

Géodynamique

M. Xavier LE PICHON, membre de l'Institut
(Académie des Sciences), professeur

COURS : Failles transformantes intra-continetales : rôle de l'hétérogénéité des propriétés physiques dans leur évolution.

Cette année, nous nous sommes intéressés aux *grandes failles transformantes*. Nous l'avons fait à partir d'un biais particulier, celui de *l'hétérogénéité des propriétés physiques de part et d'autre de la faille*. Cette hétérogénéité, qui est constitutive des failles en général et des failles transformantes tout particulièrement, avait jusqu'à ces dernières années curieusement été essentiellement ignorée. La quasi-totalité des modèles supposait une symétrie par rapport au plan de faille. Depuis quelques années, l'intérêt des chercheurs s'est porté sur le rôle que l'hétérogénéité peut avoir lors de la rupture, et par voie de conséquence, dans la formation et l'évolution de la faille. Un tel débat impose de connaître *la rhéologie de la lithosphère continentale* sous-jacente sur laquelle une controverse importante s'est amplifiée depuis la publication d'un article de [McKenzie and Fairhead, 1997]. La question fondamentale est : « **Qu'y a-t-il sous les 10-15 km supérieurs de la couche sismogène ?** » La croûte inférieure est-elle mécaniquement faible, capable de s'écouler ? Est-elle mécaniquement moins, autant ou plus résistante que le manteau supérieur ? Y a-t-il une faille ductile sous la faille cassante ? Cette faille ductile se prolonge-t-elle sous la croûte, dans le manteau supérieur ? Un point important qui a marqué notre étude est que la barrière qui existait entre le traitement de la réponse mécanique « instantanée » de la lithosphère, qui se produit lors du cycle sismique, et celui de la réponse à long terme commence à se fissurer. Récapitulons quelques faits importants.

— Les ruptures répétées produisent un décalage toujours plus grand, hectokilométrique dans le cas des grandes failles transformantes, entre la lithosphère de part et d'autre. Elles juxtaposent donc des corps géologiques qui peuvent avoir des propriétés élastiques très différentes. D'autre part ces ruptures répétées fabriquent un matériau bréchié qui peut atteindre une épaisseur de plusieurs cen-

taines de mètres, dans le cas de la faille de San Andreas par exemple. Or on observe que la faille active tend à se localiser sur un des bords de cette zone bréchique, ce qui accentue l'hétérogénéité.

— Le phénomène sismique est contrôlé par les propriétés élastiques des roches et en particulier le module d'Young E . La déformation élastique, accumulée durant la phase intersismique et soudainement relâchée durant le séisme, dépend de ses paramètres. On suppose généralement que les propriétés élastiques sont les mêmes de part et d'autre de la faille. C'est généralement faux. Considérons le cas le plus simple d'un modèle de déformation intersismique avec variation de la rigidité μ de part et d'autre de la faille. La vitesse de déformation est inversement proportionnelle à E ($E = \mu (1 + \sigma)$) et est donc plus faible pour le corps le plus résistant. À la limite, si la rigidité d'un des bords de la faille est infinie, la vitesse de déplacement est nulle sur ce côté. La présence d'une zone à faible rigidité le long de la faille (zone de brèches par exemple) concentre la déformation. μ varie comme ρV_s^2 où ρ est la densité et V_s la vitesse des ondes de cisaillement. Comme la densité varie à peu près comme V_s , $\mu \sim k V_s^3$ et le module d'Young $E \sim k V_s^3 (1 + \sigma)$ où σ est le coefficient de Poisson. **Une variation relativement modeste de 20 % de V_s conduit à une variation de 75 à 100 % de E et donc de la vitesse de déformation.** De fait, la valeur du module d'Young varie par plus d'un facteur 10 de la péridotite aux roches sédimentaires consolidées. On peut donc attendre couramment sur une faille un rapport moyen de E de l'ordre de 1.4

— Au niveau de la lithosphère tout entière, l'asymétrie caractérise la faille de San Andreas qui suit la limite entre la lithosphère océanique Pacifique et la lithosphère très peu épaisse Américaine. Ce n'est évidemment pas une coïncidence. L'asymétrie a été remarquée dans la déformation cosismique du célèbre séisme de San Francisco par H.F. Reid. Il l'attribuait déjà correctement à une plus grande rigidité des roches sur le bord ouest de la faille de San Andreas.

Depuis, certains auteurs l'ont observée durant la phase intersismique. Récemment, nous l'avons observée durant la déformation intersismique en mer de Marmara.

— Une telle asymétrie peut produire lors de la rupture de la faille des changements dynamiques de la contrainte normale : le glissement peut alors se faire avec très peu de perte d'énergie. Ce mode de glissement dynamique pourrait conduire à piéger la rupture dans des failles existantes. ***Une fois le contraste élastique créé au travers de la faille, la rupture tend à s'y localiser ce qui stabilise la géométrie de la faille.***

— Le cours abordait successivement la structure rhéologique de la lithosphère dans le modèle « classique » et dans celui récemment proposé par le groupe de Cambridge, les implications pour la structure rhéologique des grandes failles transformantes, la faille de San Andreas et la faille nord-anatolienne avec sa

prolongation en Égée. Les notes de cours sont disponibles sur le web du Collège de France.

1) Le modèle rhéologique « classique »

— Les plaques sont décrites comme rigides et élastiques à l'échelle des temps géologiques. On définit une épaisseur élastique équivalente de la plaque h_e qui est en fait celle de la plaque mince ayant la même flexure. C'est une mesure de la résistance qui intègre la réponse parfois très complexe de la plaque. **Dans le cas où une partie de la réponse provient de couches ductiles, h_e diminue avec l'âge géologique.** Je rappelle que

$$h_e = \{12 (1 - \sigma^2) M R/E\}^{1/3}$$

où σ est le coefficient de Poisson, E le module d'Young, R le rayon de courbure et M le moment fléchissant. On peut également caractériser l'élasticité par la rigidité élastique effective $D = M R = E h_e^3/12 (1 - \sigma^2)$.

— La couche sismogénique est la couche **cassante et élastique** (épaisseur h_s) où peuvent se produire des séismes le long de failles par glissement frictionnel. Il y a accumulation de déformation élastique qui est brusquement relâchée au delà de la limite de friction des failles. Il s'agit des séismes peu profonds. Le concept de séisme par glissement frictionnel ne s'applique sans doute pas aux **séismes intermédiaires** (de 70 à 320 km avec un pic à 100-125 km) qui pourraient être dus à des fractures de déshydratation (dehydration embrittlement) ni aux **séismes profonds** (300-350 à 700 km) qui sont attribués à la transformation de minéraux métastables en phases plus denses dans la zone de transition.

— [Watts and Burov, 2002] ont discuté le rapport entre h_e et h_s dans le cadre du concept de l'enveloppe rhéologique pour une lithosphère océanique d'âge 80 Ma soumise à une flexure. Dans le cas d'une flexure concave vers le bas, par exemple, celle-ci entraîne une contrainte déviatorique extensionnelle au dessus de la fibre neutre et compressionnelle en dessous. La zone supérieure dans laquelle l'enveloppe est saturée est le lieu de la déformation cassante où peuvent se produire des séismes. Le noyau élastique, qui comprend une portion dans la partie ductile de l'enveloppe, se réduit d'autant. L'épaisseur élastique diminue lorsque la courbure augmente. h_e est donc maximale quand la courbure est négligeable alors que h_s est alors nulle. Au contraire, lorsque l'enveloppe est complètement saturée, h_e est nulle alors que h_s est maximale. Notez que la partie cassante, dont l'enveloppe est saturée, porte une part importante de la charge élastique mais ne peut porter de charge supplémentaire. Ce sont les variations de charge élastique liées aux séismes qui la maintiennent à la limite de l'enveloppe rhéologique. **Il n'y a donc pas identité entre couche élastique h_e et couche sismogénique h_s .**

— La lithosphère mécanique est celle qui se déplace en première approximation de manière rigide. Sa base est donc en partie arbitraire. On a proposé de la

définir comme la profondeur à laquelle la saturation de l'enveloppe se fait pour une contrainte de 10 MPa à une température T de 700-750 °C ou comme celle à laquelle la contrainte déviatorique nécessaire est négligeable (1 à 5 % de la pression lithostatique), soit T de 700-800 °C. **Son épaisseur h_m n'est pas nécessairement identique à h_e ou h_s .**

— La *lithosphère océanique* est mise en place rapidement à l'axe des dorsales. Elle a un âge relativement faible. Par ailleurs elle est faite essentiellement de matériau mantellique avec une faible épaisseur (7 à 10 km) de croûte basique. L'application du concept de l'enveloppe rhéologique amène à prédire une évolution simple d'épaississement avec l'âge, contrôlée par la température. Pour les déterminations à partir des zones de fracture, qui sont sans doute les plus représentatives d'une lithosphère océanique normale, la limite inférieure de la couche élastique équivalente correspond à l'**isotherme 600 °C**, soit un maximum d'une cinquantaine de kilomètres. h_s est limitée à peu près par les mêmes isothermes ou un peu plus élevés (**700 ± 100 °C**), soit environ .5 à .6 de la température de fusion T_f , le fluage devenant significatif à .7 T_f . En conséquence, en première approximation, **couche élastique, couche sismogénique et lithosphère mécanique dans la lithosphère océanique sont limitées par l'isotherme 700 ± 100 °C, ce qui amène à les identifier**, même si strictement il s'agit d'identités différentes.

— La *lithosphère continentale* peut avoir un âge beaucoup plus grand, avec des réactivations thermiques. Elle possède une croûte épaisse mécaniquement moins résistante que le manteau. Les valeurs de h_e sont très dispersées sans relation simple avec la température prédite et sont plus faibles que celles prédites par les géothermes. Il y a donc une grosse majorité de faibles valeurs puis une dispersion de valeurs jusqu'à 110 km.

— Si une croûte inférieure ductile découple la croûte supérieure élastique (h_{e1}) du manteau supérieur élastique (h_{e2}), on a alors $h_e = (h_{e1}^3 + h_{e2}^3)^{1/3}$. Ceci implique que l'épaisseur équivalente est nettement inférieure à la somme de celles des couches élastiques. Si la couche principale est dans le manteau supérieur, la croûte supérieure cassante n'intervient en fait quasiment pas dans le support de la flexure. L'hétérogénéité des résultats et la faiblesse de leurs valeurs par rapport à ce que prédit la structure thermique choisie conduisent à la solution « classique » dans laquelle la croûte inférieure continentale est supposée avoir une rhéologie faible (tel le quartz) qui permet ce découplage. C'est le modèle du « jelly sandwich ». [Burov and Diament, 1996] concluent que 75 % des épaisseurs élastiques mesurées sur les continents impliquent un découplage. Ils proposent par ailleurs que ce découplage se produit lorsque l'épaisseur de la croûte dépasse 35 km ($T = 400$ °C). Puisque 35 km est voisin de l'épaisseur moyenne de la croûte, cela suggère un processus de contrôle de l'épaisseur par le fluage.

— La sismicité montre une très forte concentration dans la croûte supérieure. h_s serait typiquement 10-15 km sur les continents et généralement beaucoup

moins grande que h_c . La quasi absence de séismes dans le manteau lithosphérique continental est attribuée par ces auteurs à l'augmentation linéaire de la contrainte déviatorique nécessaire pour produire le glissement frictionnel. Les valeurs de 0.6 à 1 GPa nécessaires à 40 km de profondeur leur suggèrent que la composante frictionnelle disparaît vers ces profondeurs pour être remplacée par d'autres processus.

2) Le modèle rhéologique du groupe de Cambridge

Pour le groupe de Cambridge, **la couche sismogénique h_s assure à elle seule la résistance mécanique de la lithosphère continentale** : le modèle du « jelly sandwich » dans lequel la déformation de la lithosphère est contrôlée par la résistance de la lithosphère ductile mantellique découplée par une croûte inférieure fluide de la croûte supérieure cassante doit être abandonné. L'écoulement de la lithosphère serait donc dominé par la résistance mécanique et l'anisotropie des blocs de croûte limités par des failles [Jackson, 2002a].

L'abandon du « jelly sandwich » est dû à une meilleure détermination de la profondeur du Moho et de celle des séismes qui indique que la sismicité est crustale (il n'y a pas de séismes mantelliques sous les continents) et à une réévaluation des grandes épaisseurs élastiques h_e qui ont été surestimées, (celles-ci conduisaient à admettre un comportement élastique à une température beaucoup trop élevée).

— Dans le domaine océanique, h_c est estimée à partir de l'anomalie à l'air libre et correspond à peu près à la profondeur de l'isotherme 450 °C. h_s est un peu plus grande et correspond à l'isotherme 600 à 800 °C en accord avec ce que l'on attend. Sur les continents, on utilise au contraire l'anomalie de Bouguer et les h_e obtenues peuvent atteindre jusqu'à 130 km alors que les h_s sont faibles. À 130 km, la composition des nodules dans les cratons protérozoïques donne une température de 1 100 °C beaucoup trop forte pour un matériau élastique. Il faudrait une épaisseur de lithosphère de 250 km mais cette épaisseur n'est pas en accord avec les températures donnés par les nodules ni avec l'épaisseur sismique de la lithosphère. En fait l'épaisseur de la lithosphère ne dépasse pas 170 km.

— La méthode utilisée communément pour déterminer h_e sur les continents dépend de la cohérence entre les transformées de Fourier 2-D de la topographie et de l'anomalie de Bouguer. La longueur d'onde à laquelle apparaît cette cohérence permet d'estimer h_e . Cette méthode suppose implicitement que la topographie et l'anomalie à l'air libre sont cohérentes aux courtes longueurs d'onde, ce qui est le cas **en l'absence d'érosion. Sinon, elle fournit une valeur h_e maximale.** [McKenzie and Fairhead, 1997] proposent au contraire de déterminer l'épaisseur élastique avec la part du champ de l'anomalie à l'air libre qui est cohérente avec la topographie. Dans le cas d'absence de cohérence aux courtes

longueurs d'onde, le profil est inutilisable. Leur méthode démontre qu'il n'y a pas d'indication déterminante que l'épaisseur élastique h_e soit supérieure à celle de la croûte continentale et que h_e ne dépasse pas h_c .

— Les redéterminations des profondeurs des séismes par le groupe de Cambridge montrent qu'ils se produisent pour l'essentiel dans la croûte supérieure. Les séismes se produisent jusqu'à la base de la croûte mais pratiquement jamais dans le manteau, même lorsque la croûte est très épaisse comme au sud Tibet. Les 4-5 km d'altitude du Karakorum, du Tibet occidental et du Tien Shan sont maintenues par un avant-pays ayant une h_e assez grande (35 km) alors que les 1-2 km d'altitude du plateau iranien le sont par un avant-pays ayant une h_e de 10-15 km. Ceci suggère que la hauteur des montagnes est liée à la résistance de l'avant-pays.

— Mais comment expliquer dans ce modèle que la croûte inférieure soit plus résistante que le manteau sous-jacent ? Le manteau appauvri des cratons serait enrichi par l'addition de magma métasomatique contenant de l'eau et d'autres fluides. Au contraire le manteau océanique a perdu tous ses fluides à la mise en place à l'axe des dorsales. L'enrichissement du manteau continental est possible car l'olivine est perméable à de faibles proportions de magma. Au contraire, dans la croûte inférieure, la percolation est contrôlée par le pyroxène qui est très peu perméable aux faibles proportions de magma.

— Toutefois les zones de « core complexes » indiquent que la croûte inférieure a flué de manière très importante. Une caractéristique importante de ces fluages est qu'ils se produisent pendant une période courte, effaçant les différences abruptes d'épaisseur crustale. **Comment expliquer ce fluage si la croûte inférieure est habituellement résistante ? [McKenzie and Jackson, 2002] proposent que la croûte inférieure ne flue que lorsque sa viscosité est réduite de manière importante par le magmatisme ou l'injection d'eau.** Cette réduction ne dure qu'un temps géologiquement court et produit un événement tectonique majeur.

3) Considérations mécaniques à partir des déformations permanentes des plaques

— Quel est le taux maximal de déformation des plaques ? L'ajustement des marges continentales passives donne un écart type de 50 km. Pour l'Atlantique sud, 50 km sur 5 000 km de large en 120 Ma donne un taux maximal de déformation de $3 \times 10^{-18} \text{s}^{-1}$. La sismicité en domaine océanique hors zone de déformation diffuse donne un taux de déformation minimal de $5 \times 10^{-20} \text{s}^{-1}$.

En domaine continental, la sismicité donne un taux minimal de 3×10^{-20} à $3 \times 10^{-19} \text{s}^{-1}$. Enfin la cinématique des plaques et la géodésie spatiale donnent une déformation qui n'excède pas 10^{-17}s^{-1} . L'intérieur des plaques peut donc se déformer en moyenne à un taux compris entre 5×10^{-18} à $5 \times 10^{-20} \text{s}^{-1}$. En fait la

cohérence des reconstructions paléogéographiques suggère 5×10^{-19} comme une valeur maximale probable mais cette valeur est une moyenne et un craton protérozoïque doit avoir un taux bien inférieur à celui d'un jeune continent.

— La force de poussée aux dorsales est de $3 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$ et la force exercée par les plus hauts plateaux (Tibet) de $8 \pm 2 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$. Ceci correspond à une contrainte cisailante déviatorique moyenne de 40 à 125 MPa pour une lithosphère résistante de 40 km d'épaisseur. La différence de contrainte ($\sigma_1 - \sigma_3$) est le double. La viscosité effective obtenue par le rapport contrainte cisailante sur taux de déformation est de 8×10^{25} à $2 \times 10^{26} \text{ Pa s}$ pour une lithosphère épaisse de 40 km et deux fois et demi moins pour une lithosphère épaisse de 100 km. Le temps de relaxation de la lithosphère a été estimé à au moins quelques dizaines de millions d'années ce qui donne une viscosité effective minimale de 10^{25} Pa s .

L'océan Indien central est sans doute la région où la résistance de la lithosphère océanique peut être évaluée de la manière la plus précise. Il s'agit d'une lithosphère déformée récemment (pour l'essentiel dans les 7 à 11 derniers millions d'années) par flambage. La sismicité par chevauchement est active jusqu'à 40 km de profondeur ce qui est en accord avec la profondeur de transition cassant-ductile pour cet âge (60 Ma). Le raccourcissement est relativement bien mesuré et de l'ordre de 4 %. L'amplitude du plissement atteint 1 km et la longueur d'onde 200 km. La modélisation a été faite à plusieurs reprises et les résultats sont cohérents. Ils doivent reproduire le plissement, la déformation par chevauchement et le décalage dans le temps des différentes phases de déformation. [Gerbault, 2000] obtient **une résistance moyenne de 200 MPa** (400 à 100 comme valeurs extrêmes) pour la solution préférée sur 40 km de couche élastique. Cette résistance moyenne ne dépasse pas 400 MPa et est supérieure à 100 MPa. **Les solutions sont compatibles avec une force latérale de 5 à $10 \times 10^{12} \text{ Nm}$** , supérieure à la force de poussée aux dorsales et comparable à la poussée latérale exercée par le Tibet.

— Une force de $5 - 10 \times 10^{12} \text{ Nm}$ fait flamber une lithosphère océanique intacte. Cette force est évidemment supérieure aux forces tectoniques agissant de manière générale dans les plaques sinon les plaques seraient toutes en train de flamber ! De fait, on estime le niveau des forces déplaçant les plaques à environ $3 \times 10^{12} \text{ Nm}$, ce qui est une valeur moyenne pour la force de poussée à partir des dorsales. Le manteau océanique déshydraté et non fragilisé est ce que l'on peut attendre de plus résistant. Un manteau continental doit donc avoir un niveau de résistance inférieur à 200 MPa en moyenne dans sa partie cassante et moins dans la partie ductile.

— Puisque les forages indiquent que **la croûte vérifie partout la loi de Byerlee** avec un coefficient de frottement voisin de 0.6, on peut en conclure que la croûte supérieure uniformément résistante et continue forme un remarquable guide de contraintes, ce qui explique l'uniformité du champ de contraintes à

l'échelle de la plaque. Ceci est nécessairement dû à ce que la force appliquée à la lithosphère, que l'on peut admettre proche de $3 \times 10^{12} \text{ Nm}^{-1}$, a amené la croûte cassante à sa limite de résistance. La contribution de la croûte cassante est connue sans ambiguïté à partir de la loi de Byerlee, de son état hydrostatique et de l'état de contrainte qui prévaut (compressif, décrochant ou extensionnel). La contribution totale de la croûte inférieure et du manteau ductile est donc également déterminée. **Elle détermine le niveau de résistance de la croûte inférieure et du manteau.** [Zoback et al., 2002] ont ainsi déterminé la part relative de la croûte inférieure et du manteau supérieur en fonction de la température et la rhéologie, **la variable à déterminer étant le taux de déformation.** Il faut que ce taux soit inférieur à 10^{-17} à 10^{-19} s^{-1} pour que la plaque garde sa rigidité. Pour une croûte moyenne avec flux de 60 mWm^{-2} et un état de contrainte décrochant, **la croûte cassante supporte 60 % de la force**, la croûte inférieure 40 % et le manteau quasiment rien. Le résultat dépend évidemment du flux de chaleur choisi. Avec les rhéologies mesurées en laboratoire, le manteau supérieur cratonique caractérisé par un très faible flux de chaleur, garde toujours une résistance trop forte pour permettre à la croûte supérieure d'atteindre sa limite de rupture sur toute son épaisseur, contrairement aux observations. Ces résultats sont en bon accord avec le modèle de Cambridge.

— Qu'en est-il des grandes failles ? Les nombreux résultats géodésiques montrent que la charge intersismique est bien modélisée par une dislocation vis à la base de la couche sismogénique. **Il est exclu de distribuer la déformation sur une largeur de quelques dizaines de kilomètres dans une couche élastovisqueuse.** Ceci est particulièrement clair dans le cas d'une faille isolée comme la faille Nord Anatolienne. Même dans le cas où le mouvement est distribué sur plusieurs failles en surface, comme pour Nord San Andreas, le parallélisme du cisaillement maximal géodésique avec la faille et non avec le mouvement relatif des plaques confirme l'existence de failles concentrées ductiles dans la croûte inférieure. La présence de failles ductiles en profondeur jusqu'au niveau des granulites est d'ailleurs bien connue et s'explique par le mécanisme de « strain softening ». Ces observations sont compatibles avec une croûte inférieure ductile résistante mais pas avec une croûte inférieure fluide. Elles sont compatibles avec le modèle de Cambridge mais il faut toutefois examiner plus soigneusement le rôle du manteau supérieur dans le cycle sismique.

— On peut en conclure à ce stade que la croûte supérieure est un guide de contraintes du fait de sa résistance mécanique importante. Elle est maintenue à la limite de rupture par les forces déplaçant les plaques dont elle supporte 50 à 60 %. La croûte inférieure se comporte généralement de manière ductile, sauf dans le cas des cratons à faible flux de chaleur dans lesquels elle est cassante. Sa résistance mécanique significative lui permet de supporter 30 à 40 % de la force déplaçant les plaques. De par sa résistance, une faille ductile se forme généralement sous la faille sismogénique, entre 10-15 km de profondeur et le Moho. La résistance mécanique du manteau est très sensible au flux de chaleur

et à l'épaisseur de la croûte. Aux conditions moyennes (croûte de 40 km d'épaisseur et flux de 60 mWm^{-2}) cette résistance est faible. Toutefois, pour les très faibles flux de chaleur (40 mWm^{-2}), et en particulier si la croûte a moins de 40 km d'épaisseur, on s'attend à ce que le manteau ait une résistance mécanique significative.

4) La faille de San Andreas

— **On peut attendre couramment sur une faille un rapport moyen du module d'Young E de l'ordre de 1.4.** Les implications d'une telle hétérogénéité sur la rupture sont activement débattues sur le plan théorique. **La raison en est que la dissymétrie des propriétés élastiques entraîne la possibilité d'un couplage entre le glissement sur la faille et la traction normale à la faille.** La contrainte normale à la faille peut être réduite jusqu'à devenir nulle. Ceci pourrait expliquer le **paradoxe du flux de chaleur** que devrait produire la rupture sous forte contrainte normale (pour un coefficient de frottement de 0.6) mais qui n'est pas observé ainsi que l'angle élevé de la contrainte maximale avec la faille.

— [Weertman, 1980] a montré de manière analytique qu'une impulsion de glissement pouvait se propager de manière permanente avec réduction de la contrainte normale le long d'un interface entre deux matériaux ayant des propriétés élastiques pas trop différentes. La vitesse de propagation de cette impulsion est celle d'une onde de Rayleigh généralisée. Le modèle de Weertman fut repris de manière numérique par [Andrews and Ben-Zion, 1997] et [Ben-Zion and Andrews, 1998] qui montrèrent que cette impulsion pouvait se propager dans un mode similaire à celui de la propagation d'un plissement (« wrinkle-like mode ») en générant très peu de chaleur et donc avec très peu de pertes d'énergie. Les propriétés de leur modèle comprenaient : — une forte corrélation entre variations de contrainte normale et glissement — un mouvement asymétrique par rapport au plan de faille — une direction préférée de propagation de glissement qui est celle du glissement dans le matériau le moins résistant — une instabilité qui conduit à un comportement divergent de l'impulsion. Cette dernière propriété conduit à des problèmes numériques qui ont amené une discussion de la validité du modèle. Toutefois [Ben-Zion, 2001] estime que cela ne remet pas en cause le principe de l'existence d'un tel mode de glissement. — Un point très important, qui nous intéresse ici, est que ce mode de glissement dynamique pourrait conduire à piéger la rupture dans des failles existantes car il ne peut se produire que là où un contraste des propriétés élastiques existe. **Une fois le contraste élastique créé au travers de la faille, la rupture tend à s'y localiser ce qui stabilise la géométrie de la faille.**

— Au niveau de la lithosphère, l'asymétrie caractérise la faille de San Andreas dans son ensemble. La faille suit la limite entre la lithosphère océanique Pacifique et la lithosphère très peu épaisse Amérique. À l'échelle de la croûte, au nord, près de la jonction triple de Mendocino, la faille juxtapose une croûte océanique

à une croûte continentale atténuée. Il y a une forte asymétrie. Le rapport du coefficient d'élasticité est de l'ordre de 1.4. Au centre, au sud de la section qui glisse (Parkfield) et au nord de la rupture de 1857, il y a une forte asymétrie à nouveau. Le côté Pacifique est beaucoup plus rapide que le côté Amérique. Le rapport des vitesses sismiques est de l'ordre de 1.2.

— La faille de San Andreas décale la croûte inférieure près de son extrémité nord. Le toit de la croûte inférieure et dans une moindre mesure le Moho sont décalés au niveau de la San Andreas et de la Maacama. Dans le cas de la San Andreas, le toit de la croûte inférieure est décalé de 5 km. Au niveau de la San Andreas le Moho n'est ici qu'à 20 km de profondeur. À la latitude de San Francisco la croûte est coupée sur la totalité de son épaisseur par la faille de San Andreas et la faille Hayward à l'ouest de la baie de San Francisco est verticale jusqu'à 18 km puis pend à 70° vers l'ouest jusqu'à 47 km (le Moho est à 25 km).

— Une anisotropie parallèle à la faille de San Andreas a été détectée. Elle affecte le manteau sur une épaisseur considérable (115-125 km si l'anisotropie est de 4 %). Elle s'étend à l'est sur au moins 80 km de large et moins de 200 km mais disparaît relativement rapidement à l'ouest. Il est possible de ramener l'épaisseur à une soixantaine de kilomètres si l'anisotropie est de 8 %. La détection de l'anisotropie du manteau se fait de manière simple grâce au phénomène de dédoublement de l'onde de cisaillement (« shear wave splitting »), phénomène analogue à la biréfringence dans un milieu anisotrope. L'onde se dédouble en deux ondes de cisaillement ayant des polarisations orthogonales et des vitesses de propagation différentes. L'explication la plus simple de la formation de cette anisotropie est que le manteau lithosphérique a été cisailé parallèlement à la faille sur une bande d'une centaine de kilomètres de large décalée vers l'est par rapport à la faille, ce qui suggère une forte ductilité.

— Les mouvements post-sismiques des séismes décrochants de Landers (Mw 7.3) et d'Hector Mine (Mw 7.1) conduisent à la même conclusion. Il s'agit d'un fluage post-sismique dans lequel le manteau sous la croûte est plus fluide que la croûte inférieure. **La viscosité du manteau s'élève progressivement d'une valeur très basse de 4×10^{17} Pa s après le séisme à 1 à 3×10^{19} après trois ans de relaxation. Celle de la croûte inférieure est trente fois supérieure.** La viscosité trouvée pour le manteau sous la croûte est comparable à celle trouvée pour le remplissage du lac Meade et pour la déglaciation dans cette région (10^{18} à 10^{19} Pa s). Par ailleurs la modélisation du lac Meade comme celle du lac Bonneville semblent réclamer la présence d'une lithosphère élastique de 30 km qui ne peut être que dans la croûte. Cette forte ductilité du manteau est en accord avec la présence de basaltes d'âge inférieur à 1 Ma et dont la source est comprise entre 50 et 70 km.

— De nombreux auteurs ont modélisé la mécanique d'une grande faille décrochante. Une approche intéressante de [Rolandone and Jaupart, 2002] n'impose

pas la profondeur de la faille cassante mais l'obtient à partir d'une force de cisaillement appliquée à distance. La distribution des contraintes sur la faille est celle imposée par la loi de friction. Une zone de transition épaisse existe entre la zone cassante et la zone ductile dans laquelle la part du mouvement ductile augmente progressivement. La profondeur de la faille cassante augmente avec la force appliquée. Un problème dans ce modèle est que la déformation est purement ductile hors de la faille ce qui conduit à des contraintes très élevées et peu réalistes à faible profondeur loin de la faille. [Chéry *et al.*, 2001] sont à ma connaissance les seuls à avoir pris pleinement en compte la distribution des contraintes de Byerlee sur toute l'épaisseur de la croûte cassante. Ils admettent que le manteau est fluide. Un résultat majeur est qu'ils doivent supposer la faille faible (coefficient de frottement de 0.1) et prendre en compte les variations latérales du flux de chaleur pour obtenir les bonnes directions de contrainte près de la faille.

— Les modèles publiés de déformation intersismique considèrent qu'il y a toujours symétrie par rapport à la faille. En Californie du nord, on attendrait une asymétrie au nord. Un profil GPS près de Point Arena nous a permis de tester la présence de cette asymétrie. Les données ont été corrigées pour le mouvement sur la faille de Maacama. Le côté ouest semble de fait nettement moins déformé que le côté est, en accord avec la mesure des propriétés élastiques. Mais la dispersion des mesures à l'ouest impose probablement de grosses barres d'erreur. Plus au sud le profil GPS de Point Reyes près de San Francisco ne montre pas de dissymétrie évidente.

— Cette asymétrie au nord se retrouve-t-elle dans le mouvement cosismique du séisme de 1906 ? [Hayford and Baldwin, 1908] ont publié les déformations mesurées après le séisme de 1906, déformations qui atteignent 6 mètres et sont donc mesurables par triangulation. Ce sont les mesures interprétées par Reid pour proposer le modèle du rebond élastique. Notre modélisation montre que pour le profil nord de Point Arena une asymétrie de 1.5 est probable. Pour le profil de Point Reyss, au sud, l'asymétrie est possible mais difficile à démontrer.

— Nous concluons que l'asymétrie des propriétés élastiques au nord près de Point Arena se reflète dans le chargement élastique intersismique et dans le mouvement cosismique de 1906. Les trois sont compatibles dans les limites d'erreur de ce genre de mesure. Au niveau de Point Reyss, au sud, l'asymétrie des propriétés élastiques semble moins forte. Le GPS ne montre pas d'asymétrie évidente. Le mouvement cosismique pourrait indiquer une asymétrie mais elle n'est pas démontrée. Notons que les données liées au séisme de 1906 incluent sans doute une part significative de mouvement postsismique et que l'épaisseur de la couche impliquée dans ce mouvement n'est pas nécessairement la même que pour la charge intersismique.

— En conclusion, la faille de San Andreas est installée le long d'une discontinuité de lithosphère qui juxtapose une lithosphère océanique à une lithosphère

continentale atténuée. À l'échelle de la croûte supérieure, des portions importantes de failles suivent des limites de blocs correspondant à une rupture suivant un interface de bimatériaux. La structure rhéologique comprend une croûte cassante de 12-15 km d'épaisseur, une croûte inférieure ductile mais relativement résistante et un manteau très ductile. La faille elle-même est dans une zone relativement large de flux élevé qui est sans doute liée au cisaillement en profondeur mais pas à la faille cassante elle-même qui a un coefficient de friction équivalent faible.

5) La faille nord-anatolienne

— La faille nord anatolienne s.s. s'étend du point triple de Karliova à l'est jusqu'à une bifurcation à 30.8 °E sur 900 km de long. Une branche nord, formant l'arc de Marmara, diverge pour s'étendre jusqu'au golfe de Saros sur 385 km alors qu'une branche sud, dans la direction de la faille principale, ne présente pas de réelle continuité. La géodésie mesure un taux moyen de 24 mm/a. Elle démontre par ailleurs que l'Anatolie en première approximation est rigide. Depuis 1939, la faille a été rompue sur près de 1 000 km entre 40 °E et 29 °E dans une série de grands séismes se propageant vers l'ouest. À la suite du séisme de Kocaeli (Mw 7.4) en 1999, la mer de Marmara est la seule portion à l'ouest qui ne soit pas rompue puisque la portion de Ganos à l'ouest de la mer de Marmara a été rompue en 1912 (Mw 7.4).

— Le système de failles est formé par une série de trois arcs à l'intérieur de deux petits cercles par rapport au pôle An/Eu. **Ces arcs s'agencent de manière à maintenir une distance constante à la marge de la mer Noire, ce qui suggère que le système de failles suit la bordure de la lithosphère mécaniquement résistante de la mer Noire. Les arcs réutilisent des structures compressives néogènes. Ils forment un angle de 20° entre eux. Ils marquent probablement des étapes dans la propagation vers l'ouest de la faille.**

— La bifurcation à 30.8 °E est telle que la branche nord est purement décrochante à 24 mm/a et la branche sud en partie décrochante et en partie normale avec une vitesse nettement moindre ([Meade et al., 2002] et [Le Pichon et al., 2003]). **Ceci illustre que la somme des modules des vitesses des deux branches n'est pas égale au module de vitesse** sur la faille principale, du fait de la présence de fortes rotations, contrairement à ce qui est souvent admis. L'absence de continuité de la branche sud indique que son décalage est faible et qu'elle n'a pas atteint la maturité.

— Les données GPS démontrent la continuité de la branche nord le long de la fosse nord égéenne jusqu'au Péloponnèse sur une longueur additionnelle de 270 km. En première approximation, cette branche est purement décrochante sur toute sa longueur et la vitesse de glissement est de 24 à 26 mm/a. La minimisation des vecteurs GPS au sud de cette branche nord montre qu'une bande de

largeur d'environ 100 km est rigide en première approximation et que la faille suit un petit cercle par rapport au pôle GPS. **L'arc Marmara est donc en fait un arc Marmara-Fosse Nord Égéeenne continu de 650 km de long.**

— Comment le mouvement est-il transmis à la faille de Céphalonie qui rejoint la fosse de subduction méditerranéenne ? Cette faille correspond à la même cinématique que la faille nord-anatolienne dans sa partie européenne alors que le mouvement décrochant est interrompu entre le bord oriental de l'Eubée et la faille de Céphalonie sur plus de 150 km. Ceci se fait grâce à des zones de distension orientées N110 °E qui permettent une forte rotation horaire des vecteurs mouvements. L'ouverture du Golfe de Corinthe vers l'ouest compense l'ouverture des zones de distension plus au nord vers l'est et permet au bloc Égée de se déplacer vers le sud-sud-ouest par rapport à l'Europe sans rotation significative.

— Comme l'avaient montré [McClusky *et al.*, 2000], un bloc Égée se déplace vers le sud par rapport à l'Anatolie. Ayant identifié un bloc sud Marmara, on peut obtenir un modèle simple de déformation de l'Égée-Anatolie en termes de 4 blocs (Anatolie, S Marmara, Égée et Eurasie) et une zone déformée (Nord Grèce). La déformation Nord Grèce est obtenue en retirant du mouvement Égée/Eurasie l'ouverture du Golfe de Corinthe. **Ce fait qu'une description en termes de blocs soit possible est en accord avec le modèle de Cambridge.**

— En mer de Marmara, la faille suit de près le bord nord des bassins nord Marmara. Elle est associée à deux grands plis orientés NE/SW qui divisent cette fosse en trois bassins. Dans la fosse Nord Égéeenne, la faille suit le bord sud. Elle est associée à des failles normales orientées N110° qui divisent la fosse en sous-bassins. La faille normale la plus au sud est active. **Ceci suggère que la faille tend à suivre la limite d'un système bimatériaux. Ceci suggère également que la faille s'est propagée vers l'ouest en utilisant des terminaisons en raccourcissement lorsque la fosse était au sud de la faille (Marmara) et en extension quand elle était au nord (fosse nord Égéeenne).**

— [Le Pichon *et al.*, 2003] ont montré que la déformation intersismique sur la faille de Marmara est asymétrique. Comme on pouvait s'y attendre le côté nord est plus rigide que le côté sud. Le sud contient 1 km d'eau, 2 à 4 km de sédiments non consolidés et une croûte certainement très fracturée.

— Un déport de 85 à 80 km a été proposé par [Sengör, 1979] *sur la faille Nord Anatolienne s.s.* Ceci correspond à un âge de 3.5 Ma au taux actuel alors que les premiers signes de mise en place de la faille Nord Anatolienne ont généralement été interprétés comme datant du Serravallien (10-12 Ma). À l'extrémité ouest, *sur la faille de Céphalonie*, l'initiation est estimée entre 1 et 1.5 Ma et le déport à 37 à 45 km soit 1.2 à 1.5 Ma au taux de 30 mm/a. *Le Golfe de Corinthe se serait initié vers 1.7-1.1 Ma.* L'ouverture totale au centre est estimée à 15 km là où le GPS donne 15 mm/a, soit 1 Ma au taux actuel. **Il est tentant de relier cette propagation à la phase compressive décrite par [Mercier *et al.*, 1987] entre 1.8 et 0.9 Ma qui sépare l'extension NE/SW de l'extension actuelle N/S.**

— [*Provost et al.*, 2003] ont montré que la modélisation de la Faille Nord Anatolienne impliquait un très faible coefficient de friction (0.05) avec un manteau fluide et une croûte inférieure à 10^{19} Pa s. Même avec ce faible coefficient de friction, la déformation de l'Anatolie sur 5 ans reste beaucoup trop forte (10 %). Ceci me paraît démontrer que la croûte inférieure est plus résistante d'au moins deux ordres de grandeur et que la faille existe dans la croûte inférieure comme une zone de faiblesse localisée. Par contre, à la différence de San Andreas, l'anisotropie sismique observée en Égée du nord et au sud de Marmara n'est pas compatible avec la direction de cisaillement sur la faille. Ceci suggère que la quantité totale de cisaillement lié à la faille est trop faible pour affecter l'anisotropie.

— Les résultats récents de sismique montrent en Égée centrale et nord les mêmes caractéristiques que dans Basins and Ranges. Le Moho est à la profondeur constante de 26 km et le toit de la croûte inférieure est à une profondeur variable. **Il y a donc eu une période de fluage très important dans la croûte inférieure sous le système de « core complexe ».** Cet épisode sans doute lié au volcanisme de subduction et aux fluides qui lui sont liés peut difficilement durer plus de quelques millions d'années. L'absence de distension dans le bloc Égée depuis 1.7 à 0.9 Ma suggère qu'au moins dans ce bloc l'épisode est terminé. L'existence de détachements plats actifs vers 10-12 km de profondeur sous le Golfe de Corinthe et sous les grabens anatoliens suggère que la croûte intermédiaire (et sans doute la croûte inférieure) est très ductile. Sans doute cette ductilité est-elle liée à l'épaisseur de croûte.

— **En conclusion**, la faille nord-anatolienne est une faille qui a un déport relativement faible, allant de 80-90 km à l'ouest, à 60 km au centre et une trentaine à l'ouest en dépit de sa très grande longueur. La faille est en cours de propagation vers l'ouest. La date de son initiation est discutée mais pourrait ne pas dépasser 5 Ma. Elle atteint la mer de Marmara vers 3.5 Ma et la fosse Nord Égée vers 1.7 Ma. Il lui reste 150 km à franchir pour atteindre la faille de Céphalonie. C'est sans doute la faille où le mode de propagation peut le mieux être étudié. Elle est piégée par des bassins qu'elle a créés ou préexistants et tend à suivre un de leurs bords (faille bimatériaux). La croûte inférieure ductile est relativement résistante puisqu'elle permet la mise en place d'une faille ductile étroite. L'existence d'une tectonique de blocs et le rôle joué par la topographie suggère que la croûte continentale joue un rôle majeur.

SÉMINAIRES À PARIS (janvier-février 2003)

8 janvier, « Propagation de tremblements de terre en présence d'hétérogénéités de structure et de frottement » avec Raoul Madariaga, École Normale Supérieure, Paris.

15 janvier, « Strain distribution from GPS and the prolongation of the North Anatolian Fault within the Aegean domain » avec Corné Kreemer, École Normale Supérieure, Paris.

22 janvier, « Influence de la rhéologie crustale sur le déplacement à long terme et la migration de la Faille Nord-Anatolienne, Turquie » avec Jean Chéry, Université des Sciences et techniques du Languedoc, Montpellier.

29 janvier, « Les Alpes de Nouvelle-Zélande : données et modèles d'une collision oblique » avec Muriel Gerbeault, IRD, Toulouse.

5 février, « La faille de Sagaing, déformation instantanée et finie » avec Nicolas Chamot-Rooke, Claude Rangin et Christophe Vigny, École Normale Supérieure, Paris.

12 février, « Étude in situ des interactions fluides-faille active » avec François-Henri Cornet, Institut de Physique du Globe, Paris.

COURS À RICE UNIVERSITY À HOUSTON, USA

13 septembre 2002, « Asymétrie des propriétés élastiques et rupture : faille de Marmara et faille de San Andreas ».

COURS ET SÉMINAIRES À L'UNIVERSITÉ D'AIX-MARSEILLE III

5 mars, « La prolongation de la Faille Nord-Anatolienne en mer de Marmara et en mer Égée : 1) cinématique et déformation actuelles », cours.

« Géologie et tectonique de la mer de Marmara » avec Claude Rangin, École Normale Supérieure, Paris.

6 mars, « La prolongation de la Faille Nord-Anatolienne en mer de Marmara et en mer Égée : 2) évolution dans le temps », cours.

« Variations du niveau marin en Méditerranée : le Messinien » avec Georges Clauzon, Cérège.

« Variations relatives du niveau marin en mer Noire et mer de Marmara » avec Candace Major, Centre des Faibles Radioactivités, Gif-sur-Yvette.

Activités scientifiques de juin 2002 à mai 2003

Xavier Le Pichon a dirigé jusqu'au 31 décembre 1999 le Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure qui correspond à une unité associée au CNRS. À cette date, ayant accompli 12 années de direction, il a laissé la place de directeur au Professeur Raul Madariaga. L'unité comprend 30 chercheurs et enseignants répartis en quatre équipes. Le travail de recherche de Xavier Le Pichon se fait plus spécialement dans l'équipe de Géodynamique qui regroupe 9 chercheurs.

Principaux thèmes de recherche

a) Étude de la déformation du Japon

Cette étude, désormais conduite par Pierre Henry, s'est poursuivie en mettant l'accent sur les failles subsidiaires (splay faults). Deux articles ont été publiés à *Marine Geology*.

b) Étude de la déformation de la Méditerranée orientale

La synthèse dans le cadre d'un programme de recherche soutenu par des compagnies pétrolières est achevée. Elle va être publiée par l'American Association of Petroleum Geologists et la Société Géologique de France.

c) Déformation de l'Asie du Sud-Est par la géodésie spatiale

La synthèse dans le cadre d'un programme de recherche soutenu par les compagnies pétrolières est achevée. Le mouvement GPS sur la faille de Sagaing a été mesuré pour la première fois. Il ne correspond qu'à la moitié du mouvement Inde-Sonde. L'étude du mouvement cosismique du séisme de Chi-Chi à Taiwan a été poursuivie par Anne Loevenbruck dans le cadre de sa thèse. Un article a été publié dans les CRAS. Deux articles ont été soumis. Le séisme de Chi-Chi est particulièrement intéressant car il est un très bel exemple de rupture de faille subsidiaire (splay fault) associée au décollement majeur.

d) Cinématique active de la mer de Marmara et risque sismique

À la suite du séisme d'Izmit, en 1999, j'ai mené avec mon équipe et de nombreux collaborateurs une campagne en mer de Marmara en collaboration franco-turque sur le navire d'IFREMER Suroît en septembre 2000. Deux articles ont été publiés à EPSL en 2001. Un article a été publié dans *Journal of Geophysical Research*, un autre dans *Tectonophysics*. Ils démontrent la présence d'une faille coulissante continue sur laquelle est transmis l'essentiel du mouvement de la branche nord de la faille anatolienne.

e) Le travail sur l'inhomogénéité des propriétés élastiques des grandes failles transformantes, commencé dans le cadre d'une demi-année sabbatique comme Wiess Professor à l'université de Rice, à Houston, Texas, s'est poursuivi et a fait l'objet du cours de cette année. J'ai étudié ce rôle plus particulièrement dans la faille Nord Anatolienne en mer de Marmara (article de *Journal of Geophysical Research*) et dans la faille de San Andreas (recherche en cours). Une recherche sur la déformation de l'Égée et la prolongation de la faille nord-anatolienne en ce domaine est en cours.

ACTIVITÉS DIVERSES

25 juin 2002

Jury de thèse de Jean-Marie Nocquet à Nice.

11 au 25 juillet

Tournée de conférences à l'invitation du gouvernement en Nouvelle Zélande.
Participation au Symposium Géosciences franco-néozélandais.

11 au 25 septembre

Participation invitée au cinquantième anniversaire du département des Géosciences de Rice University à Houston.

Cours du Collège.

Travail à la filiale de la compagnie Total.

9-16 novembre

Remise du prix Balzan à Rome.

4-6 mars 2003

Cours du collège à Aix-en-Provence.

16-18 mars

Science Advisory Group de l'International Continental Drilling Program à Berlin.

6-11 avril

Participation à l'European Union of Geosciences Meeting à Nice avec conférence invitée.

Remise de la médaille Wegener.

15-29 mai

Voyage d'étude sur le terrain au Mexique dans le cadre d'un programme avec la compagnie Total.

DISTINCTIONS

Xavier Le Pichon a reçu le prix Balzan pour la Géologie à Rome en novembre 2002.

Xavier Le Pichon a reçu la médaille Wegener de l'European Union of Geosciences à Nice en mars 2003.

PUBLICATIONS 2002 DE L'ÉQUIPE DE GÉODYNAMIQUE

EGO F. and ANSAN V., 2002. Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation ? *Tectonophysics*, 359, 1-2, 189-208.

FOUCHER J.P., NOUZÉ H. and HENRY P., Observation and tentative interpretation of a double BSR on the Nankai slope, *Marine Geology*, 187 (1-2), 161-175, 2002.

HENRY P., LALLEMANT S., NAKAMURA K., TSUNOGAUI U., MAZZOTTI S., and KOBAYASHI K., Surface expression of fluid venting at the toe of the Nankai wedge and implications for flow paths, *Marine Geology*, 187 (1-2), 119-143, 2002.

JONES K.A., WARNER M., LE MEUR D., PASCAL G., TAY P.L. and **Imerse Working group**, Wide-angle images of the Mediterranean Ridge backstop structure, *Marine Geology*, 186 (1-2), 145-166, 2002.

LE PICHON X., LALLEMANT S.J., CHAMOT-ROOKE N., LE MEUR D. and PASCAL G., The Mediterranean Ridge backstop and the Hellenic nappes, *Marine Geology*, 186 (1-2), 111-125, 2002.

MAZZOTTI S., LALLEMANT S.J., HENRY P., LE PICHON X., Tokuyama H. and Takahashi N., Lithospheric scale tectonics of the Eastern Nankai subduction : intraplate shortening and underthrusting of a large basement ridge in the eastern Nankai subduction zone, *Marine Geology*, 187 (1-2), 63-88, 2002.

RANGIN C., BADER A.G., PASCAL G., ECEVITOGU B. and GORUR N., Deep structure of the Mid Black Sea High (offshore Turkey) imaged by multi-channel seismic survey (BLACKSIS cruise), *Marine Geology*, 182 (3-4), 265-278, 2002.

RESTON T.J., FRUEHN J., VON HUENE R. and **Imerse Working Group**, The structure and evolution of the western Mediterranean Ridge, *Marine Geology*, 186 (1-2), 83-110, 2002.

SCREATON E., SAFFER D., HENRY P. and HUNZE S., Porosity loss within the underthrust sediments of the Nankai accretionary complex : Implications for overpressures, *Geology*, 30 (1), 19-22, 2002.

SIBUET J.C., HSU S.K., LE PICHON X., LE FORMAL J.P., REED D., MOORE G. and LIU C.S., East Asia plate tectonics since 15 Ma : constraints from the Taiwan region, *Tectonophysics*, 344 (1-2), 103-134, 2002.

SOCQUET A., GOFFÉ B., PUBELLIER M. and RANGIN C., Late Cretaceous to Eocene metamorphism of the internal zone of the Indo-Burma range (western Myanmar) : geodynamic implications, *Comptes Rendus Geosciences*, 334 (8), 573-580, 2002.

SOCQUET A., GOFFÉ B., PUBELLIER, M. et RANGIN C., Le métamorphisme Tardi-Crétacé à Eocène des zones internes de la chaîne indo-birmannaise (Myanmar occidental) : implications géodynamiques. *CR Acad. Sci. Paris*, CR Geosciences 334, 573-580, 2002.

STEVENS C., MCCAFFREY R., BOCK Y., GENRICH J., PUBELLIER M. and SUBARYA C., Evidence for block rotations and basal shear in the world's fastest slipping

continental shear zone in NW New Guinea, *AGU volume on Plate Boundary Zones*, eds S. Stein and J. Freymueller, Geodynamic series, 30, doi:10/1029/030GD05, 87-99, AGU, Washington DC 2002.

TAY P.L., LONERGAN L., WARNER M., JONES K.A. and **Imerse Working Group**, Seismic investigation of thick evaporite deposits on the central and inner unit of the Mediterranean Ridge accretionary complex, *Marine Geology*, 186 (1-2), 167-194, 2002.