fig. III-17). L'inversion de données sismologiques pour déterminer des pôles d'Euler en domaine continental est très délicate en raison des variations rapides de la déformation (England et Jackson, 1989 ; De Mets, 1992). Par ailleurs, la sélection par les auteurs des azimuts de vecteurs glissement des mécanismes focaux du Baïkal est peu explicite (58 mécanismes sont arbitrairement écartés) et la méthode statistique du choix du plan nodal contestable. L'approche leur permet de proposer une « zone » du pôle de rotation entre les plaques Sibérie (Eurasie stable) et Amour (Fig. III-18). Les auteurs s'appuient sur la disparition des bassins du rift et l'apparition de mécanismes décrochants à partir de 118°E pour justifier une

position probable du pôle à 56.95°N et 117.45°E, zone de lacune sismique relative (Liu, 1983). Cependant, plusieurs problèmes apparaissent, outre les réserves précédentes :

- (1) la dispersion des intersections des perpendiculaires aux vecteurs glissement entre groupes de mécanismes est très importante (Fig. III-18), ce qui démontre les limites de cette détermination en blocs rigides ;
- (2) ce calcul 'instantané' ne peut refléter qu'une position très éphémère du pôle, comme les auteurs le reconnaissent eux-mêmes : or il est utilisé pour justifier l'existence du Baïkal depuis 30 Ma, alors que le caractère biphasé de l'évolution du rift était déjà bien établi (Logatchev et Florensov, 1977, 1978, plus tard développé dans Logatchev et Zorin, 1987) ;
- (3) peu de compression est exprimée dans la ride de Stanovoy à l'Est du pôle, mais plutôt de la transpression sur une grande distance (Tapponnier et Molnar, 1979 ; Kimura et Tamaki, 1986 ; Imaev et al., 1994 ; Doser, 1991b ; Riegel et al., 1993 ; Worrall et al., 1996 ; Fig. III-19) ;
- (4) la vision 'microplaquiste' forcenée des auteurs les amène à imaginer des limites de plaques fantaisistes, comme la faille N-S vers 104°E au sud du lac Baïkal (Fig. III-17, voir Baljinniyam et al., 1993 ; Schlupp, 1996), ainsi que des vitesses de rotation des plaques non contraintes ;
- (5) enfin, ce modèle ne décrit que la période actuelle de l'évolution du rift.

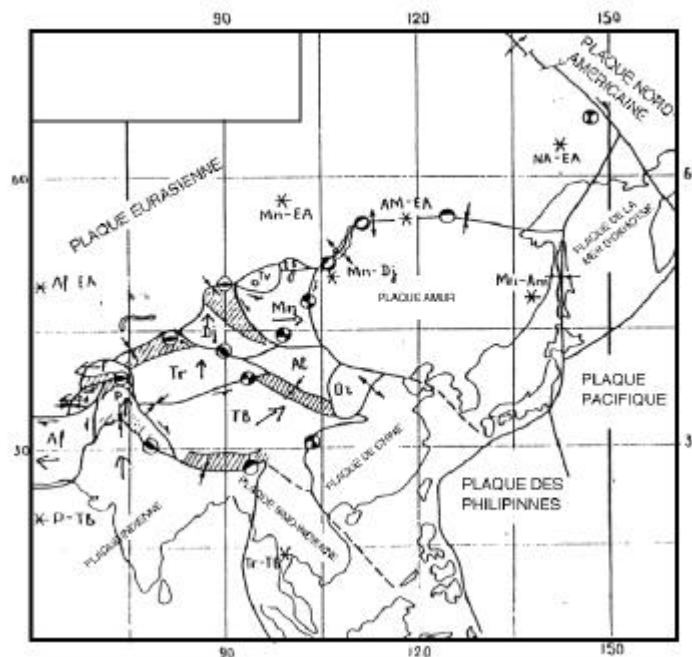


Fig. III-17 : Modèle de plaque proposé par Zonenshain et Zavostin (1981). Les étoiles indiquent les pôles de rotation.

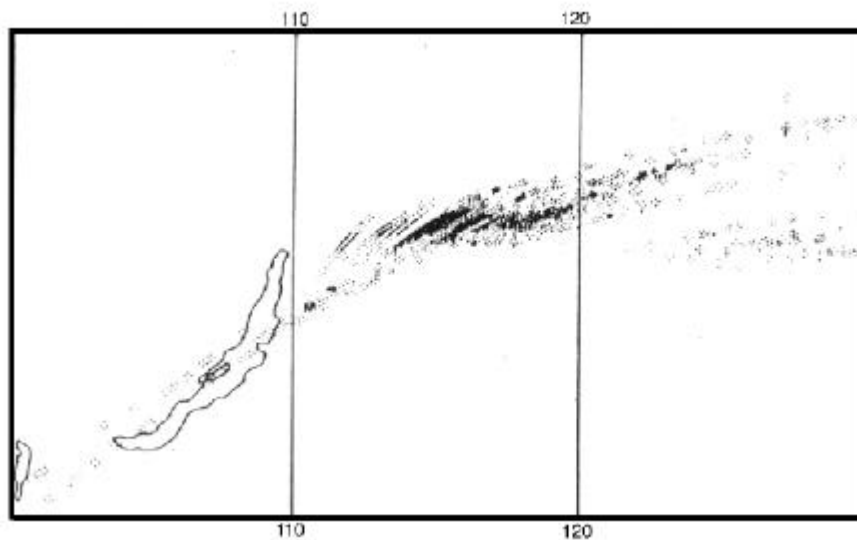


Fig. III-18 : Report des intersections des perpendiculaires aux vecteurs glissement entre groupes de mécanismes au foyer sélectionnées par Zonenshain et Savostin (1981), dans le but de déterminer l'existence et la position moyenne d'un pôle de rotation entre les plaques Amour (SE) et Eurasie (NO).

Par ce modèle, *Zonenshain et Savostin* (1981) ont donc fourni un cadre général au concept de *rifting* passif, suite logique des observations de *Molnar et Tapponnier* (1975) et *Tapponnier et Molnar* (1979). Il est certes trop simpliste, dogmatique et très approximatif, mais offre une première base de discussion quantitative sur l'origine du rift Baïkal. Il a le mérite de remettre clairement en question : (1) l'hypothèse du *rifting* 'actif', très en vogue à l'époque, en reliant clairement l'apparition du rift Baïkal au contexte de collision Inde-Asie, mais sans exclure une contribution du manteau supérieur qui aurait régionalement 'affaibli' la région au préalable; et (2) le modèle peu réaliste des transformantes E-W guidant au nord et au sud l'ouverture du rift (*Sherman et Levi*, 1977), complété ensuite dans *Balla et al.* (1991), voir ci-dessous).

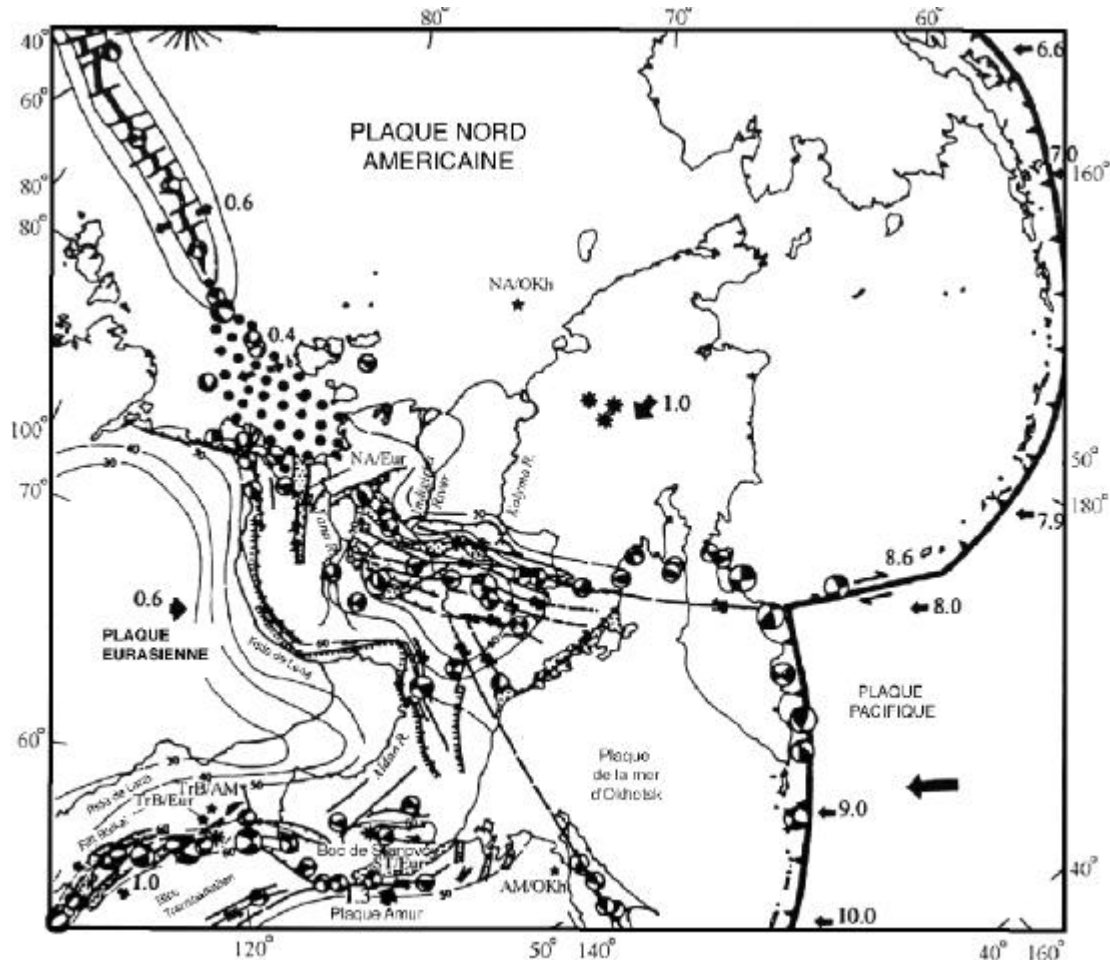


Fig. III-19 : Mécanismes au foyer et principales limites de plaques proposés par *Imaev et al.* (1994) à l'est du rift Baïkal. Les chiffres indiquent les vitesses absolues estimées par ces auteurs. Les courbes de niveau sont les épaisseurs de croûte estimées. La limite entre la 'plaque' (ou le bloc) Amour et la plaque eurasiennne, depuis la terminaison Est du rift Baïkal jusqu'à la mer d'Okhotsk, apparaît mal connue et relativement diffuse (ici les auteurs proposent un bloc entre les deux plaques, le bloc de Stanovoy).

■ 5-B. Modèles en pull-apart

5-B-1. Cadre conceptuel et analogies simples

Le concept de système en *pull-apart* a été introduit par *Burchfiel et Stewart* (1966). Il résulte du jeu d'un système de faille décrochante, donc sub-verticale, provoquant la formation d'un bassin (et donc de failles normales) à l'occasion d'une virgation de la faille (allure sigmoïde ou '*releasing bend*') ou par l'existence d'un 'saut' ('*stepover*') entre deux failles décrochantes (*Christie-Blick et Biddle*, 1985; *Sylvester*, 1988). Cette association entre failles normales et décrochantes est très fréquente dans l'environnement des bassins sédimentaires : les dépressions du système Baïkal n'échappent pas à ce constat (voir § A-1 et B-1.). Ceci a conduit plusieurs auteurs à proposer ce mode d'ouverture pour de nombreuses dépressions du rift. Avant de les examiner, je décris rapidement ici les résultats de deux modélisations expérimentales récentes qui me paraissent reproduire d'assez près des bassins et structures du rift Baïkal à certaines échelles. Je les confronterai alors aux contraintes géométriques et d'évolution spatio-temporelles résumées auparavant. Avantages et inconvénients des expérimentations analogiques ont été évoqués au Chapitre I. J'insiste ici sur l'absence de fabrique initiale du matériau déformé qui limite la comparaison avec la nature.

• *Rahe et al.* (1998) utilisent la rhéologie simple du sable de quartz qu'ils déforment en déplaçant un des blocs du modèle suivant une géométrie en *pull-apart* avec un 'saut' oblique de 40° (donc sans recouvrement ou *overlap*, modèle censé représenter des exemples naturels en Californie). Le découplage est simulé en modifiant les vitesses relatives des deux blocs : si un bloc reste fixe, le découplage est maximum, le bassin asymétrique, et la faille majeure est du côté du bloc mobile. Notons cependant que ce décollement à la base est 'non-ductile'. Au stade I ('initial'), ce sont d'abord des failles normales bordières qui se développent entre les deux décrochements, parallèlement au 'saut' ; puis, au stade II dit 'précoce', une ou plusieurs failles diagonales traversent le bassin, pour finalement devenir jointives aux précédentes au stade III dit 'mature'. *Sims et al.* (1999) ont par la suite amélioré cette modélisation en reproduisant les mêmes expériences dans un modèle bi-couche, avec un niveau de décollement plus ou moins ductile à la base : son épaisseur et sa résistance (en fait le degré de découplage) jouent un rôle important sur la morphologie et le développement du bassin. Les auteurs concluent notamment que si le décollement est 'faible' (fort découplage crustal), le degré d'asymétrie augmente, les symétries opposées sont fréquentes, et les failles décrochantes ont une importance croissante dès le début du développement des bassins, en favorisant notamment leur coalescence.

Ces modèles, quoique rudimentaires, nous indiquent cependant plusieurs points importants relativement au rift Baïkal :

- (1) il paraît possible de générer de grandes failles normales bordières dans un ensemble globalement décrochant : cette observation, bien connue notamment dans les systèmes en échelon, requiert que l'angle entre les failles normales (héritées ?) et le décrochement soit au moins de 25° (*Sanderson et Marchini*, 1984). C'est le cas (à l'échelle du rift) du lac Baïkal et des bassins du rift nord, à première vue (*Logatchev et Florensov*, 1978 ; *Logatchev et Zorin*, 1987, 1992) ;
- (2) Le développement de failles décrochantes diagonales au stade II mime d'assez près le cas du lac, le seul à montrer au moins un grand système en diagonale séparant les dépressions principales assez tôt dans l'histoire du rift (*Delyvaux et al.*, 1997 ; *Moore et al.*, 1997) : ceci suggère un décollement sur un niveau ductile épais sous le lac. Mais ce n'est pas le cas des autres bassins, notamment l'Angara supérieur, en dépit de sa forme en rhomboèdre parfait qui évoque le modèle de *Rahe et al.* (1998) ;
- (3) L'asymétrie (en demi-graben), flagrante dans de nombreuses dépressions du rift, indiquerait un découplage assez fort à la base du niveau cassant, mais plus important encore au niveau de la suture ;
- (4) Le bloc mobile serait théoriquement la plaque sibérienne si l'on considère la faille maîtresse du lac Baïkal à l'ouest, mais plutôt la plaque Amour si l'on considère les bassins du nord du rift. Rappelons simplement que l'héritage tectonique au niveau du lac favorise clairement une zone de faiblesse à pendage SE (suture Hercynienne majeure, dite 'marginale') qui a été réactivée (*Sengör et al.*, 1993 ; *Melnikov et al.*, 1994), ce qui n'est plus le cas pour le nord du rift, installé au sein de la chaîne plissée.

• *Basile et Brun* (1999) utilisent une rhéologie plus réaliste à deux couches (silicone et sable) dans un système en *pull-apart* à 'saut' droit (angle de 90°) qu'ils déforment en déplaçant un des blocs (système asymétrique). Ce modèle est important pour visualiser la chronologie des déformations au cours du temps et l'évolution géométrique (Fig. III-20) : pour de faibles déplacements, un système décrochant se développe d'abord dans la zone de relais depuis les extrémités des décrochements suivant des directions R (de type Riedel synthétique), puis expriment une composante normale de plus en plus importante au cours du temps. La forme en rhomboèdre devient claire quand les failles R' (de type Riedel antithétique) deviennent actives, et les limites décrochantes du modèle basal apparaissent aux bordures (failles Y). Le rapport longueur/largeur (l/w) des bassins est d'abord proche de 4, puis de 2 en fin d'expérience. L'orientation des failles R est en général de 30° dans ces expériences en modèle cassant-ductile, contre 15° dans la théorie ou en modèle 'cassant' (*Faugères et al.*, 1986), en raison de l'interaction entre les mouvements décrochants et normaux ; les failles R' sont elles orientées à 65°. L'angle des failles R et l'importance des failles R et R' varient en fonction du taux de déplacement (Fig. III-21) et de la largeur du 'saut' entre les failles. Enfin une rotation de blocs apparaît avant même le développement des failles, et peut atteindre 20° en fin d'expérience.

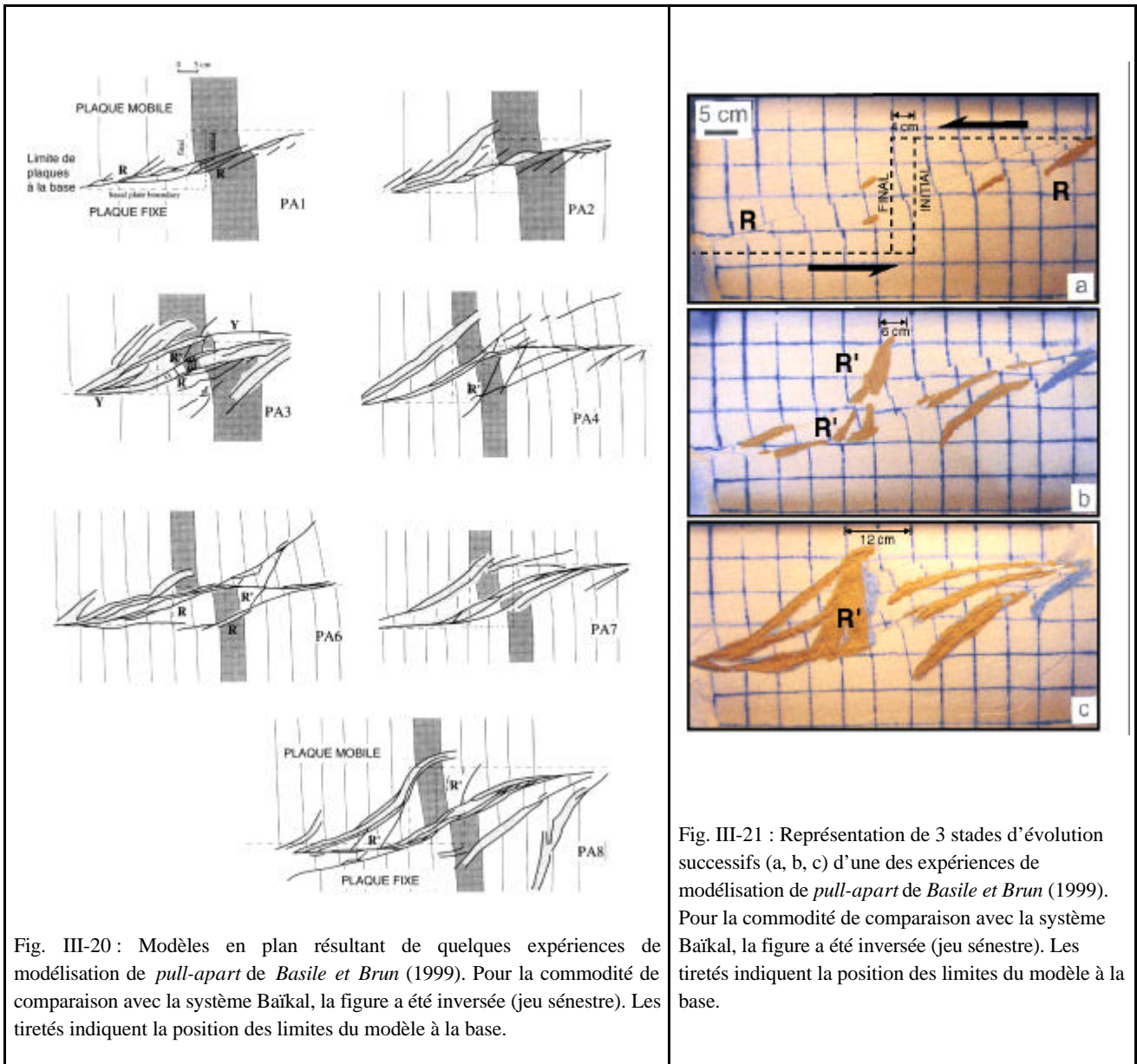


Fig. III-20 : Modèles en plan résultant de quelques expériences de modélisation de *pull-apart* de Basile et Brun (1999). Pour la commodité de comparaison avec la système Baïkal, la figure a été inversée (jeu sénestre). Les tiretés indiquent la position des limites du modèle à la base.

Fig. III-21 : Représentation de 3 stades d'évolution successifs (a, b, c) d'une des expériences de modélisation de *pull-apart* de Basile et Brun (1999). Pour la commodité de comparaison avec la système Baïkal, la figure a été inversée (jeu sénestre). Les tiretés indiquent la position des limites du modèle à la base.

Ces modèles à rhéologie plus réaliste que les précédents nous amènent à valoriser plusieurs aspects importants par comparaison avec les bassins du rift Baïkal et la cinématique décrite auparavant :

- (1) Conceptuellement, ces modèles démontrent qu'une géométrie en *pull-apart* se développe pour de faibles déplacements en décrochement, et que les déplacements décrochant en surface s'expriment de manière très atténuée, et essentiellement dans les phases très précoces du fonctionnement du *pull-apart* : la composante normale devient alors prédominante, essentiellement sur les failles R'. Cette chronologie des déplacements est clairement observée dans le lac Baïkal (Mats, 1993 ; Delvaux et al., 1997, Moore et al., 1997). L'expérience qui évoque le mieux le lac serait PA2. Nous avons vu au §A-2-B que le rapport l/w élevé dans le lac Baïkal (~8) peut s'expliquer par la coalescence des trois bassins du lac par migration des dépo-centres au cours du temps, de manière similaire au bassin de la Mer Morte (Zak et Freund, 1981). Le lac Baïkal pourrait donc, au moins dans la phase de 'rifting lent', fonctionner en *pull-apart* d'après ces critères.
- (2) Spatialement, l'élargissement progressif de la zone de 'rift' au cours du temps sur failles normales de type R', disposées à distance régulière et qui convergent vers les extrémités de la zone déformée, rappelle assez bien le cas des bassins du rift Baïkal nord (comparer les positions des bassins du Barguzin, de Tsipa-Baunt, et de Muya). Cependant, on ne retrouve pas dans le modèle de disposition en échelon des segments de faille.

5-B-2. Application : modèles d'évolution qualitatifs

• *Kimura et Tamaki* (1986), sur la base d'un 'survol' de la tectonique des plaques Amour, Okhotsk et Sibérie au Tertiaire, interprètent l'ouverture du lac Baïkal en deux phases. A l'Oligo-Miocène (Phase I), elle résulte d'un jeu en *pull-apart* sénestre entre les plaques Sibérie et Amour, sur la suture marginale, en raison de la migration vers le N-NE de la plaque Amour, guidée par la collision Inde-Asie (Fig. III-22). Cette phase 'transformante' le long du lac, qui initie le rift dans un système en *pull-apart*, est suivie par une extension globalement EO au Pliocène et à l'actuel (Phase II), correspondant à la phase majeure d'ouverture du rift : ce sont les virgations sud et nord du rift Baïkal qui jouerait alors en 'transformantes' sénestres (Fig. III-22). Cette vision, purement plaquiste et très générale, s'accorde très grossièrement avec l'évolution bi-phasée du *rifting* telle que rappelée au début de ce chapitre, et notamment avec : (1) la phase microtectonique transpressive de la fin Eocène et du Miocène rapportée par *San'kov et al.* (1997), orientée sub-parallèlement au lac Baïkal, appelée 'phase de rift lent' par *Logatchev et Zorin* (1987), ou 'phase proto-rift' par *Delvaux et al.* (1997) ; (2) l'existence de 'zones de cisaillement' aux extrémités du rift au Plio-Quaternaire, impliquant à nouveau un fonctionnement en *pull-apart* avec des failles disposées en échelon pendant la phase II, dite 'rapide' (*Logatchev et Zorin*, 1987). Cependant, ce schéma ne fournit pas d'explications aux changements cinématiques rapides décrits au Miocène terminal et surtout au Plio-Quaternaire (quelles forces ?), et implique une longue phase tectonique compressive aux jonctions sud (Sayan-Khusugul) et nord (monts Stanovoy du rift nord) : or, en dépit de la présence de reliefs (voir §A-1) et d'indices microtectoniques (Fig. III-5), cette dernière apparaît très ténue ou peu évidente d'après les observations de terrain (voir §A-2-B). Ce sont d'ailleurs des réserves que l'on peut faire pour toutes les reconstructions de paléo-contraintes dans cette région (e.g., *Delvaux et al.*, 1997). On ne peut donc exclure à priori ce schéma général, qu'il convient d'améliorer et d'argumenter par d'autres observations.

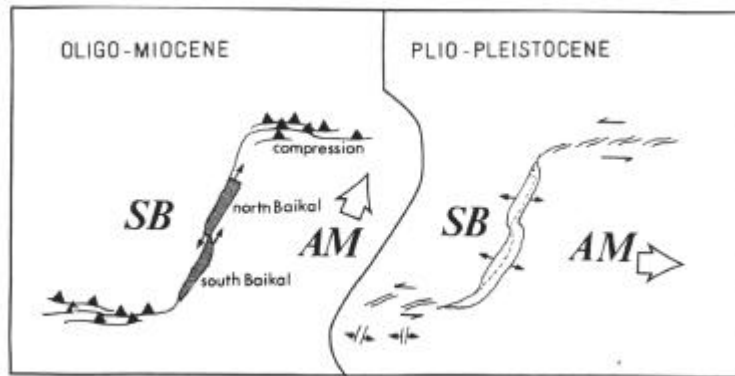


Fig. III-22 : Modèle d'évolution du rift Baïkal en deux phases proposé par *Kimura et Tamaki* (1986).

SB = Plaque Sibérie (Eurasie stable), AM = Plaque (ou bloc) Amour.

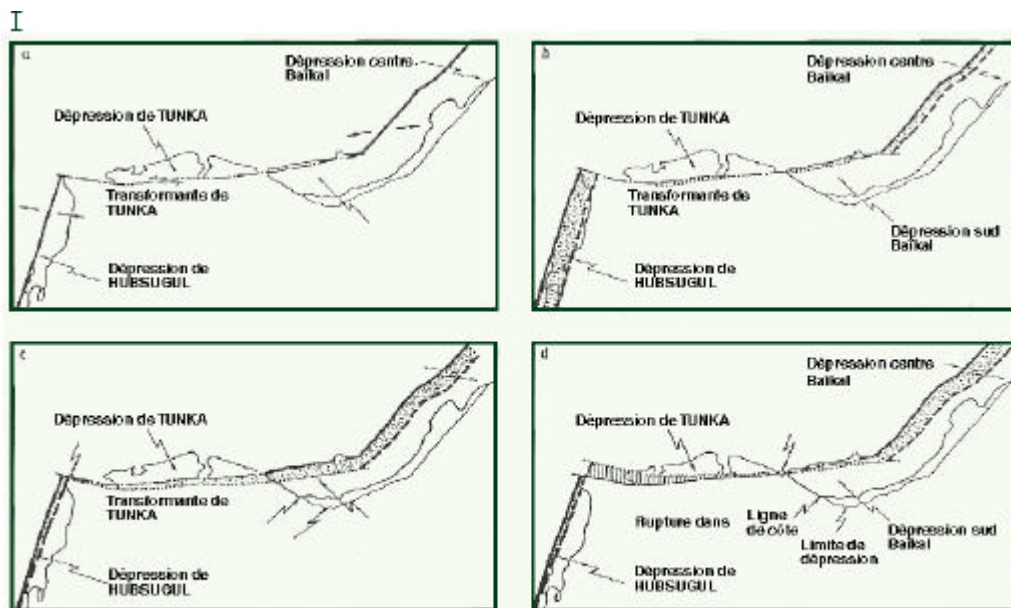


Fig. III-23A (légende page suivante)

Fig. III-23 B.

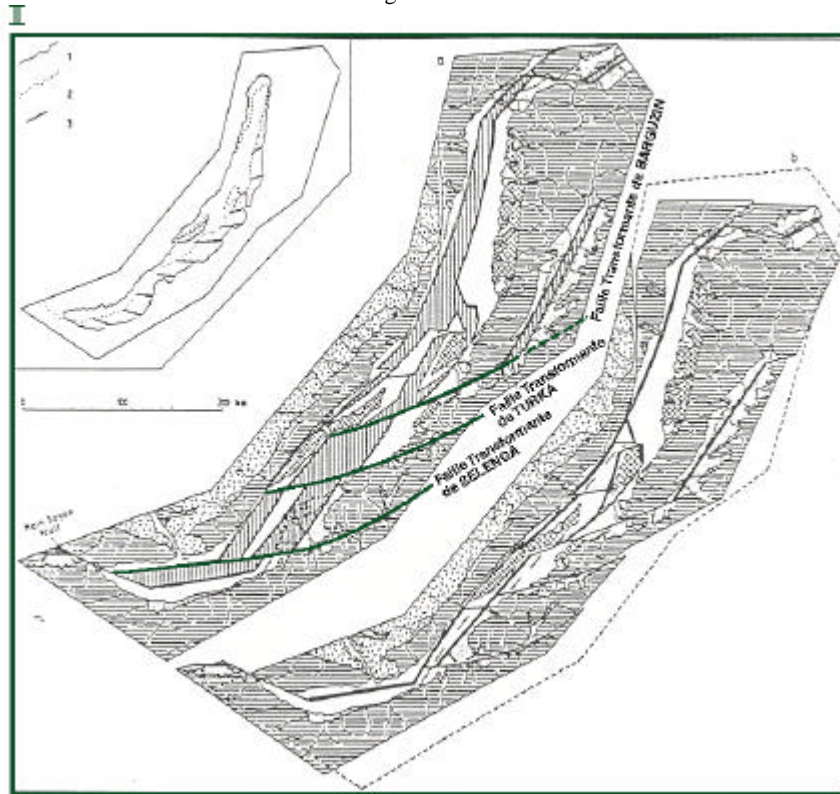


Fig. III-23 : Synthèse de différents modèles d'ouverture en *pull-apart* pour le lac Baïkal, d'après Balla et al. (1991). A : Modèles antérieurs, avec : a) et b) évolution en translation, faisant jouer à la zone de Tunka un rôle de 'transformante' : ce modèle ne reproduit pas la profondeur réelle des bassins Baïkal et Hubsugul ; c) et d) rotations autour d'un pôle proche : ni l'un ni l'autre ne permettent d'ouvrir convenablement le bassin de Tunka ou de reproduire le changement de direction de la rive sud du lac. B : Modèle avancé par les auteurs, avec : a) situation actuelle ; b) situation après ouverture en *pull-apart*. Cette fois-ci l'ouverture est contrôlée au sud par la faille de Sayan. L'encart montre les vecteurs déplacements prédits par le modèle. Le trait plein en b) schématise les failles 'maîtresses' du rift qui vont guider la géométrie d'ouverture.

- Balla et al. (1991) ont résumé quelques modèles cinématiques de mouvements de blocs pouvant expliquer l'ouverture du rift (Fig. III-23). Ils combinent tous des mouvements de rotations plus ou moins complexes qui reviennent à détailler la phase II (*rifting* 'rapide') dans un contexte de *pull-apart* similaire à celui évoqué par Kimura et Tamaki (1986). Les mouvements de la 'mosaïque' de blocs de leur modèle préféré (Fig. III-23B) sont en fait très peu contraints et assez fantaisistes : par exemple, les 3 zones transformantes (Barguzin, Turka, Selenga) ne correspondent à aucune faille active et ne sont absolument pas exprimées dans la sismicité. Par ailleurs, les vecteurs déplacement prédits (encart de la Fig. III-23B) imposent une ouverture dextre très oblique au lac nord et dans la vallée Barguzin, en contradiction avec les données sismologiques et de terrain (Déverchère et al., 1993, **Pub. 2** ; Houdry, 1994 ; Petit et al., 1996, **Pub. 5** ; San'kov et al., 1999, **Pub. 10**). Les auteurs tentent d'expliquer les incohérences entre cinématique instantanée et cinématique 'finie' prédite par des phénomènes de blocage temporaire de mouvements décrochants sénestres près du pôle Mongolie-Amour. Je ne retiendrai ici que le schéma général en *pull-apart*, plausible pour la phase II, mais pas les modalités d'ouverture, qui ne peuvent visiblement pas expliquer les mouvements récents par un simple jeu relatif de blocs indéformables.

- Ruppel (1992a, et manuscrit non publié, 1992b) prolonge le travail précédent par un lien plus solide avec les données (images LANDSAT, épaisseur de sédiments, quantité d'extension) : elle propose un modèle similaire d'ouverture du rift par 'tectonique transformante', c'est-à-dire un méga-*pull-apart* ('fissure extensive') sénestre contrôlée par deux zones cisailantes, Sayan et Udokan (Fig. III-24). Elle prédit notamment un jeu sénestre de 100 km sur la faille du sud-Baïkal par restauration du bassin de Tunka (extension sur la faille normale au nord et décrochement sur la faille sud-Tunka) : les 25 km d'ouverture du bassin sud-Baïkal restant à expliquer seraient liés au jeu sur la faille de Sayan (15 km, décalage de la rivière Irkut) et à l'extension crustale (10 km). Ce modèle expliquerait selon Ruppel (1992b) la très forte subsidence dans le lac (4 km aux bassins sud et centre depuis 4 Ma), qui caractérise les petits bassins en *pull-apart* (Pitman et Andrews, 1985). Elle montre en effet que la quantité d'étirement crustal nécessaire (dans un modèle théorique de développement de bassin) pour produire ces 4 km de subsidence initiale serait d'environ 35% : cette valeur dépasse largement les estimations basées sur les analyses de données (5-15% selon Logatchev et Florensov, 1978, ou d'après

Petit et al., 1997, **Pub. 6**. Enfin, la restauration proposée remettrait en alignement N-S deux champs volcaniques Cénozoïques (Oka au nord, est-Khubsugul au sud, Fig. III-24).

La critique majeure à porter à ce modèle concerne le schématisation des failles et des mouvements : les vecteurs déplacement au nord, la 'zone axiale' représentée du rift, et certaines failles au sud (sud-Tunka, faille au sud de Khubsugul) sont imaginaires et ne reposent sur aucune donnée. Enfin, la tendance à surestimer les mouvements décrochants, pourtant si faibles d'après nos observations de sismicité et de terrain, se retrouve comme pour *Doser* (1991a,b) ou *Balla et al.* (1991), alors que la composante compressive, bien visible au sud-ouest du rift (Bolnai-Khubsugul, voir §A-4.) est ignorée. Ce schéma de déformation, quoique plus complet que les précédents, me paraît donc refléter seulement une partie de la réalité présente, et doit être amélioré en l'ajustant mieux aux données, en l'intégrant dans l'évolution Cénozoïque, et en prenant clairement en compte les contributions isostatiques et dynamiques (forces de volume liées à la topographie, et panaches éventuels).

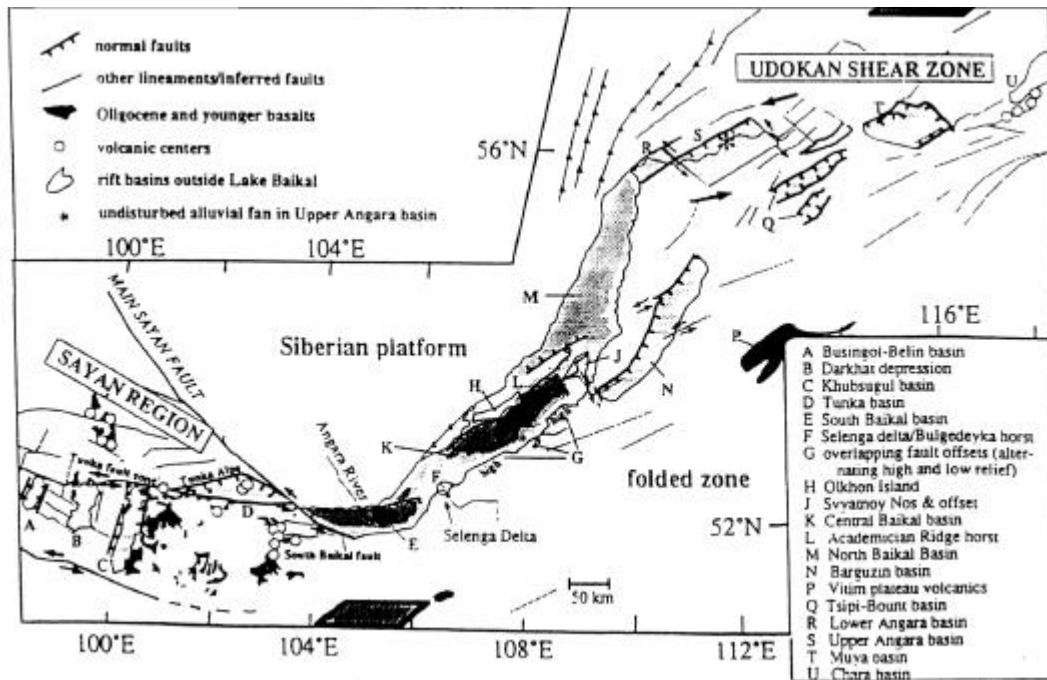


Fig. III-24 : Schéma tectonique interprétatif de la zone de rift Baïkal en 'fissure extensive' guidée par les 'transformantes' de Sayan et Udokan, d'après *Ruppel* (1992b). Ce schéma contredit nos observations de terrain au moins au nord du rift en surestimant la composante décrochante sénestre.

■ 5-C. Modèles en rifting oblique (*Withjack et Jamison*, 1986 ; *Tron et Brun*, 1991 ; *Bonini et al.*, 1997)

Les rifts continentaux et océaniques montrent très souvent une direction d'extension oblique par rapport à la direction du rift, en raison de la réactivation de structures héritées ou de changements du champ de contraintes au cours du temps (voir *Bonini et al.*, 1997, et citations incluses). Le contexte géologique du Baïkal nous incite tout particulièrement à considérer le rôle des structures héritées, par exemple la suture marginale, dans le style de la déformation.

• *Tron et Brun* (1991) ont fourni les bases expérimentales décrivant le rifting oblique dans un modèle cassant-ductile. Le degré d'obliquité est l'angle α entre la direction d'étirement et la direction de la zone déformée. La déformation dans le modèle résulte du déplacement le long d'une discontinuité étroite à la base, transmis par couplage visqueux à la base de la couche de sable. Le degré de couplage entre les deux couches est fonction de la vitesse de déformation (une vitesse faible favorise le découplage). Quel que soit le couplage, plusieurs résultats rappellent très directement le cas du rift Baïkal nord (Fig. III-25) : (1) les failles se disposent en échelon, avec de larges recouvrements ; (2) la direction des failles n'est jamais exactement perpendiculaire à la direction d'étirement : cette obliquité est caractéristique du rifting oblique, et révèle toujours un jeu dans le sens de cisaillement général, qui diminue quand α augmente ; (3) le pendage des failles est plus fort qu'en régime extensif normal ; (4) pour des obliquités fortes (α faible), les failles sont plus

proches, assez linéaires, la zone de déformation devient étroite, et un partitionnement entre failles à dominante décrochante ou normale apparaît ; (5) la déformation ne migre pas d'un bout à l'autre de la zone déformée, mais montre au contraire un développement simultané, qui invalide donc l'idée d'une propagation longitudinale du rift ; (6) enfin, les réseaux de faille, d'abord courts et étroits, tendent à élargir la zone de déformation au cours du temps et délimitent des blocs asymétriques, avec, en fin d'expérience, des failles normales périphériques (au bord du modèle) et des failles décrochantes au centre.

L'étude menée dans la région du rift nord, résumée dans *San'kov et al. (1999)*, **Pub. 10**, nous permet de mettre en évidence une ressemblance étroite avec le modèle de la Fig. III-25 pour $\alpha = 30$ à 40° environ. Les 6 observations précédentes sont vérifiées. Si l'on renverse le schéma de faille pour $\alpha = 30^\circ$ (cas de divergence symétrique), on peut même reconnaître la plupart des bassins décrits en disposition, géométrie des failles, et ordre d'apparition (comparer avec la Fig. III-27, extrait de *San'kov et al., 1999*, **Pub. 10**). L'angle d'obliquité entre les directions de faille ($\sim 60^\circ$) et la direction moyenne d'extension déduite des mesures Holocène ($\sim 130^\circ$) est comparable à celle prédite dans ce modèle. Par ailleurs, les rotations de blocs supposées antihoraires d'après l'analyse sismotectonique (*Petit et al., 1996*, **Pub. 5**) se produisent aussi dans le modèle. La seule différence importante est la moins grande continuité des failles dans le cas naturel. La comparaison quantitative est bien sûr limitée : ces similitudes ne sauraient être une démonstration, mais elles sont sensiblement plus fortes pour cette partie du rift que les modèles en *pull-apart* au sens strict.

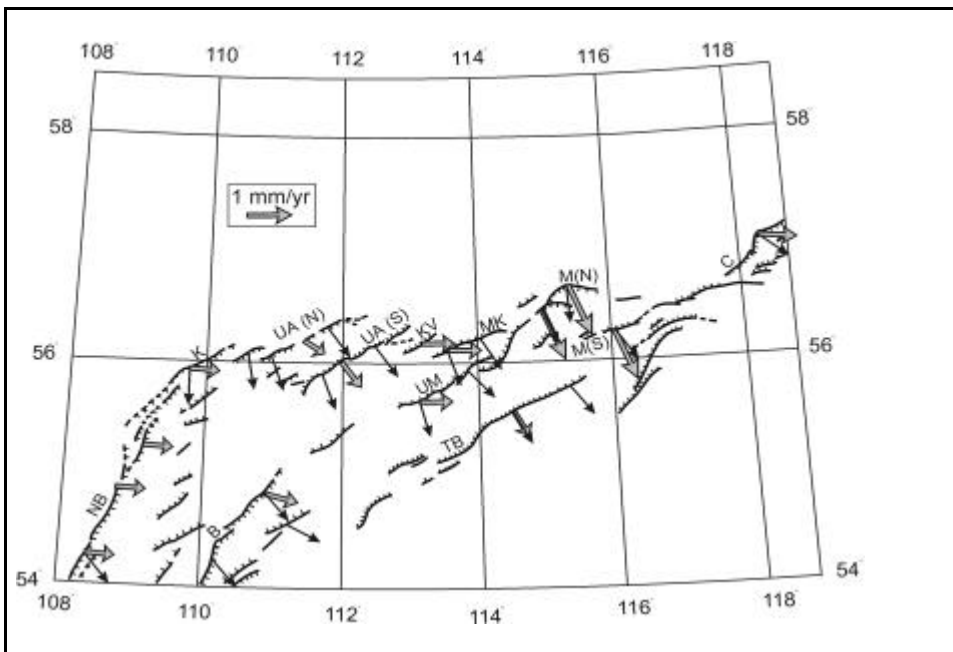
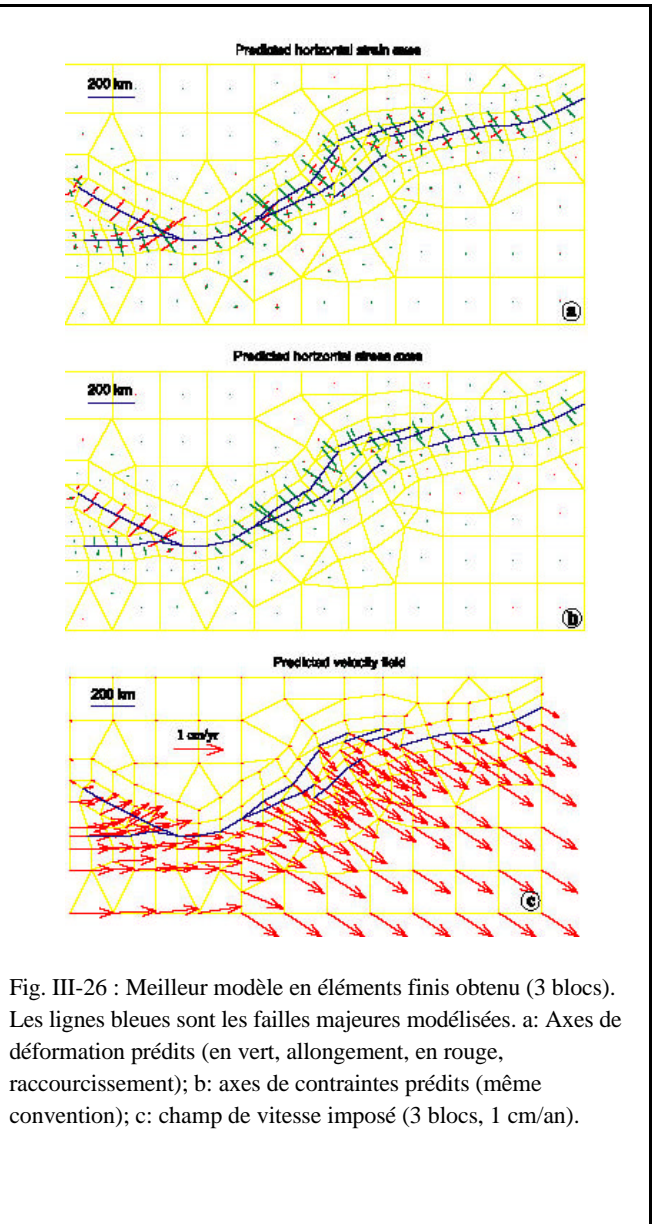
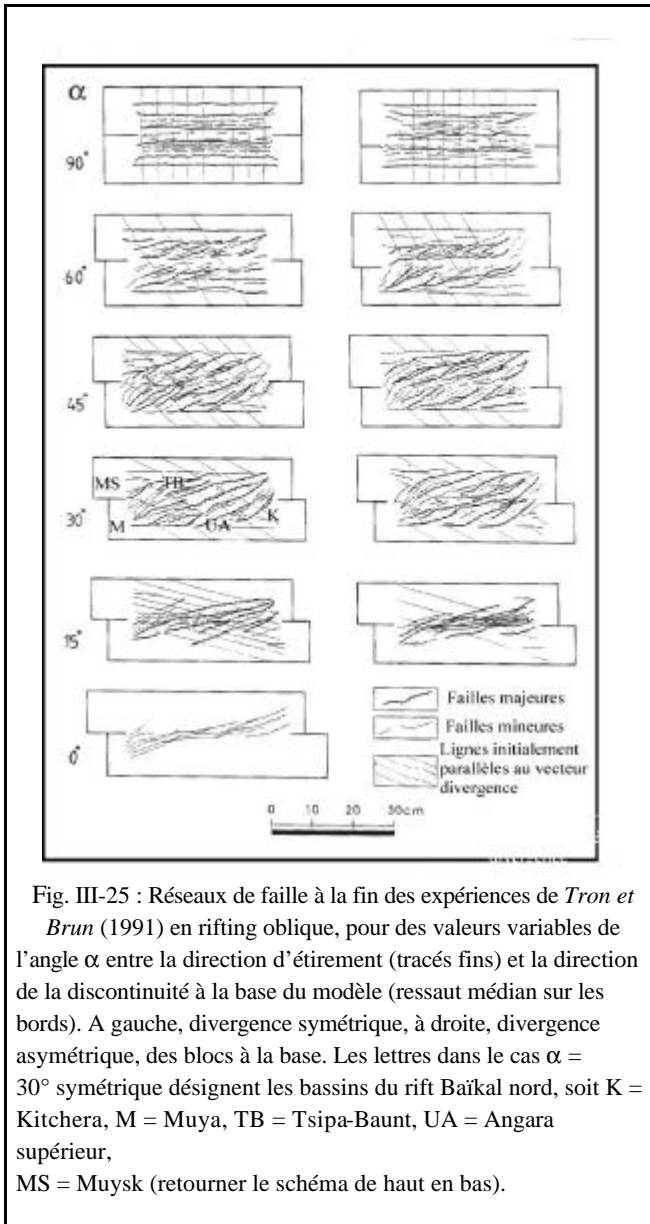
■ 5-D. Modèle plan en éléments finis (*Lesne et al., 1998*, **Pub. 7**)

Nous terminons cet examen des modèles cinématiques de déformation en présentant une tentative de restitution plane du champ de contraintes et de déformation récent sur l'ensemble du rift. Pour se faire, nous avons utilisé un code en éléments finis (TECTON). La lithosphère est modélisée par un fluide visco-élastique incompressible newtonien, de rhéologie uniforme. Nous nous ramenons à un problème en deux dimensions (conditions de contraintes planes, hypothèse de plaque mince). Un réseau de failles simple est modélisé en introduisant un degré supplémentaire de liberté pour chaque nœud sur la faille dans la direction de glissement (méthode dite du "*slippery node*"). Comme la friction n'est pas modélisée, la contrainte cisailante accumulée sur les failles est entièrement transformée en déplacement.

Le but de la modélisation est de tenter de rendre compte du champ de déformation observé dans un modèle purement passif où les conditions aux limites sont:

- (1) plaque eurasiatique fixe (condition de déplacement nul à la limite septentrionale du modèle);
- (2) bords Ouest et Est du modèle libres (le fait de fixer le bord Ouest ne change pas significativement les résultats);
- (3) bordure méridionale du modèle mobile, avec déplacements variant du Sud-Est à l'Est pour les plaques Amour et Mongolie.

Nous avons essayé différents modèles de déplacement, et comparé chaque fois les champs prédits aux champs observés tout le long du rift. Il apparaît nécessaire d'introduire trois blocs et non deux pour arriver à reproduire les déformations observées (voir le modèle retenu, Fig. III-26): un mouvement différentiel doit être introduit entre le bloc Mongolie et le bloc Amour, d'une manière assez proche de ce que proposent *Zonenshain et Savostin (1981)* dans leur modèle de plaque. Le bloc Amour aurait une composante de déplacement vers le sud que n'aurait pas le bloc Mongolie: c'est clairement ce que nous indiquent les résultats GPS les plus récents en Mongolie, ainsi que la synthèse des vecteurs glissement en Mongolie du Nord (Fig. III-15). Cette solution n'impose pas pour autant une limite nette entre les blocs Amour et Mongolie: elle est probablement diffuse (voir §5-A). Le fait que ce modèle simpliste néglige les forces verticales tout en parvenant à rendre assez bien compte des déformations observées est pour nous un argument fort pour penser que l'ouverture du rift est guidée (au moins pour l'actuel et le Plio-Quaternaire) par des forces horizontales en relation avec la cinématique en champ lointain. Sans exclure le rôle de forces verticales, notre modèle permet donc de douter de la nécessité d'invoquer un processus de *rifting* actif dans le cas du Baïkal.



B. Mécanismes de l'ouverture et structures profondes du rift Baïkal

Nous avons compris au Chapitre I toute l'importance à élargir notre connaissance des rifts vers la profondeur, afin de comprendre les processus qui déterminent le mode d'ouverture et sont à l'origine des déformations observées. Les observations de la première partie de ce chapitre nous ont essentiellement permis de définir un degré de logique cinématique dans le temps et l'espace, mais aussi, par l'analyse de la topographie et de la distribution des contraintes, de relever des indices de processus dynamiques agissant sur la lithosphère dans cette région de l'Asie. Je vais réunir ici les éléments concernant la géométrie crustale, lithosphérique, l'état rhéologique, et le degré d'hétérogénéité de la lithosphère dans la région du Baïkal, ce qui permettra d'avancer des hypothèses sur son comportement mécanique et les mécanismes qui président à son fonctionnement parmi ceux évoqués généralement (Chapitre I). Je présente ici les principaux résultats que nous avons obtenus concernant le lien entre la distribution en profondeur des séismes et la géométrie des failles actives, les anomalies de vitesse sous le rift et également en Mongolie du Nord, la géométrie du Moho et la compensation isostatique des reliefs, le degré de couplage de la croûte supérieure et du manteau, et enfin une modélisation numérique récente de la déformation anélastique au Nord du lac Baïkal.

1. Segmentation des failles et épaisseur sismogène

Je ne discuterai pas ici de la segmentation à proprement parler du rift : nous avons vu dans la partie A de ce Chapitre que la plupart des bassins sont en demi-graben, contrôlés de manière évidente par une des failles bordières (Moore et al., 1997 ; Hutchinson et al., 1992), et que le rift présente dans son ensemble deux virgations majeures (au sud et au nord du lac), dont seule la partie sud peut avoir éventuellement valeur de « transformante » (Ruppel, 1992a,b). Tous ces caractères sont finalement assez communs dans les rifts continentaux récents et actifs (voir Chapitre I).

La segmentation des failles le long des rifts est par contre moins évidente et a attiré l'attention des chercheurs depuis longtemps. Il convient d'abord de choisir une définition d'un segment de faille, qui peut être sismogène (rupture par un séisme), géométrique, ou structurale : la notion de discontinuité d'une zone de faille peut alors être précisée (voir références dans De Polo et al., 1991). La notion de segment sismogène, bien qu'arbitraire, a l'intérêt de tenter de définir le potentiel d'un système à générer une grande rupture (Jackson et White, 1989), ce qui a évidemment d'importantes conséquences sur l'évaluation du risque sismique. Nous la prendrons dans notre cas, en considérant que des décalages latéraux ou en échelon de 1 à 2 km sont susceptibles d'arrêter la rupture (voir références dans Jackson et Blenkinsop, 1997). Dans le cas du rift Baïkal, étant donné l'état apparent du réseau de failles actives à la surface (failles longues, bien connectées), je choisis ici de parler de 'segment' et non de 'fragment' (Meghraoui et al., 1999), ce qui suppose implicitement que les ruptures atteignent la base de la couche sismogène.

Dans ce contexte, le lien possible entre la longueur des segments et l'épaisseur sismogène de la croûte (qui se confond plus ou moins avec la partie résistante de la croûte supérieure) est important à définir. Jackson et White (1989) ont proposé que l'épaisseur sismogène, et en conséquence, l'épaisseur élastique équivalente (EEE, voir Chapitre I-B-3), influence la continuité latérale des failles normales qui se forment dans les rifts et la largeur des blocs basculés et des grabens, où les profondeurs focales sont souvent de l'ordre de 15 km ou moins, et les longueurs de faille de ~20-25 km.

La question posée par Jackson et Blenkinsop (1993) a alors été de vérifier si des segments plus longs existent dans les parties plus épaisses et plus résistantes des rifts. La réponse est positive dans le rift est-africain, où les profondeurs focales des séismes modérés atteignent 40 km, l'EEE environ 35 km, la largeur des bassins 50 km, et la rupture co-sismique 100 km ou plus (Jackson et Blenkinsop, 1997 ; Ebinger et al., 1991). Les corrélations exactes entre EEE, épaisseur sismogène, largeur des grabens, et longueur des segments et des bassins ne sont pas simples à définir le long d'un système de rift, par exemple en raison de la segmentation le long de l'axe (Hayward et Ebinger, 1996). Néanmoins, des correspondances apparaissent clairement, si l'on tient compte du fait que la plupart des grands séismes montrent un fonctionnement en plusieurs segments, à la fois sur le terrain et par l'analyse des sismogrammes (voir exemples dans Jackson et Blenkinsop, 1997).

Quelle est la situation dans le rift Baïkal ? La dimension des failles actives du Baïkal a été sommairement rappelée au §A-3 (Fig. III-4). Le long de la suture majeure (Melnikov et al., 1994 ; Delvaux et al., 1995), on trouve la plus grande continuité des failles (jusqu'à 250 km pour la faille Baïkal nord par exemple, voir Houdry, 1994). Les segments les plus longs que l'on peut y définir sont de l'ordre de ceux trouvés à Bilila-Mtakataka par Jackson et Blenkinsop (1997), soit 100-120 km (Baïkal Nord) voire 150 km pour les failles de Obruchevsky et Morskoy (Baïkal Sud, voir références dans Calais et al., 1998, **Pub. 8**). Dans la partie nord du rift, on a décrit sommairement des segments de faille plus courts (20 à 30 km), latéralement espacés de la même valeur, dans la partie en rifting oblique installée au sein de la chaîne plissée (Déverchère et al., 1993 ; **Pub. 2**) : ces valeurs et ces lois d'échelles se rapprochent de celle communément retrouvée dans les 'petits' rifts et indiquent un contrôle évident de l'épaisseur de la croûte cassante (Jackson et White, 1989). La sismicité historique et instrumentale est malheureusement mal contrôlée : au sud du rift, les magnitudes estimées révèlent des valeurs de l'ordre de 7.5-7.7, et des longueurs de rupture potentielles dépassant les 150 km (Calais et al., 1998, **Pub.**

8). La segmentation des séismes majeurs en plusieurs sous-segments peut être argumenté par le séisme de Muya (1957, $M=7.6$), répartis en 3 sous-événements (Doser, 1991b), mais les traces de surface sont peu contraignantes (Houdry, 1994 ; Déverchère et al., 1993 ; Pub. 2).

Nous avons tenté dès 1989 d'estimer l'épaisseur sismogène dans le rift Baïkal, bien que sujette à des variations liées au contexte géologique (voir Chapitre I, §B-1C). Dans les zones où le réseau sismologique était favorablement implanté (rift Nord), nous avons caractérisé des profondeurs 'courantes' de 25-30 km le long de failles relativement planes ou dans des essaims (Déverchère et al., 1993 ; Pub. 2), et des valeurs maximales atteignant 40 km (Déverchère et al., 1991 ; Pub. 1). Les 10 premiers kilomètres apparaissent relativement asismiques. Plus récemment, nous avons tenté une relocalisation de 670 séismes situés à moins de 40 km de 9 stations ayant fonctionné depuis 1971 (Fig. III-28). Le résultats obtenus montrent la plus forte activité sismique à un niveau crustal intermédiaire (10-20 km). La vitesse moyenne dans la croûte est $V_p=6.1$ km/s, et les séismes les plus profonds sont à 37 ± 3 km, valeurs qui rappellent tout à fait celles trouvées dans le rift Nord-Est ou dans certaines parties du rift est-africain. A titre préliminaire, nous avons tenté des corrélations avec l'épaisseur crustale et le flux thermique (Lysak, 1995) : il semble que les lieux où les séismes superficiels augmentent en proportion relative coïncident avec une croûte plus mince et un flux accru (70 mW/m² contre 40 mW/m²).

Nous trouvons donc des similitudes frappantes entre les branches 'froides' du rift est-africain et le rift Baïkal, et vérifions donc dans une certaine mesure les corrélations entre épaisseur sismogène, longueur des failles et taille des bassins, même si l'imprécision sur les profondeurs des foyers sous le lac ne nous permet pas pour l'instant d'établir des corrélations très précises. Les implications de cette sismicité anormalement profonde (phénomène finalement très général dans les grands rifts) en terme de rhéologie crustale sont encore difficiles à cerner. Foster et Jackson (1998), notant l'épaisseur sismogène comparable (~35 km) dans le rift Est-Africain, en déduisent que la croûte inférieure (supposée être à des températures de 325-475°), doit avoir une composition mafique 'sèche' pour se déformer sismiquement. Ils proposent donc de modifier la composition quartzo-feldspathique 'humide' traditionnellement utilisée (Scholz, 1988). Ceci peut s'avérer être un élément déterminant pour expliquer ce phénomène, notamment en présence de vieux cratons archéens. Il restera à préciser dans l'avenir les facteurs qui peuvent amener la croûte inférieure à s'enrichir en intrusions mafiques avant et pendant le *rifting*: fusion métasomatique dérivée de l'asthénosphère? Mise en place importante de gabbros syn-rift, notamment dans les contextes de *rifting* lent et froid? Action de l'érosion amenant à la surface des roches de la croûte moyenne et inférieure, et favorisant l'accroissement global de densité de la croûte restante? C'est un des enjeux de ces résultats qui devrait amener à considérer sous un jour nouveau la rhéologie de la croûte inférieure dans les systèmes extensifs.

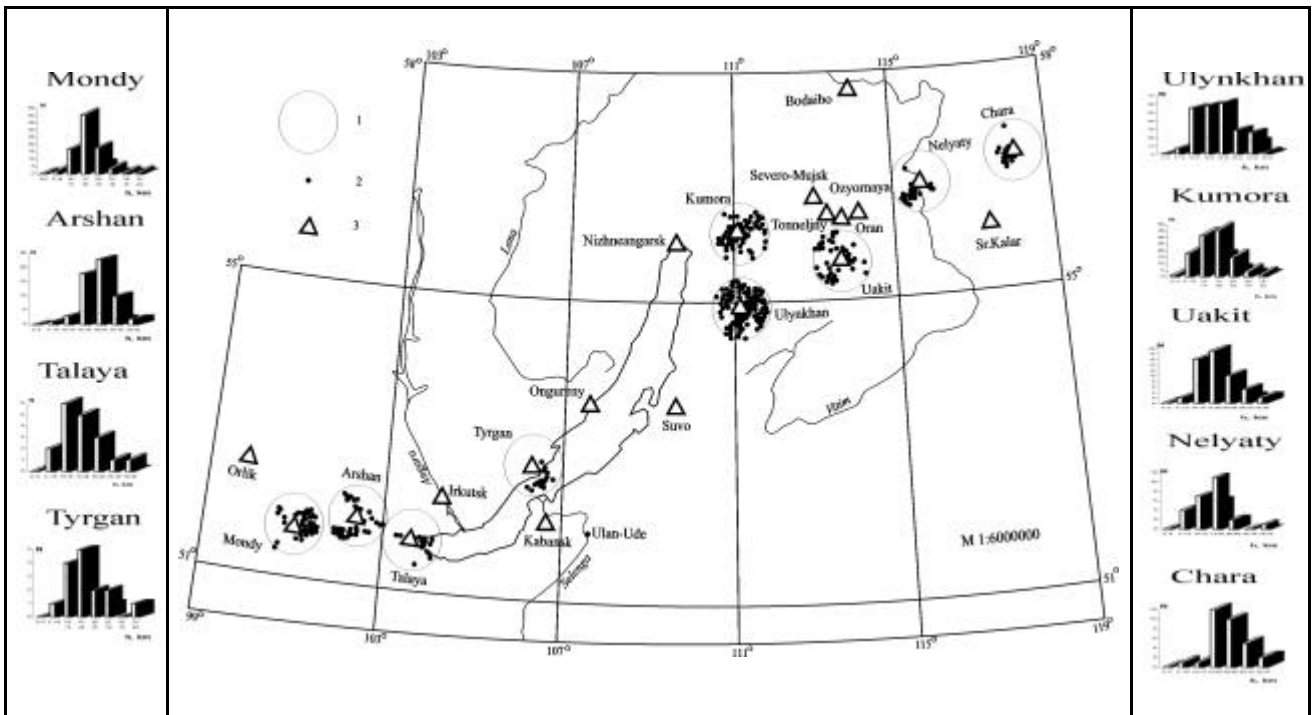


Fig. III-28 : Carte indiquant les positions des séismes récemment relocalisés dans le rift Baïkal, à proximité des stations, en utilisant la procédure décrite dans Déverchère et al. (1991), et histogrammes montrant la distribution des séismes en profondeur aux 9 stations sélectionnées. Les graduations horizontales des histogrammes sont espacés de 5 km à partir de la surface.

2. Tomographie sismologique, vitesses de phase et dispersion des ondes sous la zone de rift

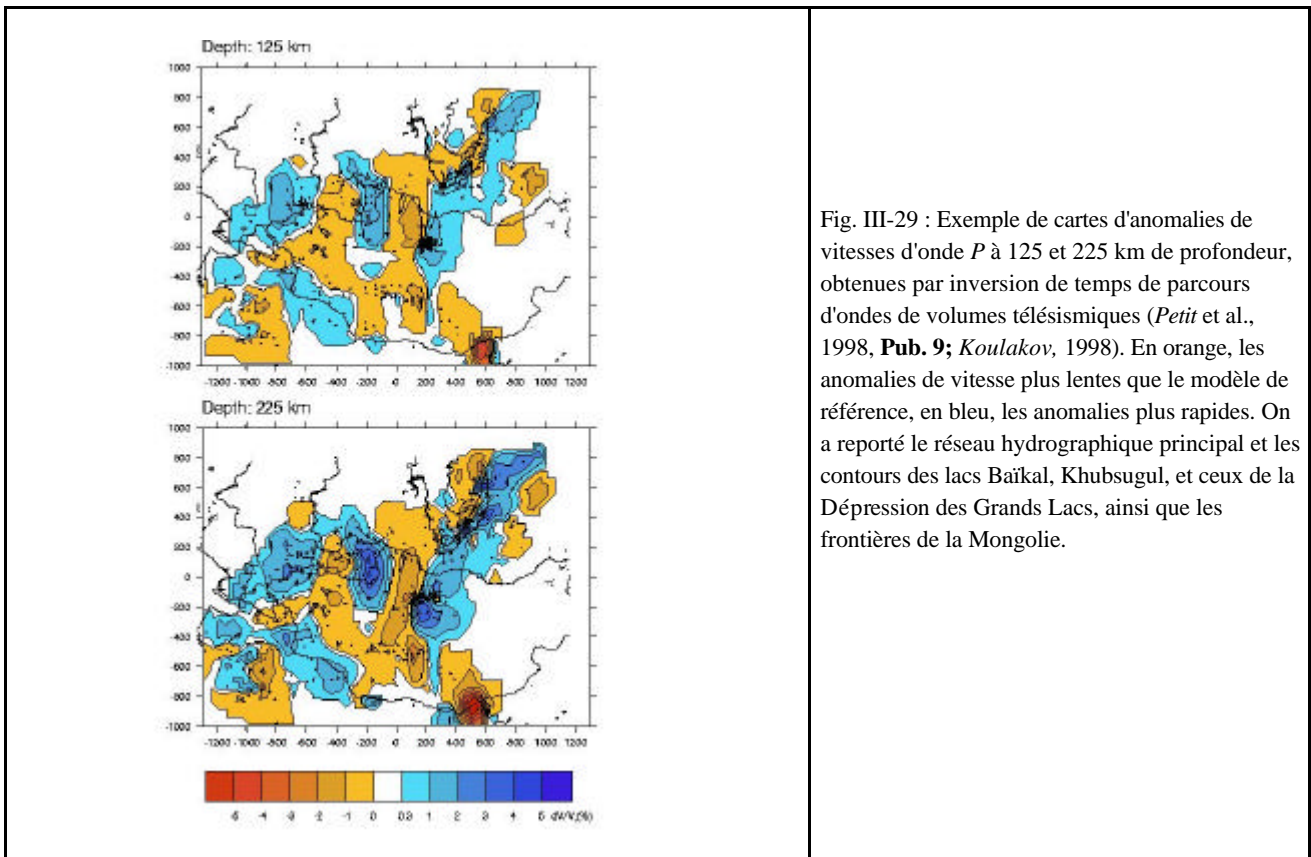
Au Chapitre I, nous avons rappelé pourquoi il convenait d'être très circonspect quant aux mesures et à l'interprétation des images issues de traitements d'ondes (§A-2), et quels indices convergents à l'échelle globale ou régionale permettaient cependant de différencier radicalement la structure profonde du rift Baïkal de celle du rift est-africain (e.g., *Grand et al.*, 1997 ; *Van der Hilst et al.*, 1997 ; *Curtis et al.*, 1998 ; *Ritzwoller et Levshin*, 1998). L'étude des variations d'amplitude d'onde de *Rapine et al.* (1997) montre notamment une forte atténuation d'ondes S sous la Mongolie, qui n'était pas reconnue jusqu'alors.

Le débat tout récent sur la dispersion des ondes SKS sous les rifts (*Gao et al.*, 1997, 1999 ; *Vauchez et al.*, 1999) pose le problème de l'interprétation de ces mesures. Dans le Baïkal, *Gao et al.* (1994b) et *Davis et al.* (1997) ont remarqué que les directions de polarisation rapides sont perpendiculaires à l'axe du rift, et sont parallèles à la direction de déformation moyenne et la direction de déformation calculée 'finie' imposée par la convergence Inde-Asie (*Houseman et England*, 1993, 1996). Cette affirmation est cependant partiellement erronée, car *Gao et al.* (1997), sur une base de données identique, déterminent en fait 2 directions de polarisation rapide, l'une parallèle au rift, l'autre perpendiculaire. La composante parallèle serait pour ces derniers explicable par un alignement de 'cracks' magmatiques, ce que contestent *Vauchez et al.* (1999), qui considèrent plutôt une interprétation en 'coin' asthénosphérique étroit. Concernant la composante perpendiculaire au rift, *Davis et al.* (1997) s'appuient sur le résultat de *Gao et al.* (1994a) pour conclure à l'influence majeure d'une remontée asthénosphérique qui atteindrait la base de la croûte. Cependant, on doit d'abord remarquer que la perturbation de vitesse des ondes P est seulement de -5% pour le Baïkal, contre -8% pour le rift du Rio Grande et -12% pour le rift Est-Africain, ce qui implique que le manteau sous le rift Baïkal n'a subi qu'une fusion partielle insignifiante (contre 2 à 3% pour le rift Est-Africain). Par ailleurs, le contraste de densité entre l'asthénosphère et la lithosphère choisi dans la modélisation de *Gao et al.* (1994a) est si faible (-0.6%, 20 kg/m³) que les anomalies observées peuvent être expliquées par un modèle a priori différent, où la remontée asthénosphérique est beaucoup moins importante (voir discussion dans *Petit*, 1996, thèse ; *Petit et al.*, 1997, **Pub. 6**, et *Petit et al.*, 1998, **Pub. 9**). Par ailleurs, l'inversion de *Gao et al.* (1994a) montre de larges incertitudes (correspondant à une erreur moyenne sur de la limite asthénosphère-lithosphère de ± 17 km), et la quantité et la qualité des données laissent supposer la possibilité d'un ajustement possible à ces données avec un modèle assez différent.

On conçoit donc qu'à partir de ces éléments, on puisse s'interroger sur l'importance et l'extension latérale d'une remontée asthénosphérique sous le rift Baïkal (cas de rift qui n'est d'ailleurs plus discuté dans le 'Reply' de *Gao et al.*, 1999). Ce débat est d'importance car si le dôme asthénosphérique est important, alors il favoriserait une interprétation du Baïkal en terme de *rifting* actif. Nous avons donc entrepris d'étudier la structure en vitesse dans les alentours du rift en utilisant à la fois les données sismologiques régionales et les enregistrements aux stations mondiales. L'utilisation d'un réseau local et régional au Nord du rift (*Petit et Déverchère*, 1995, **Pub. 4**) nous a permis de procéder à une inversion simultanée des hypocentres et du modèle de vitesse, par 'blocs'. Bien que de résolution limitée, notre résultat montre l'absence d'amincissement marquée sous cette partie du rift : nous détectons une 'marche' importante du Moho (8 km), que nous attribuons à la fois à l'héritage anté-rift et à l'effet de rebond flexural syn-rift. L'absence d'amincissement est en apparence compatible avec un contexte de *rifting* oblique à faible quantité d'extension. Nous avons ensuite complété la base de données de temps d'arrivée pour pratiquer une inversion télé-sismique et régionale sur un domaine plus large (*Petit et al.*, 1998, **Pub. 9**; Fig. III-29). Pour les données télé-sismiques, nous avons utilisé 36 000 temps d'arrivée P du catalogue ISC (500 séismes) par la procédure de *Koulakov* (1998), dit 'schéma inverse', suite à sa bourse post-doctorale d'un an obtenue pour une affectation à *Géosciences Azur*. Pour la tomographie locale, 578 séismes ont servi à l'inversion. La géométrie des rais et la position des stations permettent d'avoir une résolution latérale raisonnable dans la gamme de profondeur 100-400 km environ par l'information télé-sismique, et à des profondeurs de 15-70 km par l'inversion locale. L'anomalie majeure (réduction de vitesse relative de 4%) est une cellule orientée N-S (Fig. III-29), qui correspond de très près à la zone volcanique Cénozoïque diffuse qui s'étire sur 1200 km à travers la Mongolie, sur une largeur de 400-600 km (*Kiselev*, 1987 ; voir §A-2-C), et correspond plutôt à un bombement topographique (§A-1). Une anomalie comparable en direction, mais de moindre intensité, et apparemment moins profonde, se trouve sous la dépression 'des Grands Lacs' (§A-1, Fig. III-1 et Fig. III-29). Sous le rift, le modèle télé-sismique n'indique pas de forte et large anomalie de vitesse négative, mais plutôt une zone atténuée qui longe la plateforme sibérienne. La tomographie locale indique des zones atténuées localement près des pointes sud et nord du lac Baïkal, à des profondeurs de 45-70 km. Ces atténuations 'superficielles' (non enracinées) au niveau du manteau supérieur ou de la croûte inférieure peuvent expliquer les réductions de vitesse obtenues dans ces zones par méthodes sismiques ou mesures magnéto-telluriques (*Puzirev et al.*, 1978 ; *Popov*, 1990 ; *Krylov et al.*, 1991). Elles peuvent être interprétées comme le témoin de différents mécanismes : sous-placage, fluage, intrusions magmatiques étroites (voir Chapitre I).

Ce résultat, combinées aux observations de variations du champ de contraintes, nous ont amené à proposer un modèle schématique de l'influence du manteau sous forme d'un mini-panache localisé non pas sous le rift Baïkal, mais sous la Mongolie septentrionale, et qui pourrait modifier faiblement la structure thermique dans cette région et dans la

partie sud du rift Baïkal (en bon accord avec la répartition du volcanisme Cénozoïque, voir §2-C, Fig. III-6, et *Kiselev*, 1987). Elle nous conduit à invalider l'hypothèse d'une remontée asthénosphérique majeure et 'active' sous le rift. Le modèle de panache représenté sur la Fig. 9 de *Petit et al.* (1998, **Pub. 9**) est très schématique et veut matérialiser ce rôle localisé et affaiblissant mais non moteur du manteau supérieur. Il ne cherche pas non plus à décrire la géométrie de la déformation dans la lithosphère inférieure, qui ne peut évidemment pas dans ces conditions se faire sous forme de failles, mais plutôt de zones cisailantes plus ou moins localisées.



3. Gravimétrie et modélisations thermo-mécaniques

Les modélisations gravimétriques en 'statique' dans le rift Baïkal ont permis dans les années 1980 de définir des variations importantes d'épaisseur de croûte entre la plateforme sibérienne (~42 km) et les chaînes plissées (~45-50 km), et un amincissement limité sous le rift, de 10 à 7 km du nord au sud du lac, et moins encore dans le rift nord (*Zorin*, 1981 ; *Logatchev et Zorin*, 1992). Les études d'admittance (*Diament et Kogan*, 1990 ; *Ruppel et al.*, 1993), tout comme les modélisations de *Van der Beek* (1997), ont fourni des valeurs d'EEE (épaisseur élastique équivalente) élevées (30-50 km) qui ont conduit à estimer une forte résistance relative du rift à l'extension. Les modélisations que nous avons menées sous l'impulsion de *Genya Burov* (*Burov et al.*, 1994, **Pub. 3** ; *Petit et al.*, 1997, **Pub. 6**) ont globalement confirmé ce schéma général. Pour des longueurs d'onde de quelques dizaines de kilomètres, il est maintenant classique de modéliser l'effet de la "flexuration" (ou flexion) lithosphérique, en négligeant les variations de densité de la croûte, afin d'ajuster le modèle aux données. La modélisation 'dynamique' utilisée a permis de tester l'effet de l'application de forces sur un système rhéologique réaliste (rhéologie fragile-élasto-ductile) et une lithosphère non continue (zones de faiblesse introduites simulant des failles sans chercher à reproduire leur géométrie). Nous avons accès ainsi à la réponse mécanique de la lithosphère, aux forces en présence, à une structure crustale plus réaliste, et enfin, pouvons tester le rôle des failles et du manteau asthénosphérique dans l'affaiblissement de la lithosphère en extension. Un des avantages de cette méthode par rapport à celle de *Van der Beek* (1997) est d'admettre des variations de l'EEE le long des profils.

Nos principaux résultats basés sur la modélisation de 6 profils longs de 1200 km (Fig. III-30) sont détaillés dans 2 publications (*Burov et al.*, 1994, **Pub. 3** ; *Petit et al.*, 1997, **Pub. 6**) et peuvent être résumés ainsi :

(1) il convient d'utiliser une plaque à rigidité non nulle et discontinue pour parvenir à reproduire le signal gravimétrique de manière acceptable ;

- (2) l'amincissement maximal est sous le rift sud (7 km) où il s'étale latéralement sur 160 km, alors qu'il est étroit au nord (50 km), conformément à ce que révèle la structure de surface et l'histoire géologique (voir §A) ;
- (3) le contact avec la plateforme se fait par une marche brutale du Moho et des flexions antithétiques au sud du rift (contact des chaînes Sayan) et, de manière beaucoup plus atténuée, au nord du rift, où l'on modélise un bloc intermédiaire ;
- (4) au niveau du lac centre et nord, les épaulements de rift ne résulteraient pas d'une flexion vers le haut, comme proposé par *Van der Beek* (1997), mais possèdent une racine crustale pouvant résulter d'une flexion vers le bas : ceci peut être lié à la différence des longueurs de profils modélisés, le léger décalage dans l'espace entre les profils modélisés (celui de *Van der Beek* a moins de relief), et la différence de rhéologie utilisée ;
- (5) nous n'observons pas sous le rift de fortes modifications dans la position des interfaces rhéologiques (la base de la lithosphère reste relativement profonde à 85-95 km), ce qui rend hautement improbable l'hypothèse d'une remontée asthénosphérique majeure atteignant la base de la croûte : cette interprétation gravimétrique s'accorde bien avec celle de *Van der Beek* (1997) ;
- (6) l'EEE moyenne trouvée, de l'ordre de 50 km, est d'une part conforme à ce qui est maintenant trouvé sous la plupart des rifts modérément chauds, et témoigne de la résistance de la lithosphère à l'étirement ; néanmoins, si l'on tient compte de l'épaisseur importante de croûte, les abaques reliant EEE, âge thermique et épaisseur de croûte de *Burov et Diament* (1995) révèlent un découplage fort dans le cas du Baïkal (il faudrait une croûte d'épaisseur ~30 km pour passer en domaine couplé, voir Chapitre I, B-3-B) ;
- (7) enfin, les directions qualitatives de forces horizontales obtenues sont compatibles avec le champ de contraintes actuel (*Petit et al.*, 1996, **Pub. 5**, voir §A4).

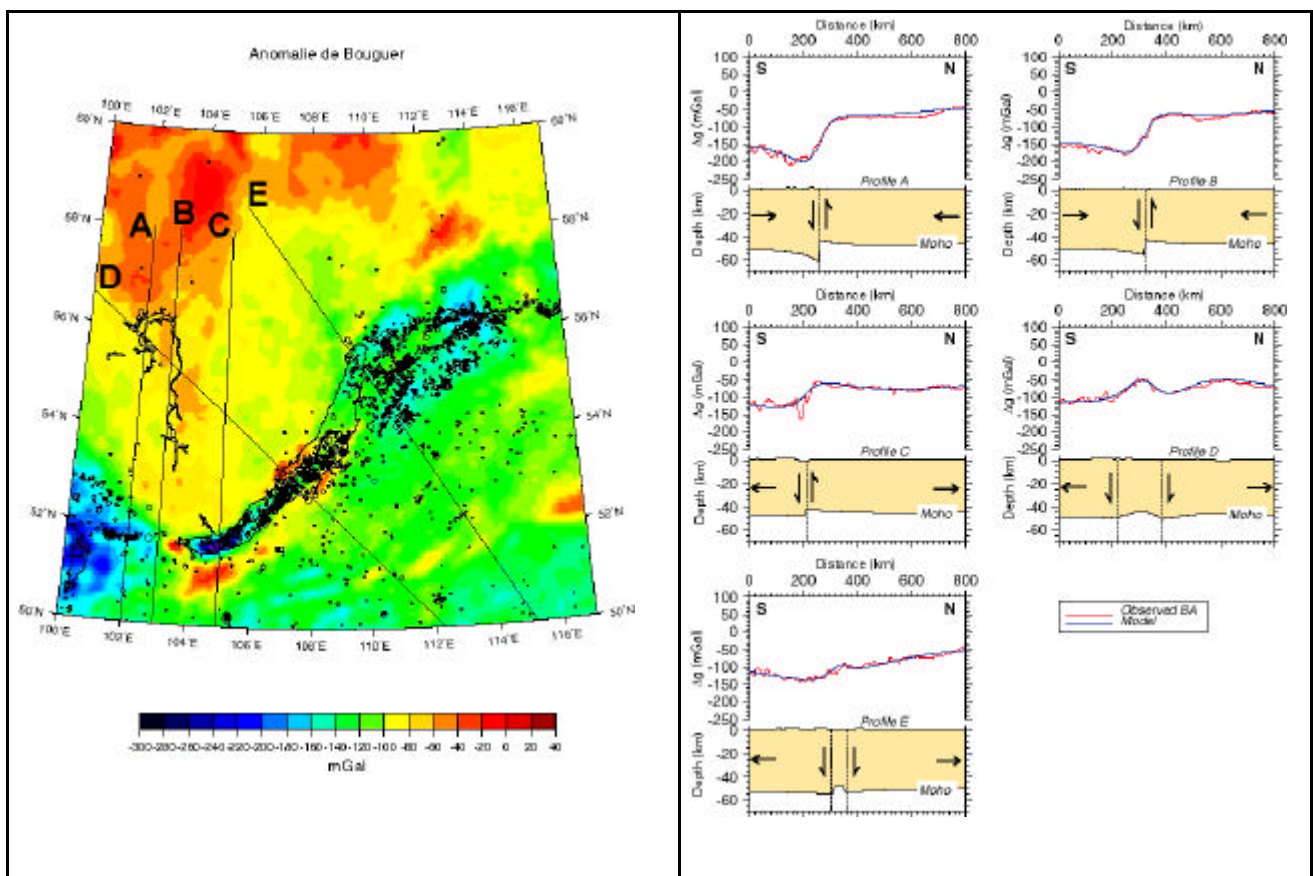


Fig. III-30 : Carte d'anomalies gravimétriques de Bouguer superposées à la sismicité, à gauche, et profils gravimétriques, structures crustales et forces obtenues par modélisation sur 5 profils dans la région du rift Baïkal (*Petit et al.*, 1997, **Pub. 6**), à droite. Les failles majeures ayant servi à matérialiser une discontinuité du modèle sont marquées : la géométrie verticale dans le modèle ne reproduit pas la géométrie réelle de la faille. Par simplicité, on n'a pas représenté sur les profils à travers le lac la dépression 'cinématique' (topographie + eau + sédiments), qui peut atteindre 7,5 km sous le niveau du lac (Fig. III-4). Noter sur les profils C, D, E le

bombement dans le signal gravimétrique caractéristique d'un amincissement crustal en profondeur: il est le plus marqué sur le profil D. Remarque l'épaisseur générale importante de la croûte et la dénivelée très importante du Moho au sud du rift.

4. Modélisations expérimentales et numériques en coupes

Si les modélisations numériques ou analogiques en extension sont nombreuses (voir références dans *Ruppel, 1995* ; *Brun et Beslier, 1996*), peu de modèles ont été appliqués précisément au rift Baïkal. *Malkin et Shemenda (1991)* ont proposé un modèle expérimental général à la rhéologie bi-couches, où interviennent des hétérogénéités (coupures simulant un héritage, zone chaude ponctuelle simulant un 'hot spot'). Ces zones de faible résistance provoquent la localisation du rifting mais jouent aussi un rôle de masque pour des magmas, ce qui expliquerait l'existence des rifts 'avolcaniques'. Ils proposent que les rifts naissent dans des régions de lithosphère 'chaude' à la lithosphère mince (comme les Altaïdes en Asie), et au contact avec des points 'froids'. Ces conditions théoriques semblent réunies au Baïkal (suture entre deux lithosphères à la structure radicalement différentes) qui est simplement évoqué dans cet article de *Malkin et Shemenda (1991)* sans être précisément modélisé.

Nous avons vu que le modèle de boudinage d'une lithosphère à deux niveaux compétents proposé par *Beslier et Brun (1991)* et *Brun et Beslier (1996)* provoque l'apparition de zones de cisaillement conjuguées (Chapitre I, 3-B-3), et que la déformation anélastique en profondeur est capable d'expliquer les épaulements de rift 'enracinés' et la géométrie régulière qui traduisent un contrôle rhéologique fort sur la géométrie des rifts (*Hassani et Chéry, 1996* ; *Burov et Cloetingh, 1997*).

L'existence d'une bifurcation importante du rift Baïkal (rift Barguzin au nord) a été l'occasion de tester la dynamique de l'extension dans une partie relativement jeune du rift Baïkal (3,5 à 7 Ma, voir *San'kov et al., 1999, Pub. 10*) : nous avons utilisé un modèle par éléments finis en 2-D à la rhéologie adaptée à la chaîne Sayan et à la plateforme sibérienne pour chercher à reproduire la topographie, le style de déformation, les anomalies gravimétriques et les âges supposés des deux bassins Barguzin et lac Baïkal nord (*Lesne et al., 1999, Pub. 11*; Fig. III-31). Le résultat obtenu après une série de tests numériques mettent en évidence les points suivants :

- (1) la suture 'marginale' et les forces horizontales appliquées sont suffisantes pour initier le rift et la subsidence, sans avoir à invoquer une contribution dynamique ;
- (2) suivant les paramètres rhéologiques (viscosité, position horizontale de la faille majeure par rapport à la transition du Moho entre les deux plaques), le rift peut s'élargir facilement en formant des rifts parallèles (ondulations ou branche de rift) dont l'espacement est contrôlé par l'épaisseur de la croûte supérieure ;
- (3) les structures anté-rift et la topographie pré-existante jouent un grand rôle dans le mode de déformation ;
- (4) les épaulements de rift résultent non seulement de la réponse flexurale vers le haut mais aussi du fluage en profondeur : la déformation anélastique, et donc le degré de découplage au niveau de la croûte inférieure, jouent ainsi un rôle essentiel dans le processus de déformation et la géométrie obtenue ;
- (5) le mode de déformation décrit par ce modèle indique des failles à pendage raide dans la partie compétente supérieure de la lithosphère, conformément à ce qu'indiquent les observations sismologiques et de terrain (voir discussion dans *Déverchère et al., 1993, Pub. 2*, et *San'kov et al., 1999, Pub. 10*, et §3) : il ne s'agit donc pas ici de failles listriques, mais de failles relativement planes et pentées dans la croûte supérieure, la déformation passant ensuite sur des cisaillements beaucoup plus plats dans la croûte inférieure ;
- (6) la similitude d'aspect entre ce modèle après 3.5 Ma d'évolution, et ce qui est décrit dans le modèle analogique de *Beslier et Brun (1991)* et *Brun et Beslier (1996)*, dans un stade précédant la rupture du manteau fragile (Fig. I-4, b), est frappante : l'amincissement de la lithosphère induit la montée d'un dôme asthénosphérique (ici très modérée, de l'ordre de 6 km) et la flexion vers le haut du manteau ductile ; Le champ de déformation reste globalement symétrique en profondeur, mais devient asymétrique en surface, à l'échelle des failles et des bassins ; enfin, le système de cisaillements conjugués dans les parties ductiles en profondeur est reconnaissable sur ce modèle.

Nous concluons que des conditions extensives en champ lointain et la présence d'une grande discontinuité héritée dans la lithosphère sont des conditions suffisantes pour reproduire relativement bien les structures de surface de cette partie du rift en 3.5 Ma. Pour la première fois me semble-t-il dans le cas d'un rift, la rhéologie, la fabrication et les conditions aux limites d'un modèle numérique permettent de reproduire de près la déformation observée et de confirmer un mode de déformation mis en évidence dans les modèles expérimentaux d'extension, mode très fortement influencé par

la stratification rhéologique de la lithosphère. La remontée asthénosphérique ("dôme") est donc bien réelle, mais ne peut se confondre avec un panache et est dans ce modèle purement passive.

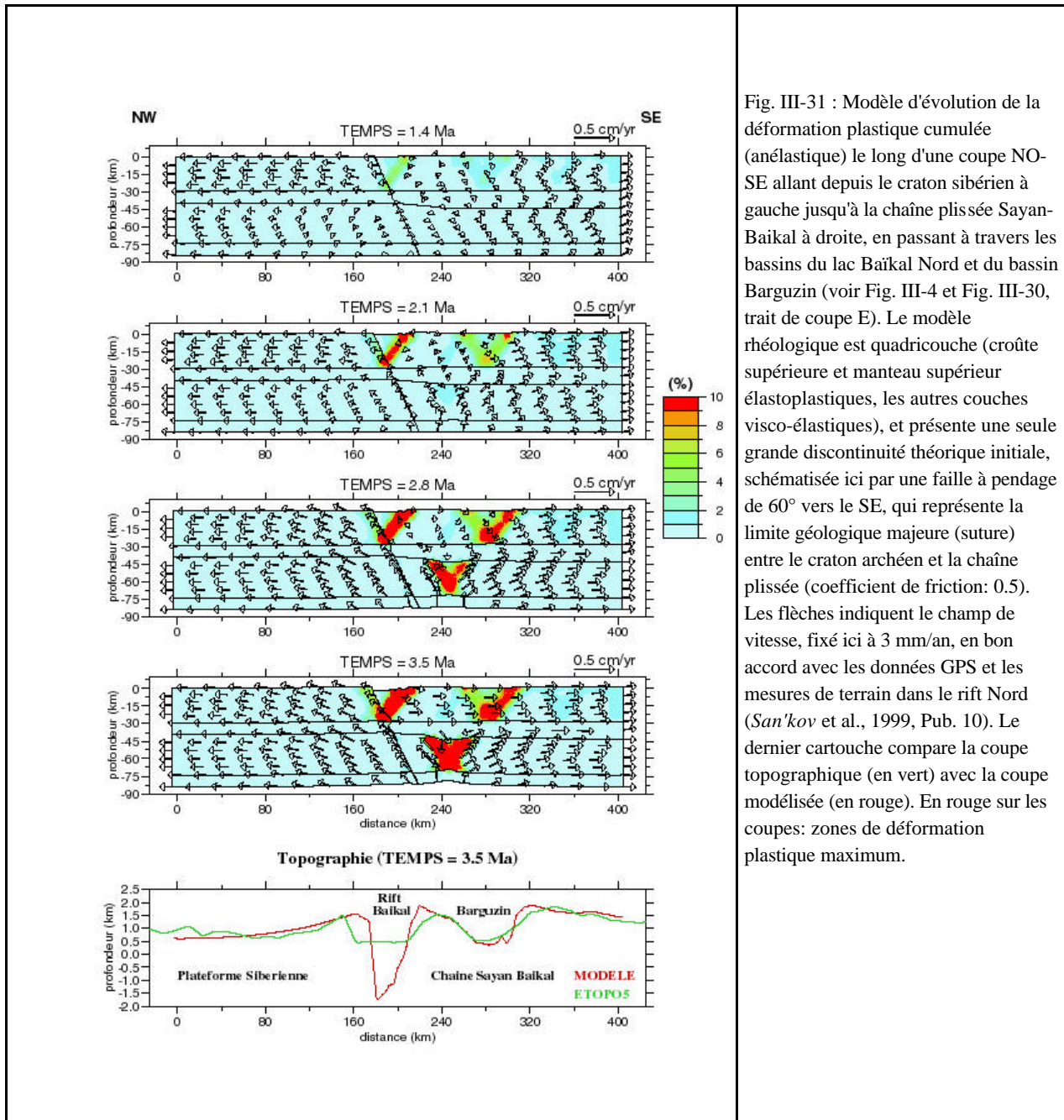


Fig. III-31 : Modèle d'évolution de la déformation plastique cumulée (anélastique) le long d'une coupe NO-SE allant depuis le craton sibérien à gauche jusqu'à la chaîne plissée Sayan-Baikal à droite, en passant à travers les bassins du lac Baïkal Nord et du bassin Barguzin (voir Fig. III-4 et Fig. III-30, trait de coupe E). Le modèle rhéologique est quadricouche (croûte supérieure et manteau supérieur élastoplastiques, les autres couches visco-élastiques), et présente une seule grande discontinuité théorique initiale, schématisée ici par une faille à pendage de 60° vers le SE, qui représente la limite géologique majeure (suture) entre le craton archéen et la chaîne plissée (coefficient de friction: 0.5). Les flèches indiquent le champ de vitesse, fixé ici à 3 mm/an, en bon accord avec les données GPS et les mesures de terrain dans le rift Nord (San'kov et al., 1999, Pub. 10). Le dernier cartouche compare la coupe topographique (en vert) avec la coupe modélisée (en rouge). En rouge sur les coupes: zones de déformation plastique maximum.

IV. PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Au terme de cet examen du rift Baïkal dans son cadre asiatique, certaines conclusions critiques préliminaires peuvent être dégagées qui permettent de suggérer des voies de recherche pour l'avenir, en tirant parti des conditions générales de déformation rappelées aux Chapitres I et II déterminant les caractères essentiels des rifts continentaux.

1. Evolution biphasée et modèle de rifting passif dominant

- *Le problème des causes du biphasage*

Lors de notre examen de l'histoire du rift Baïkal, nous avons maintes fois trouvé des indications fortes pour une évolution biphasée de l'ouverture. La question majeure posée par la comparaison 'terrain-modèles' est la suivante : est-il nécessaire d'invoquer un réaménagement majeur des conditions aux limites de plaques pour passer de la phase de 'rift lent' à la phase de 'rift rapide', au début du Pliocène ? Le « changement drastique » à la fin du Miocène entre extension et compression en mer du Japon (Jolivet et al., 1991 ; Jolivet et al., 1994 ; Fournier, 1994) plaide en ce sens. Ce biphasage dans la direction des contraintes et l'évolution dans le temps du système est fréquemment observé dans d'autres systèmes extensifs comme le rift éthiopien (e.g., Bonini et al., 1997). Il pourrait illustrer la 'sensibilité' d'un système intracontinental à des modifications des conditions aux limites à grande distance (dans ce cas, la subduction). Nous l'avons évoqué lors de la mise en évidence des vitesses d'ouverture du rift Baïkal et de l'incapacité des modèles actuels de déformation à en rendre compte. Mais on ne peut exclure l'influence de 'facteurs internes' du système en évolution : par exemple, la croissance de la topographie ou le sous-placage éventuel (augmentant les forces de volume), le fluage, le flambage et son évolution éminemment non-linéaire. On peut soupçonner l'existence d'effets de seuil dans ce système où à l'évidence, la croûte inférieure affaiblie joue un rôle important. Ce point constitue donc encore un aspect très ouvert de la réflexion sur l'évolution de la déformation en milieu intra-continental. Il se clarifiera à condition de tenter de généraliser et mieux corrélérer les observations de déformation (GPS, Plio-Quaternaire) au sein de la 'plaque Amour' toute entière, jusqu'à la mer du Japon. Il sera alors possible de proposer des modèles (convectifs par exemple) permettant de comprendre le rôle exact de la subduction et les éventuels décalages temporels aux deux extrémités de cette vaste région.

- *Le problème de la direction d'extension récente*

Nous avons trouvé des directions d'extension parfois assez différentes en analysant indépendamment des critères sismologiques, donc aux temps courts, et des critères cinématiques de terrain, aux temps longs. Si une direction moyenne raisonnable peut être en général déduite de ces observations, il reste qu'on manque d'arguments pour comprendre dans le détail ces différences, pour lesquelles nous avons évoqué plusieurs possibilités (voir San'kov et al., 1999, **Pub. 10**) :

- relation avec le cycle des grandes ruptures (problème lié au rebond élastique et à l'instabilité temporelle du champ de contraintes) ;
- problème méthodologique d'échantillonnage spatial des déformations en tectonique ;
- problème de la déformation asismique, distribuée, non prise en compte en sismologie ;
- problème d'éventuelles variations temporelles rapides du champ de contraintes ;
- possibilités de rotation de blocs.

Si nous avons formulé des préférences, il nous manque des preuves et des contraintes. Avant d'avancer trop vite des hypothèses hardies, il me semble qu'il convient de conforter d'abord les observations de terrain et de sismicité, qui portent l'une et l'autre un certain nombre d'approximations, et d'hypothèses a priori. Par exemple, déduire d'une analyse statistique des directions de faille une direction d'étirement me paraît peu fiable dans le cas d'une lithosphère continentale, en raison de l'héritage. De même, la déduire d'une moyenne des directions des vecteurs glissement (qu'ils soient issus de l'inversion des mécanismes au foyer ou des stries sur failles) ou des directions de contraintes minimales peut conduire à un résultat partiel, sans signification régionale ou globale, de par la disposition géométrique du système et l'échelle d'observation (effet de disposition en échelon masquant la composante décrochante). Je retiendrai ici que l'emploi de plusieurs méthodes de mesures complémentaires est cruciale pour tester la fiabilité des hypothèses faites et pour éventuellement les conforter. Les mesures GPS du sud du rift (Calais et al., 1998, **Pub. 9**) ont donné dans notre contexte des arguments nouveaux très précieux. Une vitesse minimale d'extension de 3 mm/an me paraît claire à l'examen de l'ensemble des résultats. Les mesures en Mongolie des prochaines années, en champ plus lointain, devraient permettre de mieux se dégager encore de l'effet du rechargement élastique sur les grandes failles.

- *Le problème du dispositif géométrique plan*

La distribution à différentes échelles de la déformation cassante et des contraintes, telles que nous avons pu les décrire aux deux extrémités du rift, nous a mené à constater une certaine logique cinématique pour la période récente de déformation (Fig. III-13, III-14 et III-15). Elle nous incite à proposer une déformation en *rifting* oblique au nord du rift, développé dans une lithosphère épaisse, relativement 'molle', tandis que le sud du système se développe dans un régime général transpressif, accommodé par une géométrie en *pull-apart* qui semble en quelque sorte 'forcée' par la présence du noyau résistant que constitue le craton sibérien. Constatant également la logique d'ouverture dans la partie intermédiaire du rift (régime extensif quasi pur le long d'une suture majeure entre deux lithosphères rhéologiquement différentes), la proposition la plus simple pour la période récente me paraît être celle d'un poinçonnement rigide par le craton sibérien qui guide un déplacement de blocs vers l'est en déterminant des géométries d'ouverture dominante variables suivant l'échelle : fente de tension pour le bassin Busingol, '*pull-apart* en *stepover* transpressif' pour le bassin de Khubsugul, large *releasing bend* en S pour le lac Baïkal, guidé au sud par une 'transformante' et au nord par un *rifting* oblique. Néanmoins, de sérieux problèmes subsistent, comme par exemple la jonction cinématique entre les failles de Sayan, Tunka et Baïkal sud, qui détermine la géométrie complexe du bassin de Tunka (mouvement apparent vers le sud), qu'il nous est impossible d'interpréter dans le détail sans reconstituer un triangle des vitesses, ou comme la succession des déformations entre le Miocène et l'actuel (phase compressive brève au Miocène supérieur, Fig. III-5), dont l'importance quantitative et la signification géodynamique ne sont pas comprises. Il me paraît important dans le futur d'accroître la précision des mesures de la déformation (GPS, terrain) dans cette zone. Il sera de même capital de progresser sur la connaissance de la frontière Nord de la plaque Amour, depuis les monts Stanovoy jusqu'à la mer d'Okhotsk. Plus généralement, l'intégration de ces observations dans le cadre plus large de l'Asie nous a fait mieux comprendre la signification probable de l'objet Baïkal : il serait 'circonstanciel', dans le sens où son apparition au cœur de l'Asie serait plus liée à une géométrie de 'fabrique' lithosphérique favorablement orientée par rapport aux conditions aux limites (collision Inde-Asie et subduction Pacifique), que par un réel moteur 'actif' sous-jacent.

2. Rhéologie, panaches, et convection

- *Le problème du rôle de la rhéologie et des instabilités*

Les indicateurs morphologiques, les structures crustales contrastées, et la réponse mécanique de la lithosphère nous ont permis de mettre en évidence le rôle fondamental de la rhéologie dans le style de déformation, sa distribution, son importance. Néanmoins, les modèles ont des limites : ce sont les données d'une part, leurs hypothèses simplificatrices et les a-priori qu'on y injecte d'autre part. Plusieurs inconnues restent. Notamment, l'origine des épaulements de rift et des bombements de grande ampleur dans la région du rift me paraît encore mal éclaircie : quelles sont les parts respectives réelles du fluage et éventuellement du sous-placage dans l'enracinement des épaulements que nous avons détecté dans certaines parties du rift ? Ne faut-il pas prendre en compte l'érosion (*Burov et Cloetingh*, 1997), en dépit de la jeunesse des reliefs au centre du rift, et aussi passer à une modélisation 3-D pour y parvenir ? Par ailleurs, le processus de boudinage (*Brun et Beslier*, 1996) que nous commençons maintenant à bien caractériser dans certaines parties du rift au moins (*Lesne et al.*, 1999, **Pub. 11**) semble se manifester de manière très discontinue le long du rift : quels paramètres contrôlent véritablement ces variations de réponses de la lithosphère, et comment y décrire la déformation anélastique, les cisaillements profonds, et finalement la géométrie d'ouverture ? Enfin, nous avons compris en observant l'environnement du rift que le flambage (*Martinod et Davy*, 1992, 1994 ; *Burg et al.*, 1994) peut également jouer un grand rôle en Mongolie par exemple. Quelle est la part réelle d'éventuels panaches, promus par l'école anglaise (e.g. *Cunningham*, 1998) dans le mode de déformation ? La géométrie complexe observée au contact du craton sibérien peut-elle s'expliquer par une combinaison de flambage et de fluage ?

- *Le problème de la dimension et de l'importance de la remontée asthénosphérique sous le rift*

Nous avons avancé plusieurs arguments indépendants qui tendent à indiquer que la perturbation mantellaire sous le rift Baïkal, certes importante, ne correspondrait pas à une remontée asthénosphérique majeure, qu'elle soit d'origine passive (*Brun et Beslier*, 1996) ou active (*Zorin*, 1981 ; *Westaway*, 1993). Nos résultats confirment des interprétations pétrologiques (*Kiselev et Popov*, 1992 ; *Ionov et al.*, 1995), qui proposent un modèle d'intrusion magmatique d'un magma à faible fusion partielle. Mais ils infirment les interprétations de *Gao et al.* (1994, 1997, 1999) et *Davis et al.* (1997), toutes basées en fait sur des résultats assez contestables d'un transect sismologique au sud du rift (*Gao et al.*, 1994a). Il est frappant de constater le raisonnement circulaire employé : l'anisotropie sismique justifie l'anomalie tomographique qui justifie l'anisotropie : or l'anisotropie grossièrement parallèle à la direction de déformation active peut avoir une toute autre origine que celle d'un flux mantellaire lié au rift actuel (*Vauchez et al.*, 1999). Par contre, les hypothèses de point chaud ou d'érosion sous-lithosphérique par des panaches, parfois invoqués au contact sud du rift, en Mongolie, ou au nord (*Windley et Allen*, 1993 ; *Rasskazov*, 1994 ; *Cunningham*, 1998 ; *Poort et al.*, 1998) sont

dans une certaine mesure concordantes avec nos observations, même si on peut discuter des interprétations (pour *Poort et al., 1998*, voir *Petit et al., 1998*, **Pub. 8**). D'autres anomalies topographiques circulaires (Léna-Angara, Sayan-Khubsugul, Fig. III-1) méritent probablement une attention renouvelée dans cette recherche d'indices d'action du manteau. Le débat sur ce sujet reste donc ouvert. Enfin il faut tenir compte de l'évolution dans le temps de la lithosphère : l'hypothèse d'un asthénolithe, en quelque sorte le début d'une délamination de la lithosphère sous le Baïkal, suggérée par *Van der Beek (1997)* pour expliquer le retard relatif dans la formation de la topographie au Baïkal par rapport à des rifts actifs, est à tester mais me paraît prématurée et mal contrainte : en effet, le passage d'une évolution 'passive' à 'active' ne me semble pas clairement établie dans sa géométrie et son importance.

- *Le problème de « Raft tectonics » et de convection : le rôle de la subduction lointaine*

Le rift Baïkal naît-il par l'effet 'radeau' que pourrait exercer le manteau à la base de la lithosphère, même très loin d'une zone de subduction (*Nataf et al., 1981 ; Froidevaux et Nataf, 1981*) ? Si le débat a été lancé au début des années 80, il était un peu tombé dans l'oubli, faute d'indications précises sur les taux d'extension dans la partie nord de l'Asie. La comparaison de nos résultats GPS avec ceux trouvés en différents points d'Asie (*Larson et al., 1999*) montre que les déplacements vers l'est par rapport à l'Eurasie stable ne chutent pas très sensiblement au nord des grandes failles qui bordent le plateau du Tibet et les montagnes du Tien-Shan. L'interaction dynamique entre le continent et la convection (*Zhong et Gurnis, 1993*) peut donc être une des explications à l'émergence de petits panaches successifs à une certaine distance du 'mur' froid descendant que constituent les subductions de l'océan Pacifique. Cette contribution éventuelle n'est cependant pas quantifiée de manière précise pour l'instant, ce qui est un enjeu majeur pour les études à venir en Asie.

3. Projets à court et moyen termes

Tenant compte de nos résultats et des problèmes évoqués ci-dessus, quelques propositions d'actions dans lesquelles je souhaiterais dans les années à venir m'investir avec mes collègues pourraient être les suivantes :

- *En Asie*

- Etendre les mesures GPS au nord, au sud, et surtout à l'est du rift Baïkal (Stanovoy) : le GPS sera déterminant pour éclaircir la notion de frontière cinématique 'incontournable' en Asie. Cette notion a-t-elle finalement une signification en domaine intracontinental, dans des lithosphères relativement 'molles' et découplées ? Peut-on encore raisonner en terme de blocs quasi rigides de plus en plus petits (*Replumaz, 1999*) ? Peut-on tester le degré de lissage par les modèles continus et ainsi mieux les valider ? Cette action est déjà engagée depuis 1997 en Mongolie du nord. Pour le nord du rift, il serait très important de tester les éventuelles rotations de blocs par d'autres méthodes (paléomagnétisme) et de déterminer le champ de vitesse instantané pour comparer les approches quantificatrices.
- Progresser dans le traitement combiné de sismotectonique-gravimétrie-modélisation, notamment en Mongolie du nord, chantier extraordinaire pour l'analyse du couplage des failles, de la relaxation, et des interactions mantellaires et rhéologiques (dôme de Hangai). Nos résultats récents de traitement en gravimétrie (cadre du Programme INSU-Intérieur de la Terre 1998, 1999) révèlent que le flambage seul ne peut expliquer les compensations des reliefs : le fluage y joue probablement un grand rôle. La modélisation numérique de la déformation anélastique incluant les effets de l'érosion sera probablement nécessaire.
- Apporter de nouveaux éléments sur l'importance de la remontée asthénosphérique sous le rift par l'étude du magmatisme et l'analyse combinée des données gravimétriques et sismologiques sur le profil de *Gao et al. (1994a)* : le retraitement des données sismologiques est en cours à Strasbourg (U. Achauer, C. Tibéri), avec un projet pour 2000 d'inversion gravimétrique conjointe. Dans ce cadre je souhaite apporter au moins une contribution à l'interprétation des résultats en les replaçant dans le cadre sismotectonique.
- Analyser la segmentation des failles et évaluer la sismogenèse : deux séismes récents (février-mars 1999) de magnitude supérieure à 6 se sont produits au nord et au sud du rift, dont l'un est au sein de notre réseau géodésique. Dans le cadre de notre coopération avec l'Institut de la Croûte Terrestre à Irkoutsk, il me semble capital de profiter de cette occasion pour aborder une autre sismologie : celle du signal et de la source. Dans *Géosciences Azur*, plusieurs chercheurs (Anne Deschamps, Françoise Courboux, Anthony Lomax) se sont engagés avec moi pour utiliser les signaux téléseismiques et assurer une formation de modélisation à une étudiante en thèse russe (Natalia Radziminovich, stage MAE fin 1999). Nous en attendons une meilleure évaluation des processus de rupture dans le rift, des risques associés, une amélioration de la précision de la base de données des mécanismes au foyer, et enfin des possibilités de tester le modèle de rebond élastique et l'état de 'chargement' et de relaxation aux temps courts de la

croûte. De même nous devons relocaliser avec précision la sismicité sous le lac depuis 1970, et interpréter la sismicité profonde en terme de variations de la composition de la croûte. Une approche parallèle utilisant la même logique devra être envisagée sur la base de séismes équivalents en Mongolie, tenant compte de l'histoire sismique du siècle : le modèle de chute de contraintes de Coulomb devra également être utilisé pour l'ensemble des séquences sismiques de cette région (Tsetserleg-Bolnai-Bogd) maintenant bien connues. Enfin une évaluation précise de la relaxation post-sismique dans un modèle visco-élastique de la lithosphère sera nécessaire afin de mesurer les effets différés de ces grands séismes sur le champ de déplacement actuel mesuré par GPS. Ceci amènera à réaliser un modèle mécanique précis du comportement des grandes failles dans le cycle sismique. Je souhaite aborder ce type d'étude dans l'avenir.

- Développer l'analyse d'images SPOT, ERS en Mongolie : Christophe Larroque (U. Reims) traite actuellement un ensemble de scènes ERS, et la mission de terrain de l'été 1999 avec J-F. Ritz et J-F. Stéphan doit permettre d'assurer le contrôle indispensable de ces observations sur certaines cibles dans la région de Tunka.
- Renforcer les comparaisons avec le rift est-africain, tenant compte de la différence fondamentale dans la structure profonde des deux rifts : le travail en partenariat d'analyse gravimétrique de Carole Petit et Cindy Ebinger est à cet égard fondamental. Je souhaiterais qu'il soit développé dans le même esprit que ce qui a été entrepris pour le rift Baïkal. Les comparaisons des épaisseurs sismogènes et de la segmentation me paraissent également fondamentales.
- Aborder une approche expérimentale du rifting qui soit plus proche de la géométrie et l'évolution du rift Baïkal telles qu'elles sont maintenant connues.

- *En domaine Ligure*

En domaine Ligure, la tâche est vaste. Bien que moins facile à valoriser, elle me semble riche dans ses perspectives. Plusieurs axes peuvent être envisagés en ce qui me concerne :

- Développer les réseaux de surveillance OBS : c'est une tâche lourde, complexe, dont nous avons lancé les premiers jalons. Les nouveaux moyens d'enregistrement de longue durée qui émergent et les possibilités de mariner des capteurs large bande, grande dynamique, constituent les bases qui devraient permettre de relever ce défi dans les prochaines années : je souhaite y contribuer au sein de *Géosciences Azur*.
- Assurer une validation des informations issues de la campagne MALIS'95, entre autres en améliorant le traitement de la base de données sismologiques provenant des réseaux permanents terrestres et en y intégrant peu à peu les données des réseaux sous-marins. Je retrouve là mon activité de 'sismo-géologue' dans cette recherche de la corrélation entre failles actives repérées par imagerie sismique et microsismicité. Je souhaite aussi saisir toute occasion de séisme sous-marin assez important (comme en 1995, *Courboux* et al., 1998, voir Annexe 1) pour combiner les informations de source avec mes collègues. De ces recherches, il faudra pouvoir extraire de manière plus quantitative ce que nous avons seulement esquissé, à savoir le rôle de la rhéologie sur la déformation et le degré de flexion de la marge Ligure (*Chaumillon* et al., 1994, Annexe 1). Une approche de modélisation par éléments finis pourrait par exemple apporter de précieuses indications sur les causes du soulèvement de cette marge, en complémentarité des mesures de raccourcissement récemment effectuées à terre (voir *Calais* et al., 1999, soumis, Annexe 1). Nous envisageons également une approche comparable qui intègre l'érosion et l'assèchement au Messinien par un code proche de celui de *Burov et Cloetingh* (1997).
- Evaluer les causes et les effets de la crise de salinité du Messinien sur la marge nord-Ligure. Le travail de retraitement des profils sismiques monotraces entamé lors du DEA de *Le Fur* (1998) doit être systématisé, en densifiant notamment la couverture de profils. Nous avons commencé ce travail en 1999 en profitant d'une nouvelle source sismique ; le traitement de plusieurs traces dans le futur devra permettre de mieux connaître l'importance, les variations d'extension, et la nature exacte des dépôts détritiques messiniens associés au dépôt du sel dans le bassin profond, et de l'utiliser comme marqueur de la déformation pour comprendre l'évolution tectonique complexe de cette marge depuis sa création.

A travers ces quelques exemples de projets, il est évident que le Laboratoire *Géosciences Azur*, après ces 10 dernières années 'baïkaliennes', offre les conditions favorables pour me permettre de prolonger et développer cette activité scientifique comme ma tâche d'enseignant. Mon rôle s'inscrit dans une démarche d'approfondissement et d'élargissement interdisciplinaire de la thématique '*rifting continental*' vers une thématique de déformation intracontinentale active et récente. Je pense pouvoir le remplir dans la nouvelle organisation 2000 de l'UMR. L'investissement dans d'autres chantiers d'étude et d'autres formes d'action que celles envisagées ci-dessus est bien entendu possible et même souhaitable, mais reste à déterminer.

Références citées

- Achauer, U. et al.**, New ideas on the Kenya rift based on the inversion of the combined dataset of the 1985 and 1989/90 seismic tomography experiment, *Tectonophysics*, 236, 305-329, **1994**.
- Agar, S.M., et K.D. Klitgord**, Rift flank segmentation, basin initiation and propagation : A neotectonic example from Lake Baikal, *J. Geol. Soc. London*, 152, 849-860, **1995**.
- Albarède, F.**, The growth of continental crust, *Tectonophysics*, 296, 1-14, **1998**.
- Allemand, P., J.P. Brun, Ph. Davy, et J. van der Driessche**, Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère, *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (3), 445-451, **1989**.
- Altis, S.**, Interpretations of a Middle Miocene and late Quaternary steady dextral transpression in SW Japan and the opening tectonics for the Japan sea, *Tectonophysics*, 302, 257-285, **1999**.
- Amelung, F., et G. King**, Large-scale tectonic deformation inferred from small earthquakes, *Nature*, 386, 702-705, **1997**.
- Anderson, D.L.**, Superplumes or supercontinents ?, *Geology*, 22, 39-42, **1994**.
- Anderson, D.L.**, Lithosphere, asthenosphere, and perisphère, *Rev. Geophys.*, 33(1), 125-149, **1995**.
- Angelier, J.**, Determination of the mean principal stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, 56, 17-26, **1979**.
- Angelier, J., et P. Mechler**, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sismologie: La méthode des dièdres droits, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XIX, 651-652, **1977**.
- Angelier, J., F. Bergerat, et S. Rögnvaldsson**, Perturbation of plate-scale extension across oceanic rift and transform faults revealed by inversion of earthquake focal mechanisms in Iceland, *Geophys. Res. Abstr.*, E.G.S. 24th General Assembly, 1(1), p. 116, **1999**.
- Argand, E.**, La tectonique de l'Asie, *Congrès Géol. Int., Liège, C.R. XIII session, Fascicule 1*, 1-596, **1924**.
- Argus, D.F., et R.G. Gordon**, Tests of the rigid-plate hypothesis and bounds on intraplate deformation using geodetic data from very long baseline interferometry, *J. Geophys. Res.*, 101, 13,555-13,572, **1996**.
- Artemieva, I.M., et W.D. Mooney**, The thermal thickness of Precambrian lithosphere, 24th General Assembly, *European Geophys. Soc., Geophys. Res. Abstr.*, 1(1), 60, **1999**.
- Artyushkov, E.V., F.A. Letnikov, et V.V. Ruzhich**, The mechanism of formation of the Baikal rift basin, *J. Geodyn.*, 11, 277-291, **1990**.
- Avouac, J.P., et E.B. Burov**, Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth, *J. Geophys. Res.*, 101, 17,747-17,769, **1996**.
- Avouac, J.P., et P. Tapponnier**, Kinematic model of deformation in central Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 20(10), 895-898, **1993**.
- Avouac, J.P., P. Tapponnier, M. Bai, H. You, et G. Wang**, Active faulting and folding along the northeastern Tien Shan and rotation of Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan, *J. Geophys. Res.*, 98, 6755-6804, **1993**.
- Aydin, A., et A. Nur**, Evolution of pull-apart basins and their scale independence, *Tectonics*, 1, 91-105, **1982**.
- Aydin, A., et A. Nur**, The types and role of stepovers in strike-slip tectonics, in : *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*, N. Christie-Blick and K. Biddle (Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 37, 35-44, **1985**.
- Baljinnyam, I., A. Bayasgalan, B.A. Borisov, B.A., A. Cisternas, M.G. Dem'yanovich, L. Ganbaatar, V.M. Kochetkov, R.A. Kurushin, P. Molnar, H. Philip et Y.Y. Vashchilov**, Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and Its Surroundings, *Geol. Soc. Am. Mem.* 181, 62 pp., **1993**.
- Balla, Z., M. Kuzmin, et K.G. Levi**, Kinematics of the Baikal opening : Results of modeling, *Ann. Tectonicae*, 5(1), 18-31, **1991**.
- Bartoli, F.**, Evolution morphotectonique et segmentation des failles actives du rift Baïkal, *Géol. Alpine*, 74, 111-116, **1998**.
- Basile, C., et J.P. Brun**, Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins : An experimental investigation, *J. Struct. Geol.*, 21(1), 23-38, **1999**.
- Bassi, G.**, Factors controlling the style of continental rifting : Insights from numerical modeling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105, 430-452, **1991**.
- Bassi, G.**, Relative importance of strain rate and rheology for the mode of continental extension, *Geophys. J. Int.*, 122, 195-210, **1995**.
- Bayasgalan, A.**, Active tectonics of Mongolia, *Thèse de Doctorat, Univ. Cambridge, Royaume-Uni*, 182 pp., **1999**.
- Beck, R.A., D.W. Burbank, W.J. Sercombe, et al.**, Stratigraphic evidence for an early collision between northwest India and Asia, *Nature*, 373, 55-58, **1995**.
- Beslier, M.O.**, Formation des marges passives et remontée du manteau : Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice, *Thèse de l'Université de Rennes I, Editions du CAESS*, 225 pp., **1991**.
- Beslier, M.O., et J.P. Brun**, Boudinage de la lithosphère et formation des marges passives, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 313, 951-958, **1991**.
- Besse, J., et V. Courtillot**, Paleogeographic maps of the continents bordering the Indian ocean since the early Jurassic, *J. Geophys. Res.*, 93, 11,791-11,808, **1988**.
- Bird, P.**, Lateral extension of lower crust under high topography in the isostatic limit, *J. Geophys. Res.*, 96, 10,275-10,286, **1991**.
- Bonini, M., Th. Souriot, M. Boccaletti, et J.P. Brun**, Successive orthogonal and oblique extension episodes in a rift zone : Laboratory experiments with application to the Ethiopian rift, *Tectonics*, 16(2), 347-362, **1997**.
- Bourne, S.J., P. England, et B. Parsons**, The motion of crustal blocks driven by flow of the lower lithosphere and implications for slip rates of continental strike-slip faults, *Nature*, 391, 655-659, **1998**.
- Briais, A., P. Patriat, et P. Tapponnier**, Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the south China sea : Implications for the Tertiary tectonics of southeast Asia, *J. Geophys. Res.*, 98, 6299-6328, **1993**.
- Brun, J.P., et M.O. Beslier**, Mantle exhumation at passive margins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 142, 161-173, **1996**.
- Buck, W.R.**, Modes of continental lithospheric extension, *J. Geophys. Res.*, 96, 20,161-20,178-3927, **1991**.
- Burchfiel, B., et J. Stewart**, 'Pull-apart' origin of the central segment of Death Valley, California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, 439-442, **1966**.
- Burg, J.P., Ph. Davy, et J. Martinod**, Shortening of analogue models of the continental lithosphere : New hypothesis for the formation of the Tibetan Plateau, *Tectonics*, 13(2), 475-483, **1994**.

- Burg, J.P., Ph. Davy, P. Nievergelt, F. Oberli, D. Seward, Z. Diao, et M. Meier**, Exhumation during crustal folding in the Namche-Barwa syntaxis, *Terra Nova*, 9(2), 53-56, **1997**.
- Burov, E.B., et D. Diament**, The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere : what does it really mean ?, *J. Geophys. Res.*, 100, 3905-3927, **1995**.
- Burov, E.B., et D. Diament**, Isostasy, equivalent elastic thickness, and inelastic rheology of continents and oceans, *Geology*, 24(5), 419-422, **1996**.
- Burov, E.B., et S. Cloetingh**, Erosion and rift dynamics : New thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 150, 7-26, **1997**.
- Burov, E.B., et P. Molnar**, Gravity anomalies over the Ferghana Valley (central Asia) and intracontinental deformation, *J. Geophys. Res.*, 103, 18,137-18,152, **1998**.
- Burov, E. B., F. Houdry, M. Diament, et J. Déverchère**, A broken plate beneath the North Baikal rift zone revealed by gravity modelling, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 129-132, **1994**.
- Burov, E.B., C. Jaupart, et J.C. Mareschal**, Large-scale crustal heterogeneities and lithospheric strength in cratons, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 164, 205-219, **1998**.
- Burov, E.B., L.I. Lobkovsky, S. Cloetingh, and A.M. Nikishin**, Continental lithosphere folding in Central Asia (part II): constraints from gravity and topography, *Tectonophysics*, 226, 73-87, **1993**.
- Burrett, C.F.**, Plate tectonics and the fusion of Asia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, 181-189, **1974**.
- Calais, E., J. Déverchère, O. Lesne, C. Petit, K.G. Levi, V.A. San'kov, et I. Yu. Koulakov**, Active tectonic processes in the Baikal rift from GPS measurements, seismotectonic analysis, gravity and deformation models, *Proceedings of the IGCP 400 Workshop on Lithospheric Structure, Evolution, and Sedimentation in Continental Rifts*, Dublin Institute of Advanced Studies, *Geophys. Bull.* 48, 101-106, **1997**.
- Calais, E., O. Lesne, J. Déverchère, V.A. Sankov, A.V. Likhnev, A.I. Miroshnichenko, et K.G. Levi**, Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (21), 4003-4006, **1998**.
- Carey-Gailhardis, E., et J.L. Mercier**, A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: Application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 82, 165-179, **1987**.
- Cattin, R., P. Briole, H. Lyon-Caen, P. Bernard, et P. Pinette**, Effects of superficial layers on coseismic displacements for a dip-slip fault and geophysical implications, *Geophys. J. Int.*, 137, 149-158, **1999**.
- Célérier, B.**, How much does slip on a reactivated fault plane constrain the stress tensor ?, *Tectonics*, 7, 1257-1278, **1998**.
- Chen, W.P., et P. Molnar**, Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in central Asia, *J. Geophys. Res.*, 82, 2945-2969, **1977**.
- Chen, W.P., et P. Molnar**, Focal depths of intracontinental and intraplate earthquakes and their implications for the thermal and mechanical properties of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 88, 4183-4214, **1983**.
- Chen, W.P., et J. Nabelek**, Seismogenic strike-slip faulting and the development of the North China basin, *Tectonics*, 7(5), 975-989, **1988**.
- Chen, Y., V. Courtillot, J.P. Cogné, J. Besse, Z. Yang, et R. Enkin**, The configuration of Asia prior to the collision of India : Cretaceous paleomagnetic constraints, *J. Geophys. Res.*, 98, 21,927-21,941, **1993**.
- Chéry, J., J.P. Vilotte, et M. Daignières**, Thermomechanical evolution of a thinned continental lithosphere under compression : Implications for the Pyrenees, *J. Geophys. Res.*, 96, 4385-4412, **1991**.
- Christie-Blick, N., et K. Biddle**, Deformation and basin formation along strike-slip faults, in : *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*, N. Christie-Blick and K. Biddle (Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 37, 1-34, **1985**.
- Cobbold, P.R., et Ph. Davy**, Indentation tectonics in nature and experiments, 2. Central Asia, *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 14, 143-162, **1988**.
- Coblentz, D.D., et M. Sandiford**, Tectonic stresses in the African plate: Constraints on the ambient lithospheric stress state, *Geology*, 22, 831-834, **1994**.
- Cohen, J.C., et R.C. Morgan**, Intraplate deformation due to continental collisions : A numerical study of deformation in a thin viscous sheet, *Tectonophysics*, 132, 247-260, **1986**.
- Courtillot, V., C. Jaupart, I. Manighetti, P. Tapponnier, et J. Besse**, On causal links between flood basalts and continental breakup, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 166, 177-195, **1999**.
- Cunningham, W.D.**, Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai, *Tectonics*, 17, 891-902, **1998**.
- Cunningham, W.D, B.F. Windley, D. Dorjnamjaa, J. Badamgarov, et M. Saandar**, Late Cenozoic transpression in southwestern Mongolia and the Gobi-Altai Tien Shan connection, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 140, 67-81, **1996**.
- Curtis, A., J. Trampert, R. Snieder, et B. Dost**, Eurasian fundamental mode surface wave phase velocities and their relationship with tectonic structures, *J. Geophys. Res.*, 103, 26,919-26,947, **1998**.
- Davis, P.M., P. Slack, H.A. Dahleim, W.V. Green, R.P. Meyer, U. Achauer, A. Glahn, et M. Granet**, Teleseismic tomography of continental rift zones, In : *Seismic tomography : Theory and Practice*, H.M. Iyer et K. Hirahara (Eds.), Chapman & Hall, London, pp. 397-439, **1993**.
- Davis, P., P. England, et G. Houseman**, Comparison of shear wave splitting and finite strain from the India-Asia collision zone, *J. Geophys. Res.*, 102, 27,511-27,522, **1997**.
- Davy, Ph., et P.R. Cobbold**, Indentation tectonics in nature and experiment. 1. Experiments scaled for gravity, *Bull. Geol. Inst. Uppsala*, 14, 129-141, **1988**.
- Davy, Ph., et P.R. Cobbold**, Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 188, 1-25, **1991**.
- Davy, Ph., A. Hansen, E. Bonnet, et S.Z. Zhang**, Localization and fault growth in layered brittle-ductile systems : Implications for deformations of the continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 6281-6294, **1995**.
- De Mets, C.**, A test of present-day plate geometries for northeast Asia and Japan, *J. Geophys. Res.*, 97, 17,627-17,635, **1992**.
- De Mets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, et S. Stein**, Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478, **1990**.
- De Mets, C., R.G. Gordon, D.F. Argus, et S. Stein**, Effect of recent revisions to geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194, **1994**.

- De Polo, C.M., D.G. Clark, D.B. Slemmons, et A.R. Ramelli**, Historical surface faulting in the Basin and Range province, western North America : Implications for fault segmentation, *J. Struct. Geol.*, 13(2), 123-136, **1991**.
- Delvaux, D., R. Moeys, G. Stapel, A. Melnikov, et V. Ermikov**, Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, I, Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution, *Tectonophysics*, 252, 61-101, **1995**.
- Delvaux, D., R. Moeys, G. Stapel, C. Petit, K. Levi, A. Miroshnichenko, V. Ruzhich et V. San'kov**, Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting, *Tectonophysics*, 282, 1-38, **1997**.
- Déverchère, J., F. Houdry, M. Diament, N.V. Solonenko, and A.V. Solonenko**, Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift, *Geophys. Res. Lett.*, 18, 1099-1102, **1991**.
- Déverchère, J., F. Houdry, N.V. Solonenko, A.V. Solonenko, and V.A. Sankov**, 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, **1993**.
- Déverchère, J., E. Calais, O. Lesne, C. Petit, V.A. Sankov, K.G. Levi, A.V. Likhnev, A.I. Miroshnichenko, V.Yu. Buddo, V.I. Melnikova, V.T. Zalutsky, et Yu. Bashkuev**, Contemporary geodynamics of Lake Baikal region, *Proceedings of the international Conference : « Baikal as a world natural heritage site : Results and prospects of international cooperation »*, sous presse, **1999**.
- Dewey, J.F., S. Cande, et W.C. Pitman**, Tectonic evolution of the India-Eurasia collision zone, *Eclogae Geol. Helv.*, 82, 717-734, **1989**.
- Diament, M., et M.G. Kogan**, Long wavelength gravity anomalies over the Baikal rift and geodynamic implications, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1977-1980, **1990**.
- Dorbath, L., C. Dorbath, L. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, R. Tatevossian, J. Aptekman, et S. Arefiev**, Geometry, segmentation and stress regime of the Spitak (Armenia) earthquake from the analysis of the aftershock sequence, *Geophys. J. Int.*, 108, 309-328, **1992**.
- Doser, D.I.**, Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies, *Tectonophysics*, 196, 87-107, **1991a**.
- Doser, D.I.**, Faulting within the eastern Baikal rift as characterized by earthquake studies, *Tectonophysics*, 196, 109-139, **1991b**.
- Ebinger, C.J., G.D. Karner, et J.K. Weissel**, Mechanical strength of extended continental lithosphere : Constraints from the Western rift system, Africa, *Tectonics*, 10, 1239-1256, **1991**.
- Ekström, G., et P. England**, Seismic strain rates in regions of distributed continental deformation, *J. Geophys. Res.*, 94, 10,231-10,257, **1989**.
- England, P., et G. Houseman**, Finite strain calculations of continental deformation 2. Comparison with the India-Asia collision zone, *J. Geophys. Res.*, 91, 3664-3676, **1986**.
- England, P., et J. Jackson**, Active deformation of the continents, *Ann. Rev. Earth Sci.*, 17, 197-226, **1989**.
- England, P., et D.P. McKenzie**, A thin viscous sheet model for continental deformation, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 70, 295-321, **1982**.
- England, P., et D.P. McKenzie**, Correction to: a thin viscous sheet model for continental deformation, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 73, 523-532, **1983**.
- England, P., et P. Molnar**, Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet, *Nature*, 344, 140-142, **1990**.
- England, P., et P. Molnar**, The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults, *Geophys. J. Int.*, 130, 551-582, **1997a**.
- England, P., et P. Molnar**, Active deformation of Asia : From kinematics to dynamics, *Science*, 278, 647-650, **1997b**.
- Ermikov, V.D.**, Mesozoic precursors of the Cenozoic rift structures of Central Asia, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18, 123-134, **1994**.
- Faugères, E., J.P. Brun, et J. Van der Driessche**, Bassins asymétriques en extension pure et en décrochement : Modèles expérimentaux, *Bull. Soc. Nat. Elf Aquitaine Production*, 10, 13-21, **1986**.
- Forsyth, D.W., et S. Uyeda**, On the relative importance of the driving forces of plate motion, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 43, 163-200, **1975**.
- Foster, A.N., et J. Jackson**, Source parameters of large African earthquakes : Implications for crustal rheology and regional kinematics, *Geophys. J. Int.*, 134, 422-448, **1998**.
- Fournier, M.**, Ouverture de bassins marginaux et déformation continentale : l'exemple de la mer du Japon, *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 358 pp., **1994**.
- Fournier, M., L. Jolivet, Ph. Huchon, K.F. Sergeev, et L.S. Escorbin**, Neogene strike-slip faulting in Sakhalin and the Japan sea opening, *J. Geophys. Res.*, 99, 2701-2725, **1994**.
- Frohlich, C., et S.D. Davis**, How well constrained are well-constrained T, B, and P axes in moment tensor catalogs ?, *J. Geophys. Res.*, 104, 4901-4910, **1999**.
- Froidevaux, C., et H.C. Nataf**, Continental drift : What driving mechanism ? *Geologishen Rundschau*, 70, 166-176, **1981**.
- Furlong, K., et D.M. Fountain**, Continental crustal underplating : Thermal considerations and seismic-petrologic consequences, *J. Geophys. Res.*, 91, 8285-8294, **1986**.
- Gao, S., P.M. Davis, H. Liu, P.D. Slack, Y.A. Zorin, N.A. Logatchev, M.G. Kogan, P.D. Burkholder, et R.P. Meyer**, Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia, *J. Geophys. Res.*, 99, 15319-15330, **1994a**.
- Gao, S., P.M. Davis, H. Liu, P.D. Slack, Y.A. Zorin, V.V. Mordvinova, V.M. Kozhevnikov, et N.A. Logatchev**, Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone, *Nature*, 371, 149-151, **1994b**.
- Gao, S., P.M. Davis, H. Liu, P.D. Slack, A.W. Rigor, Y.A. Zorin, V.V. Mordvinova, V.M. Kozhevnikov, et N.A. Logatchev**, SKS splitting beneath continental rift zones, *J. Geophys. Res.*, 102, 22,781-22,797, **1997**.
- Gao, S., P.M. Davis, H. Liu, P.D. Slack, A.W. Rigor, Y.A. Zorin, V.V. Mordvinova, V.M. Kozhevnikov, et N.A. Logatchev**, Reply to Comment from Vauchez et al., *J. Geophys. Res.*, 104, 10,791-10,794, **1999**.
- Gaudemer, Y., P. Tapponnier, B. Meyer, G. Peltzer, G. Shunmin, Ch. Zhitai, D. Huagung, et I. Cifuentes**, Partitioning of crustal slip between linked, active faults in the eastern Qilian Shan, and evidence for a major seismic gap, the 'Tianzhu gap', on the western Haiyuan fault, Gansu, China, *Geophys. J. Int.*, 120, 599-645, **1995**.
- Gephart, J.W., et D.W. Forsyth**, An improved method for determining the regional stress tensor using earthquake focal mechanism data: Application to the San Fernando earthquake sequence, *J. Geophys. Res.*, 89, 9305-9320, **1984**.
- Gerbault, M., E.B. Burov, A.N.B. Poliakov, et M. Daignières**, Do faults trigger folding in the lithosphere ?, *Geophys. Res. Lett.*, 26 (2), 271-274, **1999**.

- Godano, C., P. Tosi, V. Derubis, et P. Augliera**, Scaling properties of the spatio-temporal distribution of earthquakes : A multifractal approach applied to a Californian catalogue, *Geophys. J. Int.*, 136, 99-108, **1999**.
- Golenetsky, S. I.**, Problems of the seismicity of the Baïkal rift zone, *J. Geodyn.*, 11, 296-307, **1990**.
- Grand, S.P., R.D. Van der Hilst, et S. Widiyantoro**, Global seismic tomography : A snapshot of convection in the earth, *GSA Today*, 7(4), 1-7, **1997**.
- Granet, M., M. Wilson, et U. Achauer**, Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 136, 281-296, **1995**.
- Griot, D.A., J.P. Montagner, et P. Tapponnier**, Phase velocity structure from Rayleigh and Love waves in Tibet and its neighboring regions, *J. Geophys. Res.*, 103, 21,215-21,232, **1998**.
- Guillou, L., et C. Jaupart**, On the effects of continents on mantle convection, *J. Geophys. Res.*, 100, 24,217-24,238, **1995**.
- Gurnis, M.**, Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents, *Nature*, 332, 695-699, **1988**.
- Haines, A.J.**, Calculating velocity fields across plate boundaries from observed shear rates, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 68, 203-209, **1982**.
- Handy, MR., et J.E. Streit**, Mechanics and mechanisms of magmatic underplating : Inferences from mafic veins in deep crustal mylonite, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 165, 271-286, **1999**.
- Harrison, T.M., P. Copeland, W.S.F. Kidd, et A. Yin**, Raising Tibet, *Science*, 255, 1663-1670, **1992**.
- Hassani, R., et J. Chéry**, Anelasticity explains topography associated with Basin and Range normal faulting, *Geology*, 12, 1095-1098, **1996**.
- Hatzfeld, D., M. Ziazia, D. Kementzetzidou, P. Hatzidimitriou, D. Panagiotopoulos, K. Makropoulos, P. Papadimitriou, et A. Deschamps**, Microseismicity and focal mechanisms at the western termination of the North Anatolian fault and their implications for continental tectonics, *Geophys. J. Int.*, 137, 891-908, **1999**.
- Hayward, N.J., et C.J. Ebinger**, Variations in the along-axis segmentation of the Afar rift system, *Tectonics*, 15(2), 244-257, **1996**.
- Heki, K., et al.**, Movement of the Shangai station: Implication for the tectonics of eastern Asia, *J. Comm. Res. Lab.*, 42, 65-72, **1995**.
- Heki, K.**, Horizontal and vertical crustal movements from three-dimensional very long baseline interferometry kinematic reference frame: Implication for the reversal timescale revision, *J. Geophys. Res.*, 101, 3187-3198, **1996**.
- Hendrix, M.S., T.A. Dumitru, et S.A. Graham**, Late Oligocene-early Miocene unroofing in the Chinese Tian Shan : An early effect of the India-Asia collision, *Geology*, 22, 487-490, **1994**.
- Herrick, R.R.**, Small mantle upwellings are pervasive on Venus and Earth, *Geophys. Res. Lett.*, 26(6), 803-806, **1999**.
- Holt, W.E., et A.J. Haines**, Velocity fields in deforming Asia from inversion of earthquake-released strains, *Tectonics*, 12, 1-20, **1993**.
- Holt, W.E., M. Li, et A.J. Haines**, Earthquake strain rates and instantaneous relative motions within central and eastern Asia, *Geophys. J. Int.*, 122, 569-593, **1995**.
- Holt, W.E., J.F. Ni, T.C. Wallace, et A.J. Haines**, The active tectonics of the eastern Himalayan syntaxis and surrounding regions, *J. Geophys. Res.*, 96, 14,595-14,632, **1991**.
- Hopper, J.R., et W.R. Buck**, The effect of lower crustal flow on continental extension and passive margin formation, *J. Geophys. Res.*, 101, 20,175-20,194, **1996**.
- Hopper, J.R., et W.R. Buck**, Styles of extensional decoupling, *Geology*, 26(8), 699-702, **1998**.
- Horiuchi, S., G. Rocco, et A. Hasegawa**, Discrimination of fault planes from auxiliary planes based on simultaneous determination of stress tensor and large number of fault plane solutions, *J. Geophys. Res.*, 100, 8327-8338, **1995**.
- Houdry, F.**, 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*, 356 pp., **1994**.
- Houseman, G., et P. England**, Finite strain calculations of continental deformation. 1. Method and general results for convergent zones, *J. Geophys. Res.*, 91, 3651-3663, **1986**.
- Houseman, G., et P. England**, Crustal thickening versus lateral expulsion in the India-Asia continental collision, *J. Geophys. Res.*, 98, 12,233-12,249, **1993**.
- Houseman, G., et P. England**, A lithospheric-thickening model for the Indo-Asian collision, in "The Tectonic Evolution of Asia", An Yin and T. Mark Harrison (Eds), Cambridge University Press, 3-17, **1996**.
- Houseman, G., et P. Molnar**, Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of the lithosphere, *Geophys. J. Int.*, 128, 125-150, **1997**.
- Huang, J., et W.P. Chen**, 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, **1986**.
- Huc, M.**, Modélisation du cycle sismique par la méthode des éléments finis, *Thèse de Doctorat, Univ. Montpellier II*, 175 pp., **1997**.
- Huc, M., R. Hassani, et J. Chéry**, Large earthquake nucleation associated with stress exchange between middle and upper crust, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (4), 551-554, **1998**.
- Huchon, P., X. Le Pichon, et C. Rangin**, Indochina Peninsula and the collision of India and Eurasia, *Geology*, 22, 27-30, **1994**.
- Huchon, P., T.N.H. Nguyen, et N. Chamot-Rooke**, Finite extension across the South Vietnam basins from 3D gravimetric modelling : Relation to South China Sea kinematics, *Mar. Petrol. Geology*, 15, 619-634, **1998**.
- Ilyin, A.V.**, Proterozoic supercontinent, its latest Precambrian rifting, breakup, dispersal into smaller continents, and subsidence of their margins : Evidence from Asia, *Geology*, 18, 1231-1234, **1990**.
- Imaev, V.S., L.P. Imaeva, et B.M. Koz'min**, Active faults and recent geodynamics of Yakutian seismic belts, *Geotectonics*, 28(2), 146-158, **1994**.
- Ionov, D.A., S.Y. O'Reilly, et I.V. Ashchepkov**, Felspar-bearing lherzolite xenoliths in alkalibasalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122, 174-190, **1995**.
- Jackson, J., et T. Blenkinsop**, The Malawi earthquake of March 10, 1989 : Deep faulting within the East African Rift system, *Tectonics*, 12, 1131-1139, **1993**.
- Jackson, J., et T. Blenkinsop**, The Bilila-Mtakataka fault in Malawi : An active, 100-km long, normal fault segment in thick seismogenic crust, *Tectonics*, 16(1), 137-150, **1997**.

- Jackson, J., et N. White**, Normal faulting in the upper continental crust: Observations from areas of active extension, *J. Struct. Geol.*, 11, 15-36, **1989**.
- Jin, Y. M.K. McNutt, et Y.S. Zhu**, mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan Plateau from gravity anomalies, *J. Geophys. Res.*, 101, 11,275-11,290, **1996**.
- Jolivet, L., Ph. Davy, et P. Cobbold**, Right-lateral shear along the northwest Pacific margin and the India-Eurasia collision, *Tectonics*, 9(6), 1409-1419, **1990**.
- Jolivet, L., Ph. Huchon, J.P. Brun, X. Le Pichon, N. Chamot-Rooke, et J.C. Thomas**, Arc deformation and marginal basin opening : Japan sea as a case study, *J. Geophys. Res.*, 96, 4367-4384, **1991**.
- Jolivet, L., M. Fournier, Ph. Huchon, V.S. Rozhdestvenskiy, K.F. Sergeev, et L.S. Escorbin**, A Cenozoic intracontinental dextral motion in the Okhotsk - Japan sea region, *Tectonics*, 11(5), 968-977, **1992**.
- Jolivet, L., K. Tamaki, et M. Fournier**, Japan sea, opening history and mechanism, a synthesis, *J. Geophys. Res.*, 99, 22,237-22,259, **1994**.
- Jolivet, L., H. Maluski, O. Beyssac, B. Goffé, C. Lépvrier, P.T. Thi, et N.V. Vuong**, Oligocene-Miocene Bu Khang extensional gneiss dome in Vietnam : Geodynamic implications, *Geology*, 27(1), 67-70, **1999**.
- Kashik, S.A., et V.N. Mazilov**, Main stages and palaeogeography of Cenozoic sedimentation in the Baikal rift system (eastern Siberia), *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18, 453-462, **1994**.
- Kato, T., Y. Kotake, S. Nakao, J. Beavan, K. Hirahara, M. Okada, M. Hoshiba, O. Kamigaichi, R.B. Feir, P.H. Park, M.D. Gerasimenko, et M. Kasahara**, Initial results from WING, the continuous GPS network in the western Pacific area, *Geophys. Res. Lett.*, 25 (3), 369-372, **1998**.
- Keller, G.R., M.H.P. Bott, R.W. Wendlandt, D.I. Doser, et P. Morgan**, The Baikal rift system, in : *Continental rifts : Evolution, structure, tectonics*, K.H. Olsen (Editor), ILP Programme Publ. 264, Elsevier, Amsterdam, 325-341, **1995**.
- Khain, V.E.**, Origin of the Central Asian mountain belt : Collision or mantle diapirism, *J. Geodyn.*, 11, 389-394, **1990**.
- Khutorskoy, M.D., et V.V. Yarmoluk**, Heat flow, structure and evolution of the lithosphere of Mongolia, *Tectonophysics*, 164, 315-322, **1989**.
- Kimura, G., et K. Tamaki**, Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan seas, *Tectonics*, 5(3), 389-401, **1986**.
- King, G.C., R.S. Stein, et J.B. Rundle**, The growth of geological structures by repeated earthquakes. 1. Conceptual framework, *J. Geophys. Res.*, 93, 13,307-13,318, **1988**.
- Kiselev, A.I.**, Volcanism of the Baikal rift zone, *Tectonophysics*, 143, 235-244, **1987**.
- Kiselev, A.I., et A.M. Popov**, Asthenospheric diapir beneath the Baikal rift: Petrological constraints, *Tectonophysics*, 208, 287-295, **1992**.
- Klootwijk, C.T., P.J. Conaghan, et C.M. Powell**, The Himalayan arc : Large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 176-183, **1985**.
- Kondorskaya, N.V., and N.V. Shebalin**, New catalog of strong earthquakes in the USSR from ancient times through 1977, *World Data Cent. A Solid-Earth Geophys., Boulder, Colorado*, 608 pp., **1982**.
- Kong, X., et P. Bird**, Neotectonics of Asia: thin-shell finite-element models with faults, in “*The Tectonic Evolution of Asia*”, An Yin and T. Mark Harrison (Eds), Cambridge University Press, 18-34, **1996**.
- Koulakov, I.**, Three-dimensional seismic structure of the upper mantle beneath the central part of the Eurasian continent, *Geophys. J. Int.*, 133, 467-489, **1998**.
- Krylov, S. V., B. P. Mishenkin, and A. V. Bryskin**, Deep structure of the Baikal rift from multiwave seismic explorations, *J. Geodyn.*, 13, 87-96, **1991**.
- Kusznrir, N. J., et R. G. Park**, The extensional strength of the continental lithosphere: Its dependance on geothermal gradient and crustal composition and thickness, in : *Continental extensional tectonics*, Geol. Soc. London Special Publ., M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (eds), 28, 35-52, **1987**.
- Lacassin, R., H. Maluski, P.H. Leloup, P. Tapponnier, Ch. Hinthong, K. Siribhakdi, S. Chuaviroj, et A. Charoenravat**, Tertiary diachronic extrusion and deformation of western Indochina : Structural and ⁴⁰Ar/³⁹Ar evidence from NW Thailand, *J. Geophys. Res.*, 102, 10,013-10,037, **1997**.
- Larson, K.M., J.T. Freymueller, et S. Philipsen**, Global plate velocities from the Global Positioning System, *J. Geophys. Res.*, 102, 9961-9982, **1997**.
- Larson, K.M., R. Bürgmann, R. Bilham, et J.T. Freymueller**, Kinematics of the India-Eurasia collision zone from GPS measurements, *J. Geophys. Res.*, 104, 1077-1093, **1999**.
- Leloup, P.H., T.M. Harrison, F.J. Ryerson, Ch. Wenji, L. Qi, P. Tapponnier, et R. Lacassin**, Structural, petrological and thermal evolution of a Tertiary ductile strike-slip shear zone, Diancang Shan, Yunnan, *J. Geophys. Res.*, 98, 6715-6743, **1993**.
- Lenardic, A., et M.W. Kaula**, More thoughts on convergent crustal plateau formation and mantle dynamics with regards to Tibet, *J. Geophys. Res.*, 100, 15,193-15,203, **1995**.
- Lesne, O., E. Calais, et J. Déverchère**, Finite element modeling of crustal deformation in the Baikal rift zone: new insights into the active-passive debate, *Tectonophysics*, 289, 327-430, **1998**.
- Levi, K.G., S.M. Babushkin, A.A. Badardinov, V.Y. Buddo, G.V. Larkin, A.I. Miroshnichenko, V.A. San'kov, V.V. Ruzhich, H.K. Wong, D. Delvaux, et S. Colman**, Active Baikal tectonics, *Russian Geology and Geophysics*, 36(10), 143-154, **1995**.
- Levi, K.G., A.I. Miroshnichenko, V.A. San'kov, S.M. Babushkin, G.V. Larkin, A.A. Badardinov, H.K. Wong, S. Colman, et D. Delvaux**, Active faults of the Baikal depression, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 21, 399-434, **1997**.
- Liu, H.S.**, Geodynamics of the Baikal-Stanovoy seismic belt, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 31, 77-82, **1983**.
- Logatchev, N.A.**, History and geodynamics of the Lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system: A review, *Bull. C. Rech. Explor.- Prod. Elf Aquitaine*, 17, 353-370, **1993**.
- Logatchev, N.A., et N.A. Florensov**, The Baikal system of rift valleys, In : N.A. Florensov (Ed.), *The role of rifting in the Earth's history*, Nauka, Novosibirsk (en russe), 19-29, **1977**.
- Logatchev, N.A., et N.A. Florensov**, The Baikal system of rift valleys, *Tectonophysics*, 45, 1-13, **1978**.
- Logatchev, N. A., et Yu. A. Zorin**, Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift, *Tectonophysics*, 143, 225-234, **1987**.

- Logatchev, N.A. et Y.A. Zorin**, Baikal rift zone: Structure and geodynamics, *Tectonophysics*, 208, 273-286, **1992**.
- Lowman, J.P., et G.T. Jarvis**, Effects of mantle heat source distribution on supercontinent stability, *J. Geophys. Res.*, 104, 12,733-12,746, **1999**.
- Lukk, A.A., S.L. Yunga, V.I. Shevchenko, et M.W. Hamburger**, Earthquake focal mechanisms, deformation state, and seismotectonics of the Pamir-Tien Shan region, Central Asia, *J. Geophys. Res.*, 100, 20,321-20,343, **1995**.
- Lund, B., et R. Slunga**, Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: Application to Ölfus in southwest Iceland, *J. Geophys. Res.*, 104, 14,947-14,964, **1999**.
- Lyon-Caen, H., et P. Molnar**, Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 88, 8171-8191, **1983**.
- Lyon-Caen, H., et 10 co-auteurs**, The 1986 Kalamata (South Peloponnesus) earthquake: Detailed study of a normal fault, evidences for east-west extension in the Hellenic arc, *J. Geophys. Res.*, 93, 14,967-15,000, **1988**.
- Lysak, S.V.**, The Baikal rift heat flow, *Tectonophysics*, 45, 87-93, **1978**.
- Lysak, S.V.**, Terrestrial heat flow in the south of East Siberia, *Tectonophysics*, 103, 205-215, **1984**.
- Lysak, S.V.**, Terrestrial heat flow of continental rifts, *Tectonophysics*, 143, 31-41, **1987**.
- Lysak, S.V.**, Heat flow variations in continental rifts, *Tectonophysics*, 208, 309-323, **1992**.
- Lysak, S.V.**, Terrestrial heat and temperatures in the upper crust in South-East Siberia, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 19, 39-57, **1995**.
- Malkin, B.V., et A.I. Shemenda**, Mechanism of rifting : Considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data, *Tectonophysics*, 199, 193-210, **1991**.
- Mann, P., M.R. Hempton, D.C. Bradley, et K. Burke**, Development of pull-apart basins, *J. Geology*, 91, 529-554, **1983**.
- Marotta, A.M., M. Fernandez, et R. Sabadini**, Mantle unrooting in collisional settings, *Tectonophysics*, 296, 31-46, **1998**.
- Martinod, J., et Ph. Davy**, Periodic instabilities during compression or extension of the lithosphere. 1. Deformation modes from an analytical perturbation method, *J. Geophys. Res.*, 97, 1999-2024, **1992**.
- Martinod, J., et Ph. Davy**, Periodic instabilities during compression of the lithosphere. 2. Analogue experiments, *J. Geophys. Res.*, 99, 12,057-12,069, **1994**.
- Mats, V.D.**, The structure and evolution of the Baikal rift depression, *Earth Sci. Rev.*, 34, 81-118, **1993**.
- Mattauer, M., Ph. Matte, et J.L. Olivet**, A 3D model of the India-Asia collision at plate scale, *C.R. Acad. Sci. Paris*, 328, 499-508, **1999**.
- Matte, Ph., M. Mattauer, J.L. Olivet, et D.A. Griot**, Continental subductions beneath Tibet and the Himalayan orogeny : A review, *Terra Nova*, 9(5/6), 264-270, **1997**.
- McCalpin, J.P., et V.S. Khromovskikh**, Holocene paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia, *Tectonics*, 14(3), 594-605, **1995**.
- McKenzie, D.M.**, The relation between fault plane solutions for earthquakes and the direction of the principal stresses, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 59, 591-601, **1969**.
- Meghraoui, M., V. Bosi, et T. Camelbeeck**, Fault fragment control in the 1997 Umbria-Marche, central Italy, earthquake sequence, *Geophys. Res. Lett.*, 26 (8), 1069-1072, **1999**.
- Melnikov, A.I., A.M. Mazukabzov, E.V. Sklyarov, et E.P. Vasiljev**, Baikal rift basement : Structure and tectonic evolution, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18, 99-122, **1994**.
- Meissner, R., et J. Strehlau**, Limits of stresses in continental crusts and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes, *Tectonics*, 1, 73-89, **1982**.
- Mercier, J.L., et E. Carey-Gailhardis**, Regional state of stress and characteristic fault kinematic instabilities shown by aftershock sequences : The aftershock sequence of the 1978 Thessaloniki (Greece) and 1980 Campania-Lucania (Italia) earthquakes as examples, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 92, 247-264, **1989**.
- Métivier, F., et Y. Gaudemer**, Mass transfer between eastern Tien Shan and adjacent basins (central Asia) : Constraints on regional tectonics and topography, *Geophys. J. Int.*, 128, 1-17, **1997**.
- Métivier, F., Y. Gaudemer, P. Tapponnier, et M. Klein**, Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic, *Geophys. J. Int.*, 137, 280-318, **1999**.
- Meyer, B., P. Tapponnier, L. Bourjot, F. Métivier, Y. Gaudemer, G. Peltzer, G. Shunmin, et C. Zhitai**, Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique, strike-slip controlled growth of the Tibet plateau, *Geophys. J. Int.*, 135, 1-47, **1998**.
- Michael, A.J.**, Determination of stress from slip data : Faults and folds, *J. Geophys. Res.*, 92, 11,517-11,526-747, **1984**.
- Michael, A.J.**, Use of focal mechanisms to determine stress : A control study, *J. Geophys. Res.*, 89, 357-368, **1987**.
- Molnar, P.**, A review of geophysical constraints of the deep structure of the Tibetan Plateau, The Himalaya and the Karakorum and their tectonics, *Phil. Trans. R. Soc. London*, 326, 33-88, **1988**.
- Molnar, P., et W.P. Chen**, Seismicity and mountain building, in : *Mountain building processes (J. Hsü, ed.)*, Academic Press, London, England, 41-57, **1982**.
- Molnar, P., et Q. Deng**, Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, 89, 6203-6227, **1984**.
- Molnar, P., et J.M. Gipson**, 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, 545-553, **1996**.
- Molnar, P., et P. Tapponnier**, Cenozoic tectonics of Asia : Effects of a continental collision, *Science*, 189(4201), 419-426, **1975**.
- Molnar, P., et P. Tapponnier**, A possible dependence of tectonic strength on the age of the crust in Asia, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, 107-114, **1981**.
- Molnar, P., P. England, et J. Martinod**, Mantle dynamics, uplift of the Tibetan Plateau and the Indian monsoon, *Rev. Geophys.*, 31, 357-396, **1993**.
- Mooney, W.D., G. Laske, et T.G. Masters**, CRUST 5.1 : A global crustal model at 5° x 5°, *J. Geophys. Res.*, 103, 727-747, **1998**.

- Moore, T.C., K.D. Klitgord, A.J. Golmshtok, et E. Weber**, Sedimentation and subsidence patterns in the central and north basins of Lake Baikal from seismic stratigraphy, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109(6), 746-766, **1997**.
- Morgan, P.**, Heat flow in rifts, in : *Continental rifts : Evolution, structure, tectonics*, K.H. Olsen (Editor), *ILP Programme Publ. 264*, Elsevier, Amsterdam, 99-101, **1995**.
- Murphy, M.A., A. Yin, et T.M. Harrison**, Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan Plateau ? : Reply, *Geology*, 27(3), 285-286, **1999**.
- Nataf, H.C., C. Froidevaux, J.L. Levrat, et M. Rabinowicz**, Laboratory convection experiments: Effects of lateral cooling and generation of instabilities in the horizontal boundary layers, *J. Geophys. Res.*, 86, 643-6154, **1981**.
- Nicolas, A., U. Achauer, et M. Daignières**, Rift initiation by lithospheric rupture, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 281-298, **1994**.
- Olsen, K.H.**, *Continental rifts : Evolution, structure, tectonics*, *ILP Programme Publ. 264*, Elsevier, Amsterdam, 466 pp., **1995**.
- Owens, T.J., et G. Zandt**, The implications of crustal property variations on models of Tibetan Plateau evolution, *Nature*, 387, 37-43, **1997**.
- Patriat, Ph., et J. Achahe**, India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates, *Nature*, 311, 615-621, **1984**.
- Patzelt, A., H. Li, J. Wang, et E. Appel**, Paleomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet : Evidence for the extent of the northern margin of India prior to the collision with Eurasia, *Tectonophysics*, 259, 259-284, **1996**.
- Peltzer, G., et F. Saucier**, Present-day kinematics of Asia derived from geologic fault rates, *J. Geophys. Res.*, 101, 27,943-27,956, **1996**.
- Peltzer, P., et P. Tapponnier**, Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision : an experimental approach, *J. Geophys. Res.*, 93, 15,085-15,117, **1988**.
- Peltzer, G., P. Tapponnier, Y. Gaudemer, B. Meyer, S. Guo, K. Yin, Z. Chen, et H. Dai**, Offsets of late Quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the Chang Ma fault (Gansu, China), *J. Geophys. Res.*, 93, 7793-7812, **1988**.
- Petit, C.**, Le rift Baïkal et la collision Inde-Asie: analyse du champ de contraintes, de la structure et du comportement mécanique de la lithosphère, *Thèse Université Pierre et Marie Curie*, 138 pp., **1996**.
- Petit, C.**, Style of active intraplate deformation from gravity and seismicity data : The Baikal rift, Asia, *Terra Nova*, 10(3), 160-169, **1998**.
- Petit, C., et J. Déverchère**, Velocity structure of the northern Baikal rift, Siberia, from local and regional earthquake travel times, *Geophys. Res. Lett.*, 22(13), 1677-1680, **1995**.
- Petit, C., E.B. Burov, et J. Déverchère**, On the structure and mechanical behavior of the extending lithosphere in the Baikal rift from gravity modeling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 149, 29-42, **1997**.
- Petit, C., J. Déverchère, F. Houdry, V.A. Sankov, V.I. Melnikova, et D. Delvaux**, Present-day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications, *Tectonics*, 15(6), 1171-1191, **1996**.
- Petit, C., I.Yu. Koulakov, et J. Déverchère**, Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications, *Tectonophysics*, 296, 125-144, **1998**.
- Pitman, W.C., et J.A. Andrews**, Subsidence and thermal history of small pull-apart basins, in : *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*, N. Christie-Blick and K. Biddle (Eds.), *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 37, 45-49, **1985**.
- Popov, A.M.**, A deep geophysical study in the Baikal region, *Pure Appl. Geophys.*, 134(4), 575-587, **1990**.
- Poort, J., P. van der Beek, et M. ter Voorde**, An integrated modelling study of the central and northern Baikal rift: Evidence for non-uniform lithospheric thinning ?, *Tectonophysics*, 291, 101-122, **1998**.
- Puzirev, N.N., M.M. Mandelbaum, S.V. Krylov, B.P. Mishenkin, G.V. Petrik, et G. V. Krupskaya**, Deep structure of the Baikal and other continental rift zones from seismic data, *Tectonophysics*, 45, 15-22, **1978**.
- Rahe, B., D.A. Ferril, et A.P. Morris**, Physical analog modeling of pull-apart basin evolution, *Tectonophysics*, 285, 21-40, **1998**.
- Ramsay, J.G.**, Development of chevron folds, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 85, 1741-1754, **1974**.
- Rangin, C., X. Le Pichon, S. Mazzoti, M. Pubellier, N. Chamot-Rooke, M. Aurelio, A. Walpersdorf, et R. Quebral**, Plate convergence measured by GPS across the Sundaland/Philippine Sea Plate deformed boundary: The Philippines and eastern Indonesia, *Geophys. J. Int.*, 139, 296-316, **1999**.
- Rapine, R.R., J.F. Ni, et T.M. Hearn**, Regional wave propagation in China and surrounding regions, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87(6), 1662-1636, **1997**.
- Rasskazov, S.V.**, Magmatism related to the Eastern Siberia Rift System and the geodynamics, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 18, 437-452, **1994**.
- Ratsbacher, L., W. Frish, et G. Liu**, Distributed deformation in southern and western Tibet during and after the India-Asia collision, *J. Geophys. Res.*, 99, 19,917-19,945, **1994**.
- Rebaï, S., H. Philip, et A. Taboada**, Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: Evidence for variation in stress directions at different scales, *Geophys. J. Int.*, 110, 106-140, **1992**.
- Replumaz, A.**, Reconstruction de la zone de collision Inde-Asie - Etude centrée sur l'Indochine, *Thèse de Doctorat, Université Paris VII*, 230 pp., **1999**.
- Ricard, Y., et C. Froidevaux**, Stretching instabilities and lithospheric boudinage, *J. Geophys. Res.*, 91, 8314-8324, **1986**.
- Richardson, R.M.**, Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field, *J. Geophys. Res.*, 97, 11,739-11,748, **1992**.
- Riegel, S.A., K. Fujita, B. Koz'min, V.S. Imaev, et D.B. Cook**, Extrusion tectonics of the Okhotsk plate, northeast Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 20 (7), 607-610, **1993**.
- Ritz, J.-F.**, Determining the slip vector by graphical construction: Use of a simplified representation of the stress tensor, *J. Struct. Geol.*, 16, 737-741, **1994**.
- Ritz, J.-F., et A. Taboada**, Revolution stress ellipsoids in brittle tectonics resulting from an uncritical use of inverse methods, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 164(4), 519-531, **1993**.
- Ritz J.F., E.T. Brown, D.L. Bourles, H. Philip, A. Schlupp, G. Raisbeck, F. Yiou, et E. Enhtuvshin**, Slip rates along active faults estimated with cosmic ray exposure dates : Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia, *Geology*, 23, 1019-1022, **1995**.
- Ritzwoller, M.H., et A.L. Levshin**, Eurasian surface wave tomography : Group velocities, *J. Geophys. Res.*, 103, 4839-4878, **1998**.

- Rivera, L., et A. Cisternas, Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 600-614, 1990.
- Roberts, A.M., et N.J. Kusznir, Comment on « Flank uplift and topography at the Central Baikal Rift (SE Siberia): A test of kinematic models for continental extension » by Peter Van der Beek, *Tectonics*, 17(2), 322-323, 1998.
- Ruppel, C., Thermal structure, compensation mechanisms, and tectonics of actively-deforming continents: Baikal rift zone and large-scale overthrust and extensional terrains, *Ph.D. Thesis, Mass. Inst. Of Tech.*, 292 pp., 1992a.
- Ruppel, C., The role of transform tectonics in the opening of the Baikal rift zone, Siberia, *Manuscrit non publié*, 1992b.
- Ruppel, C., Extensional processes in continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 24,187-24,215, 1995.
- Ruppel, C., M.G. Kogan, et M.K. McNutt, Implications of new gravity data for Baikal rift zone structure, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1635-1638, 1993.
- Ruppel, C., et R. McNamara, Seismic and rheological constraints on absolute temperatures in the Tibetan Plateau upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, sous presse, 1999.
- Sanderson, D., et W. Marchini, Transpression, *J. Struct. Geol.*, 6, 449-458, 1984.
- San'kov, V.A., A.I. Miroshnichenko, K.G. Levi, A.V. Likhnev, A.I. Melnikov, et D. Delvaux, Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 21, 435-455, 1997.
- San'kov, V.A., K.G. Levi, E. Calais, J. Déverchère, O. Lesne, A.V. Likhnev, A.I. Miroshnichenko, V.Yu. Buddo, V.T. Zalutsky, et Yu .B. Bashkuev, Present-day and Holocene horizontal movements in the Baikal testing ground, *Russian Geol. and Geophys.* (en russe), sous presse, 1999.
- San'kov, J. Déverchère, Y. Gaudemer, F. Houdry, et A. Filippov, Geometry and rate of faulting in the North Baikal rift, Siberia, *Tectonics*, sous presse, 1999.
- Savage, J.C, J.L. Svarc, et W.H. Prescott, Geodetic estimates of fault slip rates in the San Francisco Bay area, *J. Geophys. Res.*, 104, 4995-5002, 1999.
- Schlupp, A., Néotectonique de la Mongolie Occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires, *Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*, 172 pp., 1996.
- Scholz, C.A., K.D. Klitgord, D.R. Hutchinson, U.S. Ten Brink, L.P. Zonenshain, A.Y. Golmshtok, et T.C. Moore, Results of 1992 seismic réflexion experiment in Lake Baikal, *EOS, Trans. Am. Geophys. Union*, 74, 465-470, 1993.
- Scholz, C.H., The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting, *Geol. Rundsch.*, 77, 319-328, 1988.
- Scholz, C.H., et J. Campos, On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading at subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 100, 22,103-22,115, 1995.
- Schott, B., et H. Schmeling, Delamination and detachment of a lithospheric root, *Tectonophysics*, 296, 225-247, 1998.
- Sengör, A.M.C., Continental interiors and cratons: Any relation?, *Tectonophysics*, 305, 1-42, 1999.
- Sengör, A.M.C., B.A. Nattal'in, et V.S. Burtman, Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia, *Nature*, 364, 299-307, 1993.
- Seno, T., T. Sakurai, et S. Stein, Can the Okhotsk plate be discriminated from the North American plate?, *J. Geophys. Res.*, 101, 11,305-11,315, 1996.
- Sherman, S.I., Faults of the Baikal rift zone, in : Logatchev, N.A., Mohr, P.A. (Eds.), *Geodynamics of the Baikal rift system, Tectonophysics*, 45, 31-39, 1978.
- Sherman, S.I., Fault and tectonic stresses of the Baikal rift zone, *Tectonophysics*, 208, 297-307, 1992.
- Sherman, S.I., et K.G. Levi, Transform faults of the Baikal rift zone, *Dokl. Akad. Nauk SSSR* (en russe), 233(2), 461-464, 1977.
- Shudofsky, G. N., S. Cloetingh, S. Stein, et R. Wortel, Unusually deep earthquakes in East Africa: constraints on the thermo-mechanical structure of a continental rift system, *Geophys. Res. Lett.*, 14(7), 741-744, 1987.
- Sims, D., D.A. Ferrill, et J.A. Stamatakos, Role of a ductile décollement in the development of pull-apart basins: Experimental results and natural examples, *J. Struct. Geol.*, 21(5), 533-554, 1999.
- Sobolev, S.V., A. Grésillaud, et M. Cara, How robust is isotropic delay time tomography for anisotropic mantle?, *Geophys. Res. Lett.*, 26(4), 509-512, 1999.
- Solonenko, V.P., V.V. Nikolaev, R.M. Semyonov, M.G. Demyanovitch, R.A. Kurushin, V.S. Khromovskikh, et A.V. Tchizubov, *Geology and seismicity of the BAM (Baikal-Amur Main) railway zone, Nauka, Novosibirsk* (en russe), 8, 189 pp., 1985.
- Solonenko, A.V., N.V. Solonenko, V.I. Melnikova, B.M. Kuzmin, O.A. Kuchai, et S.S. Sukhanova, Stresses and fault plane motions of earthquakes in Siberia and Mongolia, in : *Seismicity and seismic zoning of Northern Eurasia, IFE-RAS* (en russe), 1, 113-122, 1993.
- Solonenko, A.V., N.V. Solonenko, V.I. Melnikova, et E.G. Shteiman, The analysis of the spatial-temporal structure of seismicity in the Baikal rift zone, in : Schenk, V. (Ed.), *Earthquake Hazard and Risk, Kluwer Acad. Publ., Amsderdam, The Netherlands*, 49-62, 1996.
- Solonenko, A.V., N.V. Solonenko, V.I. Melnikova, et E.G. Shteiman, The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal rift zone, *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 21, 207-231, 1997.
- Sornette, A., Ph. Davy, et D. Sornette, Fault growth in brittle-ductile experiments and the mechanics of continental collisions, *J. Geophys. Res.*, 98, 12,111-12,139, 1993.
- Stein, R.S., G.C. King, et J.B. Rundle, The growth of geological structures by repeated earthquakes. 2. Field examples of continental dip-slip faults, *J. Geophys. Res.*, 93, 13,319-13,331, 1988.
- Stephenson, R.A., et S.A.P.L. Cloetingh, Some examples and mechanical aspects of continental lithospheric folding, *Tectonophysics*, 188, 27-37, 1991.
- Sylvester, A., Strike-slip faults, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, 1666-1703, 1988.
- Tapponnier, P., et P. Molnar, Slip-line field theory and large scale continental tectonics, *Nature*, 264, 319-324, 1976.
- Tapponnier, P., et P. Molnar, Active faulting and cenozoic tectonics of China, *J. Geophys. Res.*, 82, 2905-2930, 1977.
- Tapponnier, P., et P. Molnar, Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baikal regions, *J. Geophys. Res.*, 84, 3425-3459, 1979.

- Tapponnier, P., G. Peltzer, A.Y. Le Dain, R. Armijo, et P. Cobbold**, Propagating extrusion tectonics in Asia : New insights from simple experiments with plasticine, *Geology*, 10, 611-616, **1982**.
- Tapponnier, P., G. Peltzer, et R. Armijo**, On the mechanics of the collision between India and Asia, in: *Collision Tectonics*, M.P. Coward et A.C. Ries (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, 115-157, **1986**.
- Tiberi, C.**, Rifts de Corinthe et d'Evvia (Grèce) : Structure lithosphérique par tomographie téléseismique et gravimétrie, *Thèse Univ. Paris 7*, 239 pp., **1999**.
- Tommasi, A.**, Forward modeling of the development of seismic anisotropy in the upper mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160, 1-13, **1998**.
- Tommasi, A., A. Vauchez, et B. Daudré**, Initiation and propagation of shear zones in a heterogeneous continental lithosphere, *J. Geophys. Res.*, 100, 22,083-22,101, **1995**.
- Triep, E.G., et L.R. Sykes**, 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, 9923-9948, **1997**.
- Tron, V., et J.P. Brun**, Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems, *Tectonophysics*, 188, 71-84, **1991**.
- Ufimtsev, G.F.**, Morphotectonics of the Mongolian-Siberian mountain belts, *J. Geodyn.*, 11, 309-325, **1990**.
- Ufimtsev, G.F.**, Morphotectonics of the Baikal rift valleys, eastern Siberia, USSR, *Geojournal*, 23(3), 197-206, **1991**.
- Van der Beek, P.A.**, Flank uplift and topography at the Central Baikal Rift (SE Siberia): A test of kinematic models for continental extension, *Tectonics*, 16, 122-136, **1997**.
- Van der Beek, P.A.**, Reply to Comment, *Tectonics*, 17(2), 324-327, **1998**.
- Van der Beek, P.A., D. Delvaux, P.A.M. Andriessen, et K.G. Levi**, Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia, *J. Geol. Soc. London*, 153, 515-523, **1996**.
- Van der Hilst, R., S. Widiyantoro, et E.R. Engdahl**, Evidence for deep mantle circulation from global tomography, *Nature*, 386, 578-584, **1997**.
- Van der Woerde, J., F.J. Ryerson, P. Tapponnier, Y. Gaudemer, R. Finkel, A.S. Mériaux, M. Caffee, G. Zhao, et Q. He**, Holocene left-slip rate determined by cosmogenic surface dating on the Xidatan segment of the Kunlun fault (Qinghai, China), *Geology*, 26(8), 695-698, **1998**.
- Vauchez, A., G. Barruol, et A. Nicolas**, Comment on « SKS splitting beneath continental rift zones », *J. Geophys. Res.*, 104, 10,787-10,789, **1999**.
- Vauchez, A., G. Barruol, et A. Tommasi**, Why do continents break up parallel to ancient orogenic belts ?, *Terra Nova*, 9, 62-66, **1997**.
- Vauchez, A., A. Tommasi, and M. Egidio-Silva**, Self-indentation of continental lithosphere, *Geology*, 22, 967-970, **1994**.
- Vauchez, A., A. Tommasi, et G. Barruol**, Rheological heterogeneity, mechanical anisotropy and deformation of the continental lithosphere, *Tectonophysics*, 296, 61-86, **1998**.
- Vening-Meinesz, F.A.**, Les grabens africains, résultat de compression ou de tension dans la croûte terrestre, *Bull. Inst. Rech. Colon. Belg.*, 21, 539-552, **1950**.
- Vilotte, J.P., M. Daignières, et R. Madariaga**, Numerical modeling of intraplate deformation : Simple mechanical models of continental collision, *J. Geophys. Res.*, 87, 10,709-10,728, **1982**.
- Vilotte, J.P., R. Madariaga, M. Daignières, et O. Zienkiewicz**, Numerical study of continental collision : Influence of buoyancy forces and an initial stiff inclusion, *Geophys. J. Int.*, 84, 279-310, **1986**.
- Walpersdorf, A.**, L'observation de la tectonique active en Asie du Sud-Est par géodésie spatiale : un projet GPS, *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 179 pp., **1997**.
- Wang, H., et X. Mo**, An outline of the tectonic evolution of China, *Episodes*, 18(1/2), 6-16, **1995**.
- Waschbusch, P., et Ch. Beaumont**, Effect of a retreating subduction zone on deformation in simple regions of plate convergence, *J. Geophys. Res.*, 101, 28,133-28,148, **1996**.
- Wdowinski, S.**, A theory of intraplate tectonics, *J. Geophys. Res.*, 103, 5037-5059, **1998**.
- Wdowinski, S., et Y. Bock**, The evolution of deformation and topography of high elevated plateaus. 1. Model, numerical analysis, and general results, *J. Geophys. Res.*, 99, 7103-7119, **1994a**.
- Wdowinski, S., et Y. Bock**, The evolution of deformation and topography of high elevated plateaus. 2. Application to the central Andes, *J. Geophys. Res.*, 99, 7121-7130, **1994b**.
- Weissel, J.K., et G.D. Karner**, Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension, *J. Geophys. Res.*, 94, 13,919-13,950, **1989**.
- Wells, D.L., et K.J. Coppersmith**, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002, **1994**.
- Westaway, R.**, Forces associated with mantle plumes, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119, 331-348, **1993**.
- Westaway, R.**, Crustal volume balance during the India-Eurasia collision and altitude of the Tibetan plateau : A working hypothesis, *J. Geophys. Res.*, 100, 15,173-15,192, **1995**.
- Whittaker, A., M.H.P. Bott, et G.D. Waghorn**, Stresses and plate boundary forces associated with subduction plate margins, *J. Geophys. Res.*, 97, 11,933-11,944, **1992**.
- Willett, S., et Ch. Beaumont**, Subduction of Asian lithospheric mantle beneath Tibet inferred from models of continental collision, *Nature*, 369, 642-645, **1994**.
- Willett, S., Ch. Beaumont, et Ph. Fullsack**, Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens, *Geology*, 21, 371-374, **1993**.
- Windley, B.F., et M.B. Allen**, Mongolian Plateau : evidence for a late Cenozoic mantle plume under central Asia, *Geology*, 21, 295-298, **1993**.
- Withjack, M.O., et W.R. Jamison**, Deformation produced by oblique rifting, *Tectonophysics*, 126, 99-124, **1986**.
- Wittlinger, G., P. Tapponnier, G. Poupinet, J. Mei, S. Danian, G. Herquel, et F. Masson**, Tomographic evidence for localized shear along the Altyn Tagh fault, *Science*, 282, 74-76, **1998**.

- Worrall, D.M., V. Kruglyak, F. Kunst, et V. Kuznetsov, Tertiary tectonics of the sea of Okhotsk, Russia : Far-field effects of the India-Eurasia collision, *Tectonics*, 15(4), 813-826, **1996**.
- Xu, Z., W. Suyun, H. Yurui, et G. Ajia, Tectonic stress field of China inferred from a large number of small earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 97, 11,867-11,878, **1992**.
- Yin, Z.M., An improved method for the determination of the tectonic stress field from focal mechanism data, *Geophys. J. Int.*, 125, 841-849, **1996**.
- Zak, I., et R. Freund, Asymmetry and basin migration in the Dead Sea Rift, *Tectonophysics*, 80, 27-38, **1981**.
- Zamarayev, S.M., et V.V. Ruzhich, On relationships between the Baikal rift and ancient structures, in : Logatchev, N.A., Mohr, P.A. (Eds.), *Geodynamics of the Baikal rift system*, *Tectonophysics*, 45, 41-47, **1978**.
- Zhang, Q.Z., J.L. Mercier, et P. Vergely, 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, **1998**.
- Zhang, Y.S., et T. Tanimoto, High-resolution global upper mantle structure and plate tectonics. *J. Geophys. Res.*, 98, 9793-9823, **1993**.
- Zhao, L.S., et W.J. Morgan, Uplift of Tibetan Plateau, *Tectonics*, 4, 359-369, **1985**.
- Zhao, L.S., et W.J. Morgan, Injection of Indian lower crust into Tibetan lower crust : A two-dimensional finite element study, *Tectonics*, 6, 489-504, **1987**.
- Zhong, S., et M. Gurnis, Dynamic feedback between a continentlike raft and thermal convection, *J. Geophys. Res.*, 98, 12,219-12,232, **1993**.
- Zhou, H., S.P. Grand, F. Tajima, et X.Y. Ding, High velocity zone beneath southern Tibetan Plateau from *P*-wave differential travelttime data, *AGU Geodynamics*, 27, 25-45, **1998**.
- Ziegler, P.A., Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting, *Tectonophysics*, 215, 9-34, **1992**.
- Zoback, M.D., State of stress and crustal deformation along weak transform faults, *Philos. Trans. R. Soc. London*, 337, 141-150, **1991**.
- Zoback, M.D., et G.C. Beroza, Evidence for near-frictionless faulting in the 1989 (M 6.9) Loma Prieta, California, earthquake and its aftershocks, *Geology*, 21(2), 181-185, **1993**.
- Zoback, M.L., First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project, *J. Geophys. Res.*, 97, 11,703-11,728, **1992**.
- Zoback, M.L., et 28 co-auteurs, Global patterns of tectonic stress, *Nature*, 341, 291-298, **1989**.
- Zonenshain, L.P., et L.A. Savostin, Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia, *Tectonophysics*, 76, 1-45, **1981**.
- Zonenshain, L.P., M.I. Kuzmin, et L.M. Natapov, Geology of the U.S.S.R. : Plate tectonic synthesis, *Am. Geophys. Union Geodyn. Series*, 21, 242 pp., **1990**.
- Zorin, Y.A., The Baikal rift: An example of the intrusion of asthenospheric material into the lithosphere as the cause of disruption of the lithosphere plates, *Tectonophysics*, 73, 91-104, **1981**.
- Zorin, Y.A., Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia, *Tectonophysics*, 306, 33-56, **1999**.
- Zorin, Y.A., et L. Cordell, Crustal extension in the Baikal rift zone, *Tectonophysics*, 198, 117-121, **1991**.
- Zorin, Y.A., et S.V. Osokina, Model of the transient temperature field of the Baikal rift lithosphere, *Tectonophysics*, 103, 193-204, **1984**.
- Zorin, Y.A., V.M. Kozhevnikov, M.R. Novoselova, et E.K. Turutanov, Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift and adjacent regions, *Tectonophysics*, 168, 327-337, **1989**.
- Zorin, Y.A., et 11 co-auteurs, The south Siberia - central Mongolia transect, *Tectonophysics*, 225, 361-378, **1993**.

VI. ANNEXES

VI-1. Activités de Formation à la Recherche

A. Encadrements de thèses de doctorat (allocations MERT), par ordre chronologique:

- 1990-1994: **Frédérique HOUDRY-LEMONT** (100%):
« *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, 24 novembre 1994.
Situation actuelle: chargée de mission à l'environnement, Conseil Général des Landes.
- 1992-1996: **Christine FONTAINE** (50%) (co-directeur: Anne DESCHAMPS, CNRS, Sophia-Antipolis):
« *Sismicité et structure en vitesse de la marge Ligure Nord à partir des données de la campagne à terre et en mer SISBALIG II: Hypothèses sur la formation et l'évolution actuelle de la marge* »
Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 22 novembre 1996.
Situation actuelle: CDD à l'Institut Français du Pétrole.
- 1993-1996: **Carole PETIT** (100%):
« *Le rift Baïkal et la collision Inde-Asie: Analyse du champ de contraintes, de la structure et du comportement mécanique de la lithosphère* »
Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 6 décembre 1996.
Situation actuelle: ATER à l'Université de Nice - Sophia Antipolis.
- 1995-1999: **Nadège ROLLET** (50%) (co-directeur: Marie-Odile BESLIER, CNRS, Villefranche):
« *Structure profonde des marges et du bassin Ligure (Méditerranée) par analyse de données sismiques multitrace et modélisation thermo-mécanique* »
Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Soutenance prévue: avril 1999.

B. Encadrements de D.E.A., par ordre chronologique:

- 1992 : **Eric CHAUMILLON** (100%):
« *Synthèse de l'évolution tectonique de la marge Ligure d'après de nouvelles données de sismique-réflexion monotraces* »
Rapport de D.E.A. « *Géodynamique de la lithosphère* », Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, juillet 1992. 1 publication de rang A en commun issue de ce travail.
- 1993 : **Carole PETIT** (100%):
« *Analyse de séquences sismiques par relocalisation: application au rift nord Baïkal et interprétation tectonique* »
Rapport de D.E.A. « *Géodynamique de la lithosphère* », Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, juillet 1993.
- 1995 : **Florence DAMBRICOURT** (50%) (co-tuteur: Marie-Odile BESLIER, CNRS, Villefranche):
« *Marges conjuguées en domaine Ligure: Premiers apports de la sismique multitrace (campagne MALIS, mars 1995)* »
Rapport de D.E.A. « *Géodynamique de la lithosphère* », Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, juillet 1995.
- 1997 : **Frédéric BARTOLI** (100%):
« »
Rapport de D.E.A. « *Dynamique de la lithosphère* », Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, juillet 1997.
- 1998 : **Hélène LE FUR** (100%):
« *Paléogéographie messinienne et post-messinienne sur la marge Ligure Nord d'après des données de sismique-réflexion monotraces* »
Rapport de D.E.A. « *Milieux Physiques Méditerranéens* », Université d'Aix-en-Provence, Aix-en-Provence, juillet 1998.
- 1999 : **Lies LONCKE** (80%) : (co-tuteur: Christophe LARROQUE, Géosciences Azur):
« *Sismotectonique de la Mongolie du Nord* »

C. Autres encadrements

- Post-Doc:

Ivan KOULAKOV (Novosibirsk, Russie), boursier du MENESR-MAE pour un an: « *Tomographie de l'Asie centrale par analyse de temps d'arrivée d'ondes P aux stations du réseau mondial* ». 1 publication de rang A en commun.

Durée : 1 an (octobre 1996 - novembre 1997).

- Stages de second cycle universitaire ou équivalents (par ordre chronologique):

■ **Christina WIDIWIJAYANTI** (100%), chercheur indonésien au LIPI Bandung, niveau D.E.A.: « *Exploitation, synthèse et publication des résultats sur les répliques du séisme de Liwa, février 1994, Indonésie* ». 1 publication de rang A en commun issue de ce travail.

Durée: 3 mois (avril-juin 1994).

■ **Isabelle THINON** (100%), étudiante du Magistère 2ème année (E.N.S. Lyon): « *Les marges corses analysées par sismique-réflexion monotrAce à partir des données de la campagne SIBONI (1994)* ». Rapport de Magistère.

Durée: 5 mois (mars-juillet 1994).

■ **Sophie DAVID-GRIGNOT** (100%), étudiante en Licence de Physique de l'Université de Grenoble 1: « *Traitement des données bathymétriques du bassin Ligure* ». Rapport de Licence.

Durée: 2 mois (juin-juillet 1995).

■ **Claire DESBRUS** (50%, avec Philippe CHARVIS, Villefranche), étudiante en Licence de Physique de l'Université de Grenoble 1 : « *Acquisition de données sismiques en mer autour du volcan Vésuve (campagne TOMOVES'96)* ». Rapport de Licence.

Durée: 2 mois (juin-juillet 1996).

■ **Olaf THIESSEN** (100%), étudiant ERASMUS de l'Université de Kiel, Allemagne: « *Detailed analysis and processing of single channel seismic reflection data from the Ligurian passive margin* ». Stage dans le cadre du Programme Européen ERASMUS (Réseau MERCATOR). Rapport de stage ERASMUS.

Durée: 6 mois (novembre 1995-avril 1996).

■ **Sabrina DI TRANI** (100%), étudiante en Maîtrise de l'Université de Nice - Sophia Antipolis: « *Analyse de signaux sismiques enregistrés par des sismographes sous-marins en mer Ligure* ». Rapport de Maîtrise.

Durée: 2 mois (entre octobre 1996 et mai 1997).

■ **Peter THIERER** (100%), étudiant ERASMUS de l'Université de Kiel, Allemagne: « *Messinian and post-Messinian events at the Mediterranean margin between Antibes and Menton, France* ». Stage dans le cadre du Programme Européen ERASMUS (Réseau MERCATOR). Rapport de stage ERASMUS.

Durée: 6 mois (janvier-juillet 1998).

■ **Angèle PIETRI** (100%), étudiante en Maîtrise de l'Université de Nice - Sophia Antipolis: « *Variations du champ de contraintes déduites de l'inversion de mécanismes au foyer entre le lac Baïkal sud (Sibérie) et la faille de Bolnaï (Mongolie)* ». Rapport de Maîtrise.

Durée: 2 mois (entre octobre 1998 et juin 1999).

VI-2. Responsabilités d'animation de la Recherche

A. Responsabilités de Contrats:

- OTAN:

■ Déc. 93-Déc. 95: Responsable d'une '*Collaborative Research Grant*' (CRG ENVIR. 931637) intitulée: "*Seismicity, Active Faults, stresses and deformation in the Baikal Rift, Siberia*" en collaboration avec l'Institut de la Croûte Terrestre, Académie des Sciences de Russie. Montant : 35 KF. 2 missions Russie-France et 1 mission France-Russie.

- Déc. 96 - Dec. 98: Responsable d'une '**Linkage Grant**' (LG ENVIR. 961302) intitulée: "*Modern methods and tools for active deformation studies in the Baikal Rift, Russia*" en collaboration avec l'Institut de la Croûte Terrestre, Académie des Sciences de Russie. Montant : 142 KF (900.000 BF). 4 missions Russie-France et 3 missions France-Russie. Attribution complémentaire d'un « Computer Networking Supplement » (971187). Montant : 30 KF.
- **CNRS/Cellule Internationale (DRI et PECO/CEI):** Responsabilité de 7 échanges avec l'Institut de la Croûte Terrestre, Irkoutsk, Académie des Sciences de Russie :
 - 1992: 2 missions France-Russie.
 - 1993: 1 mission France-Russie.
 - 1995: 3 missions France-Russie.
- **INSU:** Responsabilité des projets suivants :
 - Programme TECTOSCOPE-POSITIONNEMENT 1991 (912202) et Action d'Accompagnement (912210): Projet intitulé: «*Déformations actives au Nord-Est du rift Baïkal* » (40 KF HT).
 - Programme TECTOSCOPE-POSITIONNEMENT 1992 (922210): Projet intitulé: «*Tectonique active du rift Nord Baïkal : 3 nouvelles cibles* » (59 KF HT).
 - Programme DBT 1992 (923821), Thème 3: Projet intitulé: «*SISBALIG 2 (sismicité du bassin Ligure) : Un projet international pour l'étude tridimensionnelle détaillée d'une marge continentale* » (120 KF HT). Prolongement du projet (933829) en 1993 (20 KF HT).
 - Programme DBT 1992 (923831), Thème 5: Projet (92 DBT 5.56) intitulé: «*Rift nord-Baïkal : Vers une quantification des déplacements* » (50 KF HT). Prolongement du projet (933829) en 1993 (15 KF HT).
 - Programme TECTOSCOPE-POSITIONNEMENT 1993 (932210): Projet intitulé: "*Tectonique active du rift Baïkal: Elargissement de la couverture SPOT vers le sud et l'est du rift*" (100 KF HT).
 - Programme TECTOSCOPE-POSITIONNEMENT 1994: Projet intitulé: "*Déplacements actuels dans le rift Baïkal: Campagne de mesures par GPS*" (125 KF HT).
 - Programme GEOSCIENCES MARINES 1995: Projet intitulé: «*Traitement des données de sismique multitrace de la Campagne MALIS* » (120 KF HT).
 - Programme PNRN 1997: Projet (97 PR60) intitulé: «*Identification de zones sismogènes en mer Ligure (Méditerranée)* » (50 KF HT).
 - Equipement mi-lourds 1998: Projet intitulé: «*SISBALIG : Stations sismologiques de fond de mer en Ligurie* » (90 KF HT).
 - Participation directe aux projets: Intérieur de la Terre 97, 98, intitulés: «*Dynamique du système tectonique Mongolia-Baïkal : une approche pluridisciplinaire* » (210 KF HT), et «*Etude multi-échelle de la fracturation en domaine intracontinentale : le système tectonique Mongolie-Baïkal* » (180 KF HT demandés), coordonnés par Eric Calais.
- **CNES:** Responsabilité des projets suivants :
 - Programme CNES-ISIS 1990: Projet intitulé: «*Etude des déformations actives au Nord-Est du rift Baïkal* » (4 bons d'achat BRAIS).
 - Programme CNES-ISIS 1991: Projet intitulé: «*Tectonique active des bassins Barguzin, Angara et Muya (rift Baïkal)* » (5 bons d'achat BRAIS).
 - Programme CNES-ISIS 1992: Jumelage avec l'INSU, Programme TECTOSCOPE 1992: même titre et même projet.
- **MAE :**
 - Enveloppe "**Echanges scientifiques**" 1992 (2), 1993 (1), 1994 (2), 1996 (3), 1997 (2): Responsable de l'attribution de 10 voyages pour les campagnes de terrain en néotectonique et en géodésie spatiale et les analyses sismologiques en laboratoire, en collaboration avec l'Institut de la Croûte Terrestre, Irkoutsk, Académie des Sciences de Russie.
 - Programme d'actions intégrées **PROCOPE** (Echanges France-Allemagne) 1992 (92202, 3 voyages, 20 KF) et 1993 (93254, 5 voyages, 25 KF): Responsable de l'attribution de 8 voyages France-Allemagne pour la préparation de la campagne SISBALIG 2 et l'étude des stations OBS acquises à Hambourg.
- **Autres :**
 - **UNESCO** 1992 : Complément de séjour pour frais de séjour de 3 chercheurs russes (10 KF). Projet intitulé : «*Sismicité et tectonique active du rift Nord Baïkal* ».
 - **MERT, MST/DSPT3/ STUE, Actions spécifiques** 1996: Responsable de l'Action "*Rift Baïkal - Sismotectonique*", Dotation 36 KF.
 - Plan Etat-Région 1999 (soumis) : «*Stations sismologiques de fond de mer pour l'étude de la sismicité en Ligurie* », co-rédigé avec Philippe Charvis (IRD Géosciences Azur).

B. Responsabilités administratives et scientifiques:

1. Expertises, représentations dans des conseils, commissions et comités:

- Au niveau de l'OSU (Observatoire Océanologique de Villefranche/Mer):
 - Depuis 1989: Membre du Conseil d'Enseignement, et Membre élu du Conseil d'Etablissement ;
 - Depuis 1992: Responsable du Programme d'Observation des séismes en mer et du suivi du développement du Parc local d'OBS (sismographes sous-marins) pour l'étude de la sismicité du bassin Ligure.
- Au niveau de l'UMR **Géosciences Azur** (depuis 1996): Membre élu du Conseil de Laboratoire, membre du Conseil de site.
- Au niveau **universitaire**:
 - Depuis 1996: Responsable et représentant de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), Villefranche-sur-Mer, dans le réseau Européen de Géosciences Marines MERCATOR (Programme ERASMUS-SOCRATES).
 - 1992-1997: Membre extérieur de la Commission de Spécialistes 36ème section de l'Université de Nice-Sophia Antipolis.
 - Depuis 1998: Membre extérieur des Commissions de spécialistes 35ème section de l'Université de Savoie, Chambéry (titulaire) et de l'Université de Montpellier II (suppléant).
- Au niveau **ministériel** : 1994-1997: Membre du groupe d'experts GE3, DSPT3, Mission Scientifique et Technique, MENESR (évaluation de cursus de formation en DEUG, Licence, Maîtrise, DEA, et attribution d'allocations de recherche doctorale et de primes d'encadrement et de recherche).
- Au niveau de l'INSU-CNRS :
 - 1993-1997: Expertises de projets de campagnes sur les navires de l'INSU/CNRS (Comité CIRMED).
 - 1995-1996: Expertises de projets PNTS (Programme National de Télédétection Spatiale), INSU/CNRS.
 - Depuis 1998: Membre du Comité PNTS.

2. Organisation de réunions scientifiques:

- « Convener » de la session SE14 : « *Modern rifts : Plumes, kinematic conditions and lithospheric inhomogeneities* », European Geophysical Society, Nice, France, XXIII General Assembly, 20-24 avril 1998.
- Organisateur de l'Ecole d'été ('Advanced Study Course') : « *Formation and evolution of Mediterranean basins* », MAST Programme, European Commission, 6-24 juillet 1998.

3. Expériences de terrain ou en mer:

- **Campagnes en mer impliquant les moyens nationaux IFREMER (par ordre chronologique) :**
 - Avril 1990 : Participation à la campagne de simique multitrace EQUASIS à bord du N/O NADIR au large de la Côte d'Ivoire (Chef de mission : Jean Mascle).
 - Juillet-Août 1990 : Participation à la campagne de simique multitrace LUSIGAL à bord du N/O LE SUROIT au large de l'Ibérie (Chef de mission : Gilbert Boillot).
 - Avril 1991 : Participation à la campagne MESIM à bord du N/O L'ATALANTE en mer Ligure (Chef de mission: Guy Pautot).
 - Septembre 1992 : Valorisation de transit du N/O NADIR pour la campagne SISBALIG 2 (responsabilité du projet). Chefs de mission : Jean Mascle et Jean-Pierre Réhault.
 - Mars 1995: Co-Chef de mission sur le N/O NADIR (avec Marie-Odile Beslier): Campagne MALIS de simique multitrace en mer Ligure. Co-responsable du projet.
 - Février 1997 : Valorisation de transit du N/O NADIR pour la campagne VESUVE 3D (MAREVES'97). Chef de mission et responsabilité du projet. Responsabilité à terre: Jean Virieux.
 - Juin 1997 : Participation à la campagne CYLICE à bord du N/O NADIR en mer Ligure (Chefs de mission: Pol Guennoc et Marc Sosson).
- **Campagnes en mer impliquant les moyens nationaux INSU et autres organismes (par ordre chronologique) :**
 - Juin 1990: Chef de mission sur le N/O CATHERINE LAURENCE : Campagne SISBALIG1 de mise en place de 4 sismographes sous-marins (OBS) de l'ORSTOM sur la marge continentale Ligure pour l'enregistrement de la sismicité par déclenchement.

- Septembre-octobre 1991: Participation sur le N/O BARUNA JAYA III à la campagne **SUMENTA** au large de l'île de Sumatra, Indonésie. Chef de mission : Jacques Malod.
- Avril 1992 : Chef de mission sur le N/O CATHERINE LAURENCE : Campagne **MALIGU** de sismique-réflexion monotrace sur la marge continentale entre Nice et Savone, Mer Ligure.
- Septembre à novembre 1992 : Chef de mission sur les N/O CATHERINE LAURENCE et KOROTNEFF: Campagne **SISBALIG2** de mise en place répétée de 10 à 20 sismographes sous-marins (OBS) de l'Université de Hambourg (Allemagne) sur la marge continentale et le bassin Ligure pour l'enregistrement de la sismicité en continu.
- Avril 1994: Co-Chef de mission (avec Jean Ferrandini, Université de Corse) sur le N/O TETHYS II : Campagne **SIBONI** de sismique-réflexion monotrace au large du Sud et de l'Ouest Corse, Mer Ligure.
- Avril 1996: Chef de mission sur le N/O TETHYS II : Campagne **RINALIG** de mise en place de 2 x 4 sismographes sous-marins (OBS) et tirs au canon à air en Mer Ligure, (RESPONSABLE: Dr. Stéphane Gaffet).
- Juin 1996: Chef de mission sur le N/O TETHYS II : Campagne **TOMOVES** de mise en place d'un réseau de sismographes sous-marins (OBS) et tirs au canon à air au large de la baie de Naples, Italie, (responsables à terre: Aldo Zollo, Paolo Gasparini, Jean Virieux).
- Novembre 1997 : Chef de mission sur le N/O TETHYS II : Campagne **SISBALIG3** de mise en place de 4 sismographes sous-marins (OBS) de *Géosciences Azur* sur la marge continentale Ligure pour l'enregistrement de la sismicité en continu.

• **Campagnes à terre et études en Laboratoire (par ordre chronologique) :**

- Juillet-août 1985: Etude sismologique par mise en place d'un réseau portable dense de sismographes courte périodes dans les Andes centrales (Cordillère orientale et piémont amazonien du Pérou (responsables: Armando Cisternas, Louis et Catherine Dorbath).
- Octobre-novembre 1985: Etude sismologique par mise en place d'un réseau portable dense de sismographes courte périodes dans les Andes centrales (Cordillère Blanche du Pérou) (responsable).
- Juin-juillet 1986: Etude sismologique par mise en place d'un réseau portable dense de sismographes courte périodes dans les Andes centrales (Cordillère occidentale et désert côtier du Pérou (responsables: Armando Cisternas, Louis et Catherine Dorbath).
- Juin 1987: Etude de terrain dans les Andes centrales (Cordillère Blanche du Pérou) avec Olivier Bellier et Louis Dorbath.
- Septembre-octobre 1988: Etude sismologique par mise en place d'un réseau portable dense de sismographes courte périodes dans la région du désert d'Atacama Chili (responsable : Armando Cisternas).
- Janvier-février 1989: Mesure microgravimétrique dans Paris et environ, sous contrat avec la CPGF (Compagnie de Prospection Géophysique Française).
- Juillet-août 1989: Premier séjour en laboratoire à l'Institut de la croûte terrestre, Irkoutsk (Russie) pour le traitement de données sismologiques courte période dans le rift Baïkal (responsable).
- Juillet-août 1991: Deuxième séjour en laboratoire à l'Institut de la croûte terrestre, Irkoutsk (Russie) pour le traitement de données sismologiques courte période et l'interprétation d'images aériennes et satellitaires dans le rift Baïkal (responsable).
- Juillet-août 1992: Troisième séjour en laboratoire à l'Institut de la croûte terrestre, Irkoutsk (Russie) pour la rédaction d'articles et l'interprétation d'images aériennes et satellitaires dans le rift Baïkal (responsable).
- Juillet-août 1993: Etude de terrain (participant) dans la partie centrale du lac Baïkal, Sibérie, et étude en Laboratoire (responsable du programme) pour une synthèse des mécanismes au foyer de séismes en collaboration avec l'Institut de la Croûte terrestre.
- Novembre 1993: Etude de sismicité historique de l'île de Sumatra lors d'un séjour en Laboratoire à Jakarta, Indonésie, avec Rémy Louat (ORSTOM).
- Février 1994: Surveillance sismologique et mise en place d'un réseau temporaire de sismographes suite au séisme de Liwa, Sumatra, Indonésie (Responsable: Hery Harjono, LIPI Bandung).
- Juillet-Août 1994: Participation à la première campagne de mesures de géodésie spatiale GPS, région du lac Baïkal (Russie) (responsable: Eric Calais).
- Août 1995: Participation à la deuxième campagne de mesures de géodésie spatiale GPS, région du lac Baïkal (Russie) (responsable: Eric Calais), et saisie de données sismologiques complémentaires.
- Juillet-Septembre 1996: Participation à la troisième campagne de mesures de géodésie spatiale GPS, région du lac Baïkal (Russie) (responsable: Eric Calais).
- Août-Septembre 1997: Participation à la quatrième campagne de mesures de géodésie spatiale GPS, région du lac Baïkal (Russie) (responsable: Eric Calais).
- Août-Septembre 1998: Participation à la deuxième campagne de mesures de géodésie spatiale GPS, Mongolie Nord et Ouest (responsable: Eric Calais), et rédaction d'article.

4. Participation à des jurys de thèse et conférences sur invitation:

- Jury de thèse de **Daniel AMORESE** (11 janvier 1993) : « *Sismotectonique et déformation actuelle de la terminaison nord-occidentale de l'arc égéen (Iles Ioniennes, Acarnanie, Epire, Grèce)* », IRIGM, Observatoire de Grenoble, Université Joseph Fourier (examinateur).
- Jury de thèse de **Christophe COUSSEMENT** (3 mars 1995) : « *Structures transverses et extension intracontinentale : le rôle des zones de failles d'Assoua et Tanganyika-Rukwa-Malawi dans la cinématique néogène du système de rift Est-Africain* », Université de Bretagne Occidentale, Brest (examinateur).
- Jury de thèse de **Marianne NARDIN** (14 octobre 1998) : « *Propagation des ondes sismo-acoustiques à ultra-basse fréquence (0.5-200 Hz)* », CEPHAG, Laboratoire L.I.S., Observatoire de Grenoble, Université Joseph Fourier (examinateur).
- Université de MONTPELLIER: "UNE SYNTHÈSE D'OBSERVATIONS GEOPHYSIQUES ET GEOLOGIQUES SUR LE RIFT CONTINENTAL BAIKAL, SIBERIE" (4 novembre 1994).
- Université de BREST: "REPNSES DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE A L'EXTENSION: L'EXEMPLE DU RIFT BAÏKAL" (18 novembre 1994).
- E.N.S. LYON: "REPNSES DE LA LITHOSPHERE CONTINENTALE A L'EXTENSION: LE RIFT BAÏKAL DANS LE CONTEXTE DE LA COLLISION INDE-ASIE" (23 janvier 1995).
- Université de STRASBOURG: "DEFORMATIONS ACTIVES DANS LE RIFT DU BAIKAL: UNE SYNTHÈSE", E.O.P.G. Strasbourg, Séminaires du jeudi (11 janvier 1996).
- Citadelle de VILLEFRANCHE-sur-Mer: "INSTABILITES GRAVITAIRES ET SISMOLOGIE EN MEDITERRANEE", Conférence grand public, 7ème centenaire de Villefranche-sur-Mer, Cycle de Conférences scientifiques (12 mai 1995).
- Citadelle de VILLEFRANCHE-sur-Mer: "TREMBLEMENTS DE TERRE ET CÔTE D'AZUR", Cycle Interuniversités (5 novembre 1996).

5. Service statutaire d'enseignant:

Effectué à Villefranche-sur-: Accueil et co-encadrement de 11 à 12 stages par an (voir tableau ci-joint donnant la liste type des stages, et la répartition des tâches d'accueil entre enseignants à Villefranche). Chaque enseignant participe en coordination avec les enseignants extérieurs (entre parenthèses) aux stages. Tous ces stages sont fondés sur la pratique de sorties en mer à bord d'un navire de l'INSU, le TETHYS II.

| STAGE | DATES SEJOUR | RESPONSABLE LOCAL |
|--|-----------------|------------------------------------|
| DESS IPGP (Diament) | 24-28 fevrier | F. Sage |
| MAGIRAA (ENS LYON)(Mascle) | 3-7 mars | F. Sage |
| GEONICE (MST-Maîtrise)(Béthoux) | 29 avril-4 mai | F. Michaud |
| MAGISIS (ENS PARIS)(Pissarenko) | 5-11 mai | J. Deverchère |
| GEOBREST (Licence UBO)(Réhault) | 21 mai-1er juin | J. Deverchère |
| GEOPARIS6 1 (Licence UPMC) | 2-6 juin | F. Michaud |
| GEOPARIS6 2 (Licence UPMC) | 8-12 juin | F. Michaud |
| EOPGS 1 (Ecole Ingénieurs)(Ansel) | 15-20 septembre | J. Deverchère |
| EOPGS 2 (Ecole Ingénieurs)(Ansel) | 22-27 septembre | J. Deverchère |
| ORSAY (Maîtrise) (Martin) | 13-19 octobre | F. Michaud |
| GRENOBLE (Maîtrise) (Basile) | 20-25 octobre | F. Sage |
| DEA DYNAMIQUE (multisceaux - Grenoble) | 19 nov.-19 dec. | J. Deverchère, F. Sage, F. Michaud |

THEME SCIENTIFIQUE

Le thème scientifique abordé au cours des stages est celui des marges d'arrachement, dites marges passives: description structurale et morphologique, évolution, genèse et signification géodynamique. La marge continentale au large de Villefranche constitue en effet un exemple remarquable d'une telle structure, facilement observable en quelques jours de sortie en mer. Le programme du stage a pour but de réaliser une démonstration en vraie grandeur de l'acquisition de données géophysiques et géologiques en mer sur la marge continentale

Ligure, dans le cadre de l'Enseignement de Licence, Maîtrise, DEA et DESS de diverses universités françaises et étrangères.

STRATEGIE D'ETUDE - METHODOLOGIE-EXPLOITATION DES RESULTATS

Les étudiants sortent en mer avec les enseignants, ce qui leur permet d'aborder:

- les principes de la navigation et du positionnement;
- la bathymétrie;
- la mise en oeuvre des outils de la géologie et géophysique marine (prélèvements, sismique-réflexion monotrAce et sismique-réfraction).

De retour en salle, ils traitent et interprètent les données acquises en mer, dans le cadre de la géologie régionale et de la tectonique globale. Ceci leur permet, sur la base d'un ou plusieurs profils, et des échantillons prélevés, de reconnaître les différentes étapes de la formation géologique de cette marge depuis l'Oligocène, et de faire le lien avec les déformations observées à terre.

Outre l'apprentissage du positionnement en mer (systèmes GPS et LORAN C, tenue d'une feuille de route) et la reconnaissance des structures morphologiques essentielles de la marge par la bathymétrie (canyons, levés sédimentaires, pente continentale, plateaux,...), les étudiants sont amenés à contrôler l'ensemble des étapes menant à l'acquisition d'une coupe sismique (sismique-réflexion) et d'un hodochrone (sismique-réfraction). En fonction de la bathymétrie contrastée, l'outil le mieux adapté à l'identification des réflecteurs et structures recherchées est la sismique-réflexion monotrAce telle qu'elle est développée dans notre Observatoire (canon à air BOLT, canon à eau SODERA S80, compresseur ADV, flûte sismique AMG), permettant d'atteindre facilement l'horizon du toit des Evaporites supérieures, et même le toit du sel, vers 4.5 s.t.d. dans le bassin.

L'importance de ces documents acquis en mer est primordiale pour la formation de l'étudiant: pour la première fois dans leur cycle d'étude, ils peuvent accéder à une compréhension complète de l'information apportée par une coupe-temps et un hodochrone, qui constituent la base de la prospection (industrielle et de recherche fondamentale) géophysique en mer. Une attention particulière est portée à la reconnaissance des artefacts: multiples, oscillation de la bulle, épaisseur du signal source, onde directe, hyperboles de diffraction, points brillants, pull-up, pull-down, répétitions du signal en réfraction, etc... L'autre intérêt est de pouvoir accéder par ses profils à l'histoire tectono-sédimentaire de la marge, notamment par la reconnaissance de: la surface d'érosion messinienne (au moins la dernière), la discordance du socle acoustique et des sédiments post-rift, la transgression des évaporites supérieures, le mode de dépôt de la série turbiditique quaternaire, la déformation tectonique de pied de marge (parfois diapirs de sel, failles actives de pied de marge et du bassin), la zone subsidente de pied de marge, enfin parfois, les séries syn-rift et les blocs basculés oligocènes (séries anté-rift).

Enfin, la formation des étudiants est complétée par l'utilisation d'outils de prélèvement, seule méthode leur permettant de "toucher" directement l'objet géologique. On insiste particulièrement sur les conditions expérimentales (mise à la mer, tenue d'une feuille de route, contrôle de tension du câble, montage du carotier Kulleberg, de la benne Flucha) et sur l'apport d'un tel prélèvement dans l'aide à l'interprétation d'un profil (reconnaissance d'un niveau géologique par analyse de microfossiles par exemple).

Par ordre de parution:

1. DEVERCHERE J., HOUDRY F., SOLONENKO N.V., SOLONENKO A.V. and SANKOV 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): 19,895-19,912.

2. BUROV E.V., HOUDRY F., DIAMENT M. and DEVERCHERE J., - 1994, A broken plate beneath the North Baikal rift zone revealed by gravity modelling. Geophys. Res. Letters, 21(2): 129-132.

3. CHAUMILLON E., DEVERCHERE J., REHAULT J.P. et GUEGUEN E., - 1994,

Réactivation tectonique et flexure de la marge continentale Ligure
(Méditerranée Occidentale).
C. R. Acad. Sci. Paris, II, 319: 675-682.

4. AUGLIERA P., BETHOUX N., DEVERCHERE J. and EVA C., -
1994,
The Ligurian Sea: New seismotectonic evidence.
Boll. Geofis. Teorica Appl., XXXVI (141-144): 363-380.

5. PETIT C. and DEVERCHERE J., - 1995,
Velocity structure of the northern Baikal rift, Siberia, from
local and regional earthquake travel times.
Geophys. Res. Letters, 22(13), 1677-1680.

6. WIDIWIJAYANTI C., DEVERCHERE J., LOUAT R., SEBRIER
M., HARJONO H., DIAMENT M., and HIDAYAT D., - 1996,
Aftershock sequence of the 1994, Mw 6.8, Liwa earthquake
(Indonesia): Seismic rupture process in a volcanic arc.
Geophys. Res. Letters, 23(21), 3051-3054.

7. PETIT C., DEVERCHERE J., HOUDRY F., MELNIKOVA V.I.,
SANKOV V.A. and DELVAUX D., - 1996,
Present-day stress field changes along the Baikal rift and
tectonic implications,
Tectonics, 15(6), 1171-1191.

COMMUNICATIONS et RESUMES
(en gras: cas où l'orateur a été Jacques Deverchère)

1993

BETHOUX N., DEVERCHERE J., LANGE K; et al (dont C. FONTAINE) - 1993,
SISBALIG II : a sea-land experiment in Occidental mediterranean Sea.
A.G.U., Fall Meeting, San Francisco, dec. 93, p. 444.

DEVERCHERE J. et al. (dont C. FONTAINE), - 1993, SISBALIG 2 : campagne
terre-mer par déploiement de stations terrestres et sous-marines en
domaine Ligure (Méditerranée Occidentale). Seance Spéc. Soc. Géol.
France, Paris, 16-17 déc. 1993.

DEVERCHERE J., CHAUMILLON E., REHAULT J.P., EVA E. et EVA C., -
1993, Modèle de début de convergence le long de la marge ligure franco-
italienne sur la base de données de sismique-reflexion monotrAce. Seance
Spéc. Soc. Géol. France, Paris, 16-17 déc. 1993.

HOUDRY F., GAUDEMER Y., SANKOV V. et DEVERCHERE J., - 1993,
Vitesses de mouvements holocènes sur les failles du Nord-Est du rift Baikal.
Workshop "Mesure de la déformation récente et actuelle", Chambéry 18-19
mai 1993, Géologie Alpine, série spéciale Résumés et Colloques, n 2, p.28.

HOUDRY F., GAUDEMER Y., SANKOV V. and DEVERCHERE J., - 1993,
Geometry and rate of faulting during the Holocene in the North Baikal Rift

zone. E.U.G. 7th Meeting, Strasbourg, 5-9 avril 1993, p.259.

EVA C., CHAUMILLON E. and DEVERCHERE J., - 1993, Thickness of post-messinian sediments along the western ligurian margin. Atti del 12e Convegno annuale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma 24-26 novembre 1993, p.549-558.

LOUAT R., ZEN jr M.T., HELLO Y., DIAMENT M. et DEVERCHERE J., - 1993, Utilisation d'un réseau de stations sismologiques sous-marines dans le contexte de la subduction en Indonésie. Séance Spéc. Soc. Géol. France, Paris, 16-17 déc. 1993.

PETIT C., DEVERCHERE J. et CANSI Y., - 1993, La zone de rift Nord Baïkal : mise en évidence de mouvements décrochants par l'étude de la sismicité. Séance Spec. Soc. Géol. France, Paris, 16-17 déc. 1993.

1994

BUROV E.B., HOUDRY F., DIAMENT M., and DEVERCHERE J., - 1994, A broken plate beneath the North Baikal rift zone revealed by gravity modelling. XIX General Assembly E.G.S., Grenoble, 25-29 avril 1994.

DEVERCHERE J. et CALAIS E., - 1994, First Campaign of Global Positioning System (GPS) in the Baikal Rift (Siberia). Rapport scientifique Interne, 28p.

DEVERCHERE J., DIAMENT M. et SEBRIER M., - 1994, Le seisme de Liwa (Sumatra, Indonésie) du 15 février 1994. "Les Entretiens de Ségur", Ministère de l'Environnement, 9 mai 1994, 39p.

EVA C., HEINRICH P., MASSINON B., DEVERCHERE J., EVA E. and FANUCCI F., - 1994, Evaluation of potential tsunami waves along the western ligurian coast: data and modelling. XIX General Assembly E.G.S., Grenoble, 25-29 avril 1994.

FONTAINE C., DEVERCHERE C., BETHOUX N., CATTANEO M., DESCHAMPS A., VIRIEUX J. and LANGE K. - 1994, SISBALIG II : a land-sea experiment to study the crustal structure of the northern ligurian margin. International School of Solid Earth Geophysics 10th course, Erice (italy), 27 aout - 3 sept. 1994, Seismic Modelling of the Earth's Structure.

FONTAINE C., DEVERCHERE J., BETHOUX N., CATTANEO M. and EVA C., - 1994, New insights on active deformation in the Ligurian sea. XIX General Assembly E.G.S., Grenoble, 25-29 avril 1994.

HARJONO H., WIDIWIJAYANTI C., HANDAYANI L., DEVERCHERE J., SEBRIER M., DIAMENT M. et al, - 1994, The 1994 Liwa Earthquake: A Preliminary Result of aftershocks Observation. Prosiding Tridasawarsa Puslitbang Geoteknologi LIPI, Indonésie. III : 62-65.

HOUDRY F. and DEVERCHERE J., - 1994, North Baïkal rift: Scales of active deformation and evidences for high strength of extended continental lithosphere. XIX General Assembly E.G.S., Grenoble, 25-29 avril 1994.

HOUDRY F., DEVERCHERE J., GAUDEMER Y., BUROV E.B. and SANKOV V.A., - 1994, Evidence for oblique extension in the Baikal Rift, Siberia, from multisource data. A.G.U., Fall Meeting, San Francisco (USA), 5-9 déc. 1994.

LE ROUX S., VANPE J.M., DEVERCHERE J., MAKRIS J and LANGE K. - 1994, Energetic contribution evaluation of the ocean bottom for long trnasmissions at low frequency. XIX General Assembly E.G.S., Grenoble, 25-29 avril 1994.

LE ROUX S., DIETRICH M., GLANGEAUD F., CHARVIS P., DEVERCHERE J. et OPERTO S., - 1994, Sea bottom effects at low seismic frequencies : observations and modelling. Oceans 94 OSATES, Brest, 13-16 septembre 1994.

PETIT C., DEVERCHERE J., CALAIS E., DESCHAMPS A., LEVI K.G., SANKOV V.A., RUZHICH V.V., MIROSHNICHENKO A.I., SOLONENKO N.V. and PETUKHOV O., - 1994, Active tectonics, stress tensor analysis, and first GPS survey of the Southern Baikal rift. A.G.U. Fall Meeting, San Francisco (USA), 5-9 dec. 1994, Poster.

1995

BESLIER M.O., DEVERCHERE J., REHAULT J.P., GUENNOG P., SOSSON M., AVEDIK F. et l'équipe Scientifique de la campagne MALIS, - 1995, Structure profonde et asymétrie des marges en Mer Ligure : Résultats préliminaires de la campagne de sismique réflexion multitrace MALIS (1995). Séance Spéc. Soc. Géol. France, Géosciences Marines, Brest, 18-19 décembre 1995, p.14.

LANGE K., DEVERCHERE J., BETHOUX N., EVA C. and MAKRIS, J., - 1995, Seismicity and deformation of the Ligurian sea. XX General Assembly E.G.S., 3-7 avril 1995, Hamburg, Germany.

LOUAT, R. and DEVERCHERE J., - 1995, Background noise in deep oceans and near shoreline: insights from temporary ocean bottom experiments, International Workshop on "Multidisciplinary observatories on the deep seafloor", Abst. and Poster, Montagner and Lancelot (Eds), INSU/CNRS, IFREMER, ODP (France), OSN, USSAC (USA), Marseille, 11-13 Janvier 1995.

MAKRIS J., LANGE K., DEVERCHERE J., EVA C. and BETHOUX N., - 1995, Seismicity and deformation of the Ligurian sea. Résumés Rapport du XXXIV congrès de la CIESM, vol. 34, 1995.

PETIT C., et DEVERCHERE J., 1995, Déformation fragile dans le rift Baïkal: Observation des structures actives et relations avec la sismicité, Séminaire, Sophia-Antipolis, 24 Février.

PETIT C., DEVERCHERE J., HOUDRY F., SANKOV V.A., MELNIKOVA V.I. et DELVAUX D., 1995, Present-day stress field evolution along the Baikal rift and tectonic implications, Symposium on uplift and deep structure of northern Tibet, 21-22 Septembre, La Grande-Motte, France.

PETIT C., DEVERCHERE J., HOUDRY F., SANKOV V.A., MELNIKOVA V.I. et DELVAUX D., 1995, Detailed analysis of the modern stress field along the Baikal rift and kinematic implications, EOS abstracts, AGU Fall Meeting, 11-15 Décembre, San Francisco, Californie.

GUENNOG P., REHAULT J.-P., BESLIER M.-O., SOSSON M., ROSSI P., POUPEAU G., FERRANDINI J., PAMPALONI M., VETUSCHI M., SAGET P., DAMBRICOURT F., ROLLET N., GLOAGUEN R., JAKNY B., DEVERCHERE J., LE SUAVE R. et BELLON H., - 1995, Géologie des marges corses: campagne MARCO. Séance Spéc. Soc. Géol. France, Géosciences Marines, Brest, 18-19 décembre 1995, p.36.

1996

DEVERCHERE J., DESCHAMPS A., GAFFET S., BETHOUX N., LOUAT R. and EVA C., - 1996, Deep sea-floor experiments in the Ligurian basin, Mediterranean sea: A synthesis, European Seismological Commission, XXV General Assembly, Reykjavik (Iceland), September 9-14, 1996.

DEVERCHERE J., BELLON H., BESLIER M.-O., BETHOUX N., CONTRUCCI I., DESCHAMPS A., EVA C., FERRANDINI J., FONTAINE C., GAFFET S., GUEGUEN E., GUENNOG P., JAKNY B., LANGE K., MORILLON A.-C., POUPEAU G., REHAULT J.-P., ROLLET N., ROSSI P., and SOSSON M., - 1996, Geodynamics of the Ligurian basin and margins, Workshop on "The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen", 11-13 décembre 1996, Univ. Cergy-Pontoise.

HOUDRY F., PETIT C., et DEVERCHERE J., - 1996, Déformations actives de la

lithosphère continentale dans le rift Baïkal: Une synthèse, 16ème Réunion des Sciences de la Terre, 10-12 Avril, Orléans, France.

LESNE O., CALAIS E., DEVERCHERE J., PETIT C., LEVI K. and SANKOV V., - 1996, GPS measurements and numerical model of active deformation in the Baikal rift zone, Russia, EOS abstracts, A.G.U. Fall Meeting, 15-19 Décembre, San Francisco, Californie, p149.

1997

CALAIS, E., DEVERCHERE, J., LESNE, O., PETIT, C., SANKOV, V.A., LEVI, K., and KOULAKOV, I. Yu., - 1997, Active deformation in the Baikal rift from GPS measurements, seismotectonic analysis, gravity and finite element modelling, IGCP Workshop on Lithospheric Structure, Evolution, and Sedimentation in Continental Rifts, Dublin, 20-22 March (extended abstract).

LESNE O., CALAIS E., DEVERCHERE J., PETIT C., SANKOV V., and LEVI K - 1997, Active deformation in Baikal rift zone, Siberia, from GPS measurements, seismo-tectonic analysis and finite element modeling, E.U.G. General Meeting, 23-27 Mars, Strasbourg, France.

NARDIN, M., DIETRICH, M., GLANGEAUD, F., and DEVERCHERE, J., 1997, Identification of a velocity gradient in a sedimentary layer from 3-component O.B.S. measurements, EAEG Meeting, 26-30 mai 1997, Genève, Suisse.

PETIT C., BUROV, E.V., DEVERCHERE J., and DIAMENT, M., 1997, Crust and upper mantle structure in the Baikal rift zone, Siberia, E.U.G. General Meeting, 23-27 Mars, Strasbourg, France.

ROLLET, N., BESLIER, M-O., DEVERCHERE, J., et NARDIN, M., Deep structures and their significance in the Ligurian basin, E.U.G. General Meeting, 23-27 Mars, Strasbourg, France.