

Géodynamique

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

COURS : Cinématique et dynamique de la lithosphère

Après avoir étudié en 1995-1996 la géodynamique de la Méditerranée orientale, en 1996-1997 la déformation actuelle du Japon et en 1997-1998 la géodynamique de l'Asie du sud-est, à la lumière des nouvelles données de géodésie spatiale à terre, le cours de 1998-1999 a abordé le lien entre cinématique et dynamique de la lithosphère en prenant en exemples l'Asie du sud-est, la Californie, l'Égée et le Japon. La cinématique des déformations est obtenue à partir des failles quaternaires, des séismes et des mesures de géodésie spatiale. Le cours démontrait qu'il y a un accord remarquable entre les modèles cinématiques obtenus à partir de ces trois sources, à condition de tenir compte des mouvements transitoires qui affectent le GPS lorsque la distance d'intégration des données considérées est inférieure à l'épaisseur de la lithosphère. Il montrait par ailleurs que la qualité de la cinématique obtenue à présent permet de poser le problème de la déformation en termes de dynamique et que le rôle respectif des forces de volume aussi bien que celui des forces aux frontières peut maintenant être identifié et quantifié. Enfin, il traitait deux problèmes géodynamiques spécifiques : celui de l'individualisation de blocs rigides à l'intérieur de zones déformées et celui du détachement des panneaux lithosphériques plongeants (slabs). Les séminaires abordaient certains aspects de ce thème et en particulier celui de l'importance des grandes failles lithosphériques dans l'évolution de la cinématique. Trois leçons et trois séminaires donnés durant deux jours à l'université de Rennes I insistaient sur les aspects plus proprement dynamiques.

Les notes de cours ont été distribuées à tous les participants.

1) Discussion du contexte

Depuis l'origine de la tectonique des plaques, on a reconnu que la déformation par collision dans le domaine continental semble se distribuer sur de grandes

étendues à la différence des zones océaniques, comme l'indique la sismicité. Ce fait fut très tôt attribué à la différence de rhéologie entre la lithosphère continentale et la lithosphère océanique. En effet, l'épaisseur de la zone sismogénique en domaine continental ne dépasse pas 25 à 30 km et l'épaisseur élastique est encore plus faible. Il n'y a donc pas d'indication que la lithosphère continentale puisse supporter des contraintes élastiques durant de longues périodes géologiques à une température qui dépasse 350 °C. De manière générale, il apparaît alors que le manteau lithosphérique ne contribue pas de manière significative à l'épaisseur élastique de la lithosphère continentale. Au contraire, l'épaisseur élastique de la lithosphère océanique semble limitée par l'isotherme 450-600 °C. La lithosphère océanique d'âge supérieur à 70 Ma devrait donc être plus résistante que la lithosphère continentale, même dans le cas des cratons, bien que les données disponibles ne suggèrent pas de différences fondamentales, ni dans l'épaisseur sismogénique, ni dans l'épaisseur élastique. Pour les deux, c'est l'âge qui est le paramètre dominant. D'ailleurs, la croûte continentale peut être subduite, au moins dans certains cas, dans sa totalité sur de grandes longueurs (ex : Himalaya) et la lithosphère océanique peut se déformer de manière diffuse sur de grandes surfaces.

La question fondamentale semble donc bien être la possibilité de créer de longues frontières de plaque, coupant à travers toute la lithosphère, où se localise la déformation et qui sont interconnectées, ce qui permet l'identification de plaques ou micro-plaques peu déformables. C'est là tout le débat actuel sur la déformation intercontinentale. Peut-on définir des blocs peu ou pas déformés entourés de failles lithosphériques ? Faut-il plutôt considérer la lithosphère continentale déformée comme un continuum idéalement décrit par un champ de déformation ? Dans ce cas, le rôle de la couche sismogénique superficielle peut être négligé en première approximation. Et donc comment et dans quels cas se localise la déformation le long d'une faille lithosphérique ?

Pour simplifier, deux hypothèses principales sont en présence. Pour la première, le rôle joué par les grandes failles lithosphériques dans la déformation intercontinentale est essentiel. Pour la seconde, la lithosphère est considérée comme une couche visqueuse mince, la rhéologie moyenne d'une lithosphère composée d'une couche cassante sur une couche ductile pouvant être représentée par une loi en puissance. On considère alors que dans une description à une échelle de longueur plusieurs fois supérieure à l'épaisseur de la couche cassante la déformation peut être définie comme un champ de vitesse continu. Pour cela on obtient le tenseur moyen des taux de déformation sur une surface donnée à partir de la sommation des tenseurs des taux des moments des différents segments de faille, soit à partir des moments des séismes qui se sont produits dans un intervalle de temps donné, soit directement à partir des taux de glissement sur les failles.

Ces taux de déformation ne fournissent pas la composante rotationnelle. Mais si la distribution spatiale des taux de déformation est connue partout, alors le tenseur complet est entièrement défini. Il suffit donc de construire un champ de vitesse continu compatible avec les taux de déformation mesurés, méthode qui

s'est montrée remarquablement efficace. La méthode d'interpolation utilisée (splines bicubiques) permet d'inclure des transitions relativement abruptes et donc des blocs rigides. Cette méthode minimise la somme des carrés des taux de déformation et donc revient à trouver le champ de vitesse qui minimise le taux de travail dans un milieu visqueux continu.

Trois méthodes principales permettent d'avoir accès aux taux de déformation. Les tenseurs des moments des séismes fournissent le style de déformation mais ne permettent pas une véritable quantification des taux. Les taux de glissement des failles durant le Quaternaire donnent une information quantitative mais les barres d'erreur sont larges. Les mesures géodésiques fournissent avec une grande précision la totalité du champ de déformation durant la période de mesure. Or leur nombre augmente de façon exponentielle au cours du temps. Toutefois, elles sont affectées par les mouvements transitoires, principalement élastiques. En particulier, les mouvements intersismiques produisent un lissage du champ au travers des failles. Dans le cas des zones de subduction, l'effet intersismique peut complètement dominer le champ de vitesse et rendre difficile l'accès au champ de vitesse géologique. Ces méthodes peuvent être utilisées simultanément ou en parallèle. Elles permettent une évaluation de plus en plus précise du potentiel sismogène des failles.

Comment peut-on passer de la cinématique à la dynamique ? Le premier point important à résoudre est le rôle joué par les grandes failles lithosphériques. En effet, si le fonctionnement de ces failles implique en profondeur un système ductile étroitement lié au système cassant superficiel, elles imposent une contrainte forte sur le régime de flux de la partie ductile de la lithosphère. Le second point concerne évidemment les forces responsables de cette déformation. Dans certains modèles analogiques, les seules forces imposées sont celles appliquées à la frontière de poinçonnement. Les zones de subduction n'interviennent qu'en tant que bord libre. Dans les forces appliquées aux bordures, quelle est la part liée à la collision et celle liée à la subduction ? Cette question se pose de manière particulièrement claire pour le « bloc » Anatolie-Égée. Et en ce qui concerne la subduction, que se passe-t-il lorsque le panneau lithosphérique (slab) se détache, ce qui est inévitable dans la phase finale de subduction-collision ? Et qu'en est-il du rôle du détachement éventuel de la partie inférieure de la lithosphère continentale ?

Par ailleurs, il est clair qu'on ne peut ignorer les forces de volume agissant à l'intérieur de la lithosphère du fait des variations latérales de densité. Ces forces proviennent d'une variation latérale de l'énergie potentielle qui, dans un milieu sans résistance finie, doivent être équilibrées par les variations latérales du tenseur des contraintes. Notez que ces forces ne dépendent pas uniquement de la topographie. Une remontée de l'asthénosphère par exemple introduit une force de poussée latérale importante. Il y a donc redistribution interne de l'énergie potentielle de manière à permettre la mise en place du champ de déformation correspondant. C'est bien par exemple ce qui semble être le cas pour l'Anatolie.

2) Implications des données GPS ; exemples de la Californie et de l'Asie du sud-est

L'innovation principale de la tectonique des plaques était la possibilité d'établir une cinématique quantitative fiable permettant d'estimer le style et la valeur des taux de déformation moyens dans les zones frontières. La qualité étonnante du modèle global actuel NUVEL1A, confirmée par les comparaisons systématiques avec les modèles géodésiques globaux, permet une comparaison directe entre l'intégration des taux de déformation sur une région frontière donnée et les vecteurs vitesse prédits par NUVEL1A. C'est aujourd'hui le cas de la Californie où la vérification de cette concordance permet de conclure qu'il n'y a pas de déformation significative à l'ouest des îles.

Cette qualité permet aussi d'utiliser la cinématique des plaques adjacentes à une plaque dont le mouvement est indéterminé pour lever cette indétermination à partir des déformations observées sur les frontières. C'est le cas du bloc de la Sonde, où l'on peut combiner sismicité dans les fosses de subduction et mesures géodésiques sur les arcs insulaires adjacents aux mouvements relatifs prédits par NUVEL1A. La Californie peut être considérée comme une zone transformante entre la plaque Amérique du nord et la plaque Pacifique. Des études systématiques du mouvement quaternaire sur les failles, de la sismicité depuis 1850 et de l'évolution d'un réseau GPS de 256 stations en Californie permettent d'évaluer cette déformation de manière comparative et de la sommer pour obtenir le vecteur PA/NA. Toutefois, une déformation moins intense est distribuée sur une zone de 1000 km de large à l'est dans Basin and Range. Il faut donc évaluer cette déformation de Basin and Range, qui correspond à environ 10 mm/a et la sommer avec celle de Californie pour la comparer aux 47 mm/a prédits par NUVEL1A. Il y a un excellent accord à 2 mm/a et 1° près entre NUVEL1A et la déformation sommée du réseau GPS. Les rotations ne sont importantes (5°/Ma) que dans la région du Big Bend et de la faille de Garlock. Enfin, on obtient en chaque zone l'énergie sismique manquante ou en excès durant ces 145 ans. Cette énergie manquante peut soit s'être dissipée en glissement asismique, soit s'être accumulée en déformation élastique.

L'information provenant des failles quaternaires aboutit à un excellent accord en module avec NUVEL1A mais il y a une déviation de quelques degrés qui s'explique s'il y a environ 4 mm/a de raccourcissement perpendiculaire aux failles qui soit distribué entre les failles. Le modèle géodésique qui mesure la déformation élastique instantanée distribue une partie de la déformation hors des failles. On peut ainsi estimer l'importance relative de la déformation élastique (profondeur plus grande de la couche bloquée au nord qu'au sud de la Californie).

Le bloc de la Sonde, à l'extrémité sud-est de l'Asie, est un bloc asismique entouré de zones de subduction sur trois côtés et lié au bloc Chine sur le quatrième. La cinématique de la Sonde a donc des implications importantes sur les modèles d'extrusion de la Chine. La solution GPS GEODYSSSEA discutée

dans mon cours 1998 a établi que la partie occidentale du bloc est rigide et a déterminé un mouvement global vers l'ENE par rapport à l'Eurasie qui est de l'ordre de 15 mm/a à 20 mm/a. Les implications sur l'extrusion de la Chine ont été discutées dans mon cours de l'année dernière. La qualité des mesures relatives de géodésie est prouvée.

Mais le rattachement global est-il fiable ? On peut tester cette fiabilité en combinant sismicité dans les fosses de subduction et mesures géodésiques sur les arcs insulaires adjacents aux mouvements relatifs prédits par NUVELIA. On dispose de sept sites GPS situés en bordure de fosses de subduction dont le mouvement relatif est connu. On dispose par ailleurs des vecteurs glissement des séismes de subduction adjacents. On connaît enfin la cinématique globale des plaques adjacentes Australie et Philippine. Si le rattachement global du bloc Sonde est correct, on devrait obtenir le vecteur subduction par différence entre le vecteur GPS sur l'arc insulaire et le vecteur mouvement sur la plaque adjacente calculés dans le même système de référence. L'orientation de ces vecteurs différence devrait être identique à celle des vecteurs glissement des séismes de subduction. On constate que l'accord est très mauvais (désaccord significatif à 95 %) lorsqu'on suppose que le bloc Sonde n'a pas de mouvement par rapport à l'Eurasie. Au contraire l'accord est bon avec la solution GEODYSSSEA, ce qui implique un mouvement vers l'est significatif.

3) Implications des données GPS ; exemple de l'Anatolie-Égée

Cette région est devenue un véritable laboratoire pour l'étude du rôle relatif de l'extrusion, liée à la collision de l'Arabie, et de la subduction qui fait disparaître la lithosphère méditerranéenne restante. Quelle est la part des forces appliquées aux frontières, la poussée due à l'extrusion et la traction due à la subduction, la part des forces de volume dans la lithosphère et celle éventuelle de la délamination de la lithosphère et (ou) du détachement des panneaux de subduction ?

J'ai utilisé une étude synthétique récente de Mc Clusky et coll. qui compile les données de 195 sites GPS disponibles sur la région. J'y ai ajouté les sites nord Grèce de Clarke et coll. La rotation anatolienne est confirmée et une accélération sud égéenne vers la Méditerranée est évidente. On note aussi le contournement de la Mer Noire. Dans la région de Marmara qui est la seule zone de forte densité de mesure, il a été montré que la déformation peut être traitée comme élastique. Avec 9 sites du centre de l'Anatolie, l'écart type est de moins de 2 mm/a et le pôle se situe près du delta du Nil comme dans la solution publiée par notre laboratoire. La vitesse est de 23 mm/a sur la faille nord anatolienne et de 8 mm/a sur la faille est anatolienne. Les mouvements sont faibles dans la partie centrale de l'Anatolie occidentale. Les vitesses sont plus faibles que les vitesses SLR d'environ 4 mm/a ce qui explique la différence avec notre solution (27,5 mm/a sur la faille nord anatolienne). Le mouvement de l'Égée par rapport

à l'Anatolie est clair et atteint 15 mm/a vers le sud au sud Égée. C'est la démonstration capitale de Mc Clusky et coll.

Les données de Clarke en Grèce sont rattachées au réseau global par les sites SLR. Quatre sites communs avec Mc Clusky et coll. donnent une différence de 4,3 mm/a au 240°, les données SLR étant plus rapides et tournées de 5° dans le sens horaire. La différence rend les comparaisons difficiles entre les deux systèmes de mesure à ce niveau de précision. Mc Clusky et coll. déterminent un système de référence égéen avec 14 stations et les résidus moyens sont faibles (moins de 2 mm/a). Il s'agit donc bien d'un bloc non déformé. Les résidus en Attique et Eubée ainsi qu'au sud Péloponnèse sont faibles et la limite nord de ce bloc passe au nord de l'Eubée et de Skyros pour rejoindre la côte anatolienne vers 38°N. Toutefois, au nord Péloponnèse les résidus ne sont pas négligeables. Par ailleurs, le sud est Égée a un mouvement relatif vers le sud-est de 10 mm/a, sans doute responsable du séisme d'Amorgos. Le mouvement de l'Égée par rapport à l'Europe est un mouvement essentiellement uniforme de 28 mm/a vers le 215°.

La position du pôle Anatolie/Égée est très sensible à celle du pôle AN/EU. Il semble toutefois que le centre de l'Attique soit le pivot de cette rotation, juste à l'avant de l'extrémité NO du bloc anatolien actuel. Le mouvement résultant est tel qu'il permet au bloc égéen d'avancer à une vitesse uniforme au 215° vers la subduction hellénique. Ce pivot est donc en fait le point triple AN/EG/EU, point triple qui a un diamètre de l'ordre de 100 à 200 km. Ce point triple se situe au lieu où la vitesse par rapport à l'Eurasie de l'Égée et de l'Anatolie est identique. Le mouvement prédit à l'est en Anatolie occidentale est de 10 à 15 mm/a vers le sud distribué sur 150 km au sud du graben de Menderes. La frontière ne correspond donc à aucun accident tectonique continu, en dépit de l'amplitude du mouvement comparable à celui qui existe dans le Golfe de Corinthe. Le mouvement se répartit sur des failles en relais, principalement EW.

Quelle est alors la signification du Golfe de Corinthe qui forme la frontière entre le bloc Égée et une zone de transition Anatolie/Eurasie ? Plus de 60 stations GPS de Clarke et coll. de part et d'autre du Golfe forment un réseau assez dense. Elles ont 14 stations en commun avec le réseau de triangulation sur 100 ans et l'accord après ajustement est très bon. On constate dans ces données une forte rotation horaire du Péloponnèse nord occidental, non compatible avec le mouvement de l'Égée et une forte extension à travers le Golfe qui augmente rapidement d'est en ouest. Le taux d'ouverture du golfe augmente linéairement d'est en ouest. Ces données sont compatibles avec une ouverture rigide du Golfe à l'heure actuelle.

L'ouverture du Golfe est due principalement à la rotation horaire rapide de la partie centrale de l'Attique et l'Eubée qui accomode le déplacement vers le sud-ouest de la pointe du bloc anatolien par rapport à l'Europe en l'absence de faille décrochante. Que se passe-t-il plus à l'ouest en Grèce du nord ? Les données

géodésiques sont moins bonnes mais indiquent que cette partie du continent est une zone d'accommodation entre l'Eurasie et l'Anatolie. Elle semble caractérisée par une rotation horaire moins grande qu'au nord du golfe, ce qui indique qu'elle n'est pas rigide.

En conclusion, le mouvement de l'Anatolie-Égée est contrôlé par le déplacement rigide de l'Anatolie et par l'ajustement en cours du déplacement d'un bloc égéen récemment rigidifié qui se dirige vers les fosses de subduction hellénique suivant une direction uniforme. La rigidification récente de ce bloc conduit à un ajustement de ses frontières à l'est et au nord avec l'Anatolie, au nord ouest avec l'Eurasie. L'amplitude de l'extension dans ces deux zones est équivalente : 10 à 15 mm/a. Le Golfe de Corinthe est une fracture en propagation vers l'ouest qui absorbe l'extension croissante vers l'ouest entre le Péloponnèse au sud et la zone de transition Anatolie Europe au nord. En avant de la pointe de la fracture, une déformation distribuée permanente a permis 15 à 20 km d'extension sur environ 100 km de large. Cette déformation s'accompagne d'une forte rotation horaire. Elle s'est amorcée il y a moins d'un million d'années. À quoi est due la rigidification des blocs qui implique au moins la partie supérieure du manteau lithosphérique ? Y a-t-il un découplage important à la base de la couche cassante dans les zones de déformation ? Sur le plan dynamique, la présence de blocs rigides est-elle compatible avec une description d'ensemble en terme d'écoulement d'un milieu fluide ?

4) Mesures GPS et couplage sismique dans les zones de subduction

Beaucoup de zones de subduction semblent très peu sismiques. Scholz et Campos en 1995 l'expliquaient par le fait que les forces locales, liées à la présence de la lithosphère plongeante, peuvent amener la contrainte normale sous la valeur critique. On est alors dans un régime conditionnellement stable où de nombreux petits séismes se produisent sur des aspérités mais pour une énergie totale très faible. Or on constate que de nombreuses zones de subduction ont un couplage sismique faible ou très faible. C'est le cas en particulier de la fosse du Japon (Honshu). Pour la fosse de Nankai, on trouve un couplage total.

Or l'analyse des mesures GPS du réseau permanent du Geographic Survey Institute faite dans notre laboratoire montre que la largeur de la zone bloquée durant la phase intersismique est normale dans les deux cas, confirmant l'analyse présentée l'année dernière. Il n'y a pas au Japon de portions de zones sismogènes partiellement couplées. Le couplage est partout total. Faut-il invoquer une dissipation asismique de l'énergie élastique à Honshu par glissements postsismiques ou séismes silencieux ? En tout cas, la mesure précise de la déformation continue remet en cause les modèles proposés pour cette zone, qui est la seule explorée avec une pareille précision.

5) De la cinématique à la dynamique : Rôle de la subduction en Égée-Anatolie

Les données GPS permettent maintenant un bilan précis des flux à travers les diverses frontières en tenant compte des mouvements AF/EU et AR/AF. Rappelons que la géodésie indique à l'heure actuelle la présence de deux blocs relativement non déformés, l'Anatolie et l'Égée. On peut calculer le flux de surface produit par une rotation donnée entre les deux points extrêmes des frontières. On obtient ainsi le flux de surface absorbé par subduction dans la fosse hellénique et il est possible d'évaluer l'apport à la subduction de l'extrusion de l'Anatolie et du mouvement AF/EU. On peut donc obtenir par différence celui de l'extension.

On évalue le flux subduction par le mouvement Égée/AF entre 39°N, 19,5°E, et 35°N, 28°E. Il est de 30 500 km²/Ma soit 35 mm/a en moyenne au 213°. On sait qu'il est à peu près uniforme puisque le pôle de rotation est situé très loin. Entre les mêmes points, le mouvement Afrique/Europe produit 5 100 km²/Ma avec un vecteur de 7,7 mm/a au 174°. Par rapport à l'Europe, le mouvement de l'Égée est 25 400 km²/Ma. Entre 41°N, 29°E et 35°N, 29°E, le mouvement Égée/Europe est de 11 000 km²/Ma, soit une vitesse moyenne de 16 mm/a. Il s'en suit que le flux dû à l'extension est de 14 400 km²/Ma, ce qui est très grand. Une partie est due à la rotation Égée/AN et se produit principalement en Anatolie occidentale. Elle correspond à 5 100 km²/Ma, soit une vitesse maximale de 13 à 15 mm/a à l'est (la vitesse diminuant rapidement vers l'ouest) et 2×10^{-15} /s. Le reste, 9 300 km²/Ma est dû d'une part à l'ouverture du Golfe de Corinthe (1 500 km²/Ma), d'autre part à l'extension diffuse principalement en Grèce du nord (7 800 km²/Ma), mais aussi en Macédoine.

À l'heure actuelle, la subduction est donc alimentée pour un sixième par le mouvement AF/EU, pour un gros tiers par l'extrusion anatolienne, pour une petite moitié par l'extension égéenne et nord égéenne. Un tiers de l'extension est en Anatolie occidentale, les deux tiers restant sont situés pour l'essentiel au nord du Péloponnèse, donc hors des zones d'extension très active au Miocène, et sans doute aussi au Pliocène.

Le système actuel est nécessairement très récent car la faille nord Anatolienne n'a débouché en mer Égée que durant le Pliocène. Par ailleurs une extension aussi rapide en nord Grèce ne peut guère exister depuis plus d'un million d'années ce qui est confirmé par l'âge d'un million d'années du Golfe de Corinthe. Que se passait-il auparavant ? J'ai cherché à le reconstituer à partir de considérations géologiques. J'ai pu conclure en fin de compte que la cinématique actuelle est dominée par la présence de deux blocs relativement peu déformés, le premier, l'Anatolie, depuis 3 à 5 Ma, le second l'Égée depuis un Ma. L'un et l'autre étaient très déformés antérieurement. À l'heure actuelle, l'extension produit la moitié de la surface subduite, l'extrusion un tiers, le mouvement AF/EU un sixième. Avant l'extrusion, le mouvement de collision de l'Arabie était absorbé par l'accumulation d'énergie potentielle par épaissement crustal en Anatolie

orientale. L'épaississement s'est arrêté quand la faille nord anatolienne a fonctionné, sans doute grâce aux forces de volume stockées dans l'énergie potentielle. L'extension finie égéenne depuis le Miocène moyen atteint 250 km le long de la longitude de la Crète et décroît de part et d'autre. Elle implique un taux de subduction inférieur de moitié à l'actuel. L'extrusion récente a donc conduit au doublement de la subduction en dépit du fait que la vitesse maximale de la subduction reste constante. Cette diminution de moitié de la subduction quand la poussée anatolienne ne se fait plus sentir suggère, comme le font les modèles dynamiques, que la part de la force de traction est équivalente à celle de la force de poussée. En tout état de cause, il apparaît qu'en 10 Ma, les variations de la cinématique et de la dynamique sont très importantes et très rapides.

6) L'individualisation de blocs relativement rigides et le détachement des slabs

Les données GPS et la sismicité permettent d'identifier des blocs de taille de l'ordre de 1000 km ou plus qui sont aujourd'hui relativement rigides (taux de déformation $\leq 10^{-16}/s$) au sein d'une zone activement déformée alors qu'ils étaient très déformés dans un passé géologique récent. L'Égée-Anatolie nous en offre deux exemples remarquables. L'Anatolie forme un bloc de 500 000 km², très déformé par raccourcissement et épaississement entre le 12 et 5 à 3 Ma et relativement peu déformé depuis. Au contraire, l'Égée forme un bloc de 250 000 km², très déformé par extension et amincissement entre 18 et environ 1 Ma, et relativement peu déformé depuis.

Quelle peut être la cause de cette migration de la déformation ? S'agit-il uniquement d'une évolution liée à la localisation de la déformation grâce à la formation de grandes failles aux frontières ? Ou d'une évolution de la dynamique, par exemple par développement d'un flux de coin sous l'Égée ? Ou d'une évolution rhéologique de la lithosphère ? Ou enfin d'une évolution complexe prenant en compte plusieurs de ces facteurs ?

La collision Pontides-Anatolides est encore active jusqu'au Burdigalien (18 Ma). Toutefois, il existe un bras océanique de Bitlis en Anatolie du sud-est qui est en bonne partie envahi par la mer. Ce bras se ferme il y a 12 Ma avec l'arrivée de l'Arabie et la collision devient intra-continentale. L'Anatolie acquiert alors sa configuration géographique actuelle mais est encore l'objet, au moins dans sa partie orientale, d'un fort raccourcissement qui entraîne une régression. L'Anatolie est donc une croûte composite d'origine récente. Des données paléomagnétiques récentes suggèrent que le raccourcissement et l'épaississement ont affecté non seulement l'Anatolie orientale mais aussi l'Anatolie centrale entre 12 et 5 Ma. Barka avait noté en 1992 que les premiers signes de la faille nord anatolienne apparaissent sous la forme de bassins dans la formation du Pontus inférieur. Cette formation continentale lacustre était attribuée au Miocène inférieur. Le mouvement dextre le long de la faille devient très clair au Pontus

supérieur, au dessus d'une discordance angulaire. Le Pontus supérieur était attribué au Plio-Pléistocène. Barka admettait donc que la faille nord anatolienne ne fonctionnait dans son régime actuel que depuis 5,5 Ma. Mais on attribue maintenant le Pontus inférieur au Pliocène inférieur. Dans ce cas la faille nord anatolienne ne se serait progressivement établie qu'à partir de 5,5 Ma et elle ne fonctionnerait dans son régime actuel que depuis 3 Ma à 4 Ma tout au plus. C'est l'âge auquel on la voit apparaître au niveau de la Mer de Marmara. La faille nord anatolienne semble donc s'être propagée en deux millions d'années, juste à la fin du Miocène, en même temps que la faille est anatolienne et avoir localisé la déformation depuis 3 Ma à 4 Ma tout au plus. La semi-rigidité du bloc anatolien semble donc devoir être attribuée à cette localisation de la déformation.

En ce qui concerne l'Égée, les études géologiques récentes tendent à admettre une extension continue égéenne depuis le début du Miocène (18 Ma) jusqu'à présent. Cette extension atteint 250 km en N/S et localement un facteur d'extension proche de 2 en mer de Crète qui subside principalement depuis le début du Miocène supérieur et appartenait au continent émergé au Miocène moyen. Or l'extension actuelle dans cette zone sud-égéenne est très faible puisqu'elle est au cœur du bloc égéen non-déformé actuel. L'extension a migré sur ses bords dont les frontières ne sont pas encore inscrites dans la géologie et ne forment pas de grandes failles continues. Cette évolution est donc très récente et probablement contemporaine de la formation du Golfe de Corinthe (soit moins d'un million d'années).

Le passage d'une subduction océanique à une subduction continentale devrait entraîner le détachement du slab. Spakman et coll. ont en 1988 proposé à partir d'une tomographie par ondes P qu'un slab est apparemment séparé de la lithosphère par une zone sismiquement lente entre 100 et 250 km de profondeur sous l'extension nord de la zone hellénique. Pourtant si l'existence d'un slab détaché ne fait pas de doute, les conséquences de ce détachement restent très incertaines aussi bien au niveau des observations que des modèles. Si de fait la subduction égéenne s'étendait dans un passé géologique récent largement au nord des îles ioniennes, les conséquences sur la dynamique égéenne devraient avoir été importantes. Mais nous n'avons pas d'indications géologiques non ambiguës sur la présence d'un tel évènement. Il faut essayer d'observer un détachement en cours et le modéliser pour discerner le rôle tenu par de tels phénomènes.

C'est le cas du slab sous la Roumanie. La région de Vrancea, au pied des Carpathes, en Roumanie se trouve au dessus d'une zone très concentrée de 30×70 km de très grande énergie sismique intermédiaire. À la suite de la subduction du bassin des Carpathes, la collision continentale s'établit franchement entre 16 et 13 Ma et la croûte continentale d'épaisseur normale arriva dans la zone de convergence entre 13 et 9 Ma. Ceci amena la fin de la collision. Le slab est aujourd'hui identifié par sa sismicité entre 70 et 220 km et peut être suivi par tomographie, le contraste de vitesse P étant de 8 %. Le slab est vertical. Les très forts séismes sont concentrés entre 70 et 180 km, et le taux de récurrence

de magnitude 7,4 est de 50 ans. Le taux de déformation est de $6 \times 10^{-15}/s$ en extension verticalement. Le raccourcissement est horizontal dans la direction NO/SE. Sur la longueur de slab de 130 km, cela correspond à une élongation de 26 mm/a et le slab s'amincit de 20 % par Ma.

Le détachement se produit donc environ 9 Ma d'années après la fin de la collision. Il se produit dans un slab qui a atteint la verticale par étirement sur une centaine de km de longueur, juste en dessous de la base de la lithosphère continentale. Il n'existe que sur une petite longueur de 70 km de longueur dans le plan horizontal. On ne sait pas s'il s'agit du début, du milieu ou de la fin de la rupture mais l'amincissement du noyau sismique du slab par un facteur 2 demande environ 3,5 Ma dans cette zone de 70 km de long. La rupture est donc relativement lente et les effets géologiques sans doute difficiles à discerner.

Dans le cas du slab tyrrhénien, l'arc calabrais est affecté depuis 0.7 Ma par une extension ESE/WNW qui s'accompagne d'un soulèvement rapide (1 mm/a) de la Calabre. À cette date débute une activité volcanique sur la marge tyrrhénienne. De nombreux auteurs ont donc proposé que le slab s'était détaché à cette époque. Il n'en est rien. Les études tomographiques aussi bien que les études de distribution de séismes et de mécanisme au foyer et que celles de l'atténuation des ondes S provenant des séismes intermédiaires indiquent la continuité du slab depuis la surface. Ce slab fait 40 à 50 km d'épaisseur. Il augmente son pendage de manière abrupte de subhorizontal à 70° entre 40 et 70 km de profondeur. Entre 165 et 370 km, la compression dans l'axe du slab prédomine. Au dessus, l'énergie sismique est faible et les mécanismes sont hétérogènes : il n'y a pas d'indication de tension le long de l'axe. Les données de géodésie (GPS, VLBI et ITRF 96) indiquent un mouvement à peu près N/S de 6 mm/a voisin de celui de l'Afrique à Noto en Sicile du sud et un mouvement identique mais tourné de 30° dans le sens horaire à Matera. Les données GPS entre ces deux stations confirment que la Calabre a un mouvement intermédiaire. Il n'y a plus de mouvement de subduction sous la Calabre au taux de près de 60 mm/a comme cela s'est fait depuis le Tortonien jusque dans le Pléistocène. La subduction s'est donc essentiellement arrêtée il y a au plus 1 Ma. La vitesse maximale de subduction à l'heure actuelle est inférieure à 10 mm/a. Le slab n'a pas encore atteint la verticale. Il n'est pas détaché. Par contre la subduction a été brutalement ralentie, sans doute il y a 0,7 Ma. Les phénomènes liés à ce ralentissement ont été interprétés comme dus au détachement.

En conclusion, il s'avère qu'en un temps géologiquement court (moins d'un million d'années) une zone très déformée par raccourcissement comme par extension peut devenir semi-rigide au sein d'une zone de déformation. Ce caractère n'est pas permanent. Il s'avère par ailleurs que la subduction peut soit s'arrêter (passer de 60 mm/a à essentiellement 0), soit au contraire augmenter de vitesse (passer de 0 à 35 mm/a) en moins d'un million d'années et peut-être en moins de 100 000 ans. Il semble par contre que le détachement de slab soit un processus relativement lent qui demande des millions d'années et qui se produit lorsque le slab a déjà atteint la verticale.

SÉMINAIRES À PARIS (janvier - février 1999)

6 janvier, « The end of Continental Kinematics » avec Philip England, de l'Université d'Oxford.

13 janvier, « La propagation de la Faille Nord-Anatolienne : quelles évidences ? » avec Rolando Armijo, de l'I.P.G., Paris.

20 janvier, « Modélisation du premier ordre de la déformation dans la croûte et le manteau : rôle de la propagation des failles » avec Geoffrey King, de l'I.P.G., Paris.

27 janvier, « Dynamique : interaction avec les tremblements de terre » avec Raul Madariaga, de l'École Normale Supérieure, Paris.

3 février, « La lithosphère profonde : épaissement, détachements et conséquences » avec Luce Fleitout, de l'École Normale Supérieure, Paris.

10 février, « Fault death and lithosphere dynamics », avec James Jackson, de l'Université de Cambridge, U.K.

COURS ET SÉMINAIRES À L'UNIVERSITÉ DE RENNES (mars 1999)

11 mars

« De la cinématique à la dynamique : rôle respectif des forces aux frontières et des forces de volume, exemple de l'Égée et de l'indentation de l'Inde ». *Séminaire avec Ph. Davy*, « Mode de déformation de la lithosphère ».

« Discussion du contexte : failles lithosphériques et (ou) déformation distribuée de la lithosphère inférieure, l'exemple de la Californie ». *Séminaire avec J.P. Brun*, « Le décrochement sud-armoricain : structure et cinématique passée et récente ».

12 mars

« Anatolie-Égée : rôle des blocs semi-rigides et de leur évolution, la formation des failles frontières de blocs ». *Séminaire avec P. Gautier*, « Dynamique de l'extension égéenne ».

ACTIVITÉS SCIENTIFIQUES (de juin 1998 à mai 1999)

Xavier Le Pichon dirige le Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure qui correspond à une unité mixte de recherche du CNRS. 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.

1) Principaux thèmes de recherche

a) Étude de la déformation élastique du Japon

Ceci a été développé dans le cours et fait l'objet d'un article publié au *Geophysical Journal International* (Le Pichon et al., 1998) et d'un article soumis au *Journal of Geophysical Research*.

b) Étude de la déformation de la Méditerranée orientale

Les données d'une campagne de sismique multitraces dans le bassin ionien et au large de la Sicile, la campagne Archimède, ont amené à reprendre et préciser les interprétations tectoniques dans cette région. Trois articles sont en voie d'achèvement.

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

Ce fut cette année encore une part importante de la recherche. Plusieurs articles de synthèse sur ce sujet sont publiés ou acceptés. Les principaux résultats ont été largement évoqués dans le cours cette année et l'année dernière.

2) Activités diverses

10 juin 1998

Conférence à l'Université de New York à Rhode Island : « Un modèle d'évolution des Alpes à l'Himalaya ».

13-15 octobre 1998

Conférence pour la rentrée solennelle de l'Université de Rennes I : « La tectonique des plaques à partir de l'espace ».

4 décembre 1998

Conférence « La souffrance et la mort en héritage » dans le cadre du Colloque « L'origine de l'homme : réalité, mythe, mode » organisé par Y. Coppens au Collège de France.

17-21 décembre 1998

Conférence à la maison franco-japonaise à Tokyo : « Dans quelle mesure la science a-t-elle changé notre regard sur l'homme ? ».

16-21 février 1999

Participation à Tokyo à la réunion de la Commission de coopération en océanographie.

Conférence au Geographic Survey Institute à Tsukuba : « La déformation transitoire du Japon ».

29-31 mars 1999

Présentation d'une communication invitée au Congrès de l'European Union of Geosciences à Strasbourg.

9-12 mai 1999

Participation au 4ème Symposium France-Taiwan, à l'Université de Montpellier, « Subduction et collision active dans le Sud-Est Asiatique » : présentation de la conférence inaugurale.

25-29 mai 1999

Expertise d'un projet de recherche concernant un forage dans la faille de San Andreas à la National Science Foundation à Washington.

8 juin 1999

Conférence d'honneur à l'Association française du génie para-sismique à Paris : « La déformation du Japon mesurée par GPS et ses implications sur le cycle sismique ».

PUBLICATIONS DE L'ÉQUIPE DE GÉODYNAMIQUE

1998

LANCE, S., HENRY, P., LE PICHON, X., LALLEMANT, S., CHAMLEY, H., ROSTEK, F., FAUGERES, J.C., GONTHIER, E. and OLU, K., Submersible study of mud volcanoes seaward of the Barbados accretionary wedge : sedimentology, structure and rheology, *Marine Geology*, 145, 255-292, 1998.

LALLEMANT, S., TAIRA, A., HUCHON, P., TOKUYAMA, H., HENRY, P., MAZZOTTI, S., LE PICHON, X. and the KAIKO-TOKAI'96 on board scientific party, Shallow detachment at the toe of the Eastern Nankai accretionary wedge revisited, new insights from a deep-tow SAR/PASISAR survey (KAIKO-TOKAI 1996 cruise), *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 326, 877-884, 1998.

HUCHON, P., TOKUYAMA, T., LALLEMANT, S.J., TAIRA, A., HENRY, P., MAZZOTTI, S., LE PICHON, X. and the KAIKO-TOKAI'96 on board scientific party, Pervasive dextral strike-slip faulting within the backstop of the eastern Nankai wedge confirmed by deep-towed seismic data (KAIKO-TOKAI'96 cruise), *Comptes Rendus Académie des Sciences*, 326, 869-876, 1998.

CHAMOT-ROOKE, N., LE PICHON, X., RANGIN, C., HUCHON, P., PUBELLIER, M., VIGNY, C., and WALPERSDORF, A., Sundaland motion in a global reference frame detected from GEODYSSSEA GPS measurements : implications for relative motions at its boundaries with the Australo-Indian plates and the south China block, Geodyssea final report, P. Wilson & G.W. Michel (eds), *GFZ Scientific Technical Report, CEC, EC Contract CII*CT93-0337*, 1998.

DIAGOSTINO, N., CHAMOT-ROOKE, N., FUNICIELLO, R., JOLIVET, L. et SPERANZA, F., The role of pre-existing thrust faults and topography on the styles of extension in the Gran Sasso range (Central Italy), *Tectonophysics*, 292, 229-254, 1998.

GEOFFROY L., GELARD J.P., LEPVRIER C. & OLIVIER P., The coastal flexure of Disco (West Greenland), onshore expression of the « oblique reflectors », *Journ. Geol. Soc. London*, 155, 463-476, 1998.

HUCHON, P., NGUYEN T.N.H. & CHAMOT-ROOKE, N., Finite extension across the South Vietnam basins from 3D gravimetric modeling : relation to South China Sea kinematics, *Mar. Petrol. Geol.*, 15, 619-634, 1998.

LE PICHON, X., MAZZOTTI, S., HENRY, P., HASHIMOTO, M., Deformation of Japanese islands and seismic coupling : an interpretation based on GSI permanent GPS observations, *Geophys. Journ. Intern.*, 134, 501-514, 1998.

LE PICHON, X. and BURKE, K., Coordination needed between International Oceanic and Continental Scientific Drilling Programs, Forum, *EOS*, 79, n° 51, December 22, 1998.

PUBELLIER, M., GIRARDEAU, J., TJASHURI, I., Accretion history of Borneo inferred from the polyphase structural features in the Meratus mountains, in *Gondwana dispersion and Asian accretion*-Final results of IUGS IGCP 321, edited by I. Metcalfe, AA Balkema Publishers, Rotterdam, 141-160, 1998.

RANGIN, C., PUBELLIER, M., CHAMOT-ROOKE, N., VIGNY, C., LE PICHON, X., AURELIO, M., QUEBRAL, R., Quantitative estimation of plate convergence across the Sundaland/Philippine Sea Plate boundary from GPS Results, GEODYSSSEA Final Report, P. Wilson & G.W. Michel (eds), *GFZ Scientific Technical Report*, Commission of the European Community, EC.Contract CII*CT93-0337, 1998.

WILSON, P., RAIS, J., REIGBER, Ch., REINHART, E., AMBROSIUS, B.A.C., LE PICHON, X., KASSER, M., SUHARTO, P., DATO' ABDUL MAJID, DATO' PADUKA AWANG HAJI OTHMAN BIN HAJI YAAKUB, ALMEDA, R. and BOONPHAKDEE, C., Study Provides Data on Active Plate Tectonics in Southeast Asia Region, *EOS*, 79, 45, November 10, 1998.

1999

CHAMOT-ROOKE, N., GAULIER, J.M. et JESTIN, F., Constraints on Moho depth and crustal thickness in the Liguro-Provençal Basin from a 3D gravity inversion : geodynamic implications, *Geological Soc. London*, Special Publications, 156, 37-61, 1999.

MONNIER, C., GIRARDEAU, J., PUBELLIER, M., POLVE, M., PERMANA, H., Petrology and geochemistry of the Cyclopsia), Consequences for the evolution of the north Australian margin during Cenozoic. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 65, 1-28, 1999.

MONNIER, C., POLVE, M., GIRARDEAU, J., PUBELLIER, M., MAURY, R., BELLON, H., PERMANA H., Extensional to compressive Mesozoic magmatism at the SE Eurasia margin as recorded from the Meratus ophiolite (SE Borneo, Indonesia), *Geodynamica Acta*, 12, N° 1, 43-55, 1999.

PUBELLIER, M., DEFFONTAINES, B., CHOROWICZ, J., Active denudation morphostructures from SAR ERS-1 images (SW Irian Jaya), *Int. Jour. of Remote Sensing*, 20, n° 4, 789-800, 1999.

PUBELLIER M., BADER A.G., DEFFONTAINES B., RANGIN C., QUEBRAL R., Upper plate deformation induced by subduction of a volcanic arc : the Snellius Plateau (Molucca Sea, Indonesia and Mindanao Philippines). *Tectonophysics*, 304, 345-368, 1999.

PUBELLIER, M., DEFFONTAINES, B., CHOROWICZ, J., RUDANT J.P., PERMANA, H., Active denudation morphostructures from SAR ERS-1 images (SW Irian Jaya). *Int Jour. of Remote Sensing*, 20, N° 4, 789-800, 1999.

WALPERSDORF, A., VIGNY, C., RUEGG, J.C., HUCHON, P., ASFAW, L.M. & AL KHIRBASH, S., 5 years of GPS observations on the Arta-Sana'a baseline across the Afar triple junction, *J. of Geodynamics.*, 28, 2-3, 225-236, 1999.

1999, articles à l'impression

BADER, A.G., PUBELLIER, M., RANGIN, C., DEPLUS, C. & LOUAT, R., Active slivering of oceanic crust along the Molucca ridge (Indonesia, Philippines) : implication for oceanic crust incorporation in a subduction wedge, *Tectonics*, sous presse.

CALLOT, J.P., GEOFFROY, L., MERLE, O., Étude analogique de la déformation de l'Etna. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sous presse.

CHAMOT-ROOKE, N. & LE PICHON, X., GPS determined eastward Sundaland motion with respect to Eurasia confirmed by earthquakes slip vectors at Sunda and Philippine trenches, *Earth Planet. Sci. Lett.*, accepté.

CHAMOT-ROOKE, X., LE PICHON, X., RANGIN, C., PUBELLIER, M., HUCHON, P., VIGNY, C. & WALPERSDORF, A., Sundaland motion in a global reference frame detected from GEODYSSSEA GPS measurements ; Part. 1 : Implications for subduction motion along Java, Sumatra and Burma trenches, *Geophys. Journal. Int.*, accepté.

GEOFFROY, L., SKUCE, A., ANGELIER, J., GELARD, J.P., LEVRIER, O. & OLIVIER, P., Reply : The coastal flexure of Disko (Greenland, Thulean Province), onshore expression of the « oblique reflectors », *J. Geological Soc., London.* sous presse.

LE PICHON, X., CHAMOT-ROOKE, N., RANGIN, C., PUBELLIER, M., HUCHON, P., VIGNY, C. and WALPERSDORF, A., Sundaland motion in a global reference frame detected from Geodysssea GPS measurements ; part 2 : Implications for motion with respect to the South China block, *Geophysical. Journal. Int.*, sous presse.

MAZZOTTI, S., HENRY, P., LE PICHON, X. and SAGIYA, T., Strain partitioning in the zone of transition from Nankai subduction to Izu-Bonin collision (Central Japan) : Implications for a lateral tear within the subducting slab, *E.P.S.*, accepté.

MONNIER, C., POLVE, M., GIRARDEAU, J., BELLON, H., PUBELLIER, M., MAURY, R., Early evolution of the south-eastern margin of Asia from petro-chemistry of the Meratus ophiolitic series, Indonesia, *Earth Planet. Sci. Let.*, sous presse.

MOREIRA, M., GEOFFROY, L. & POZZI, J.P. 1999. Écoulement magmatique dans les dykes de San Jorge Açores : implications géodynamiques, *C. R. Acad. Sci. Paris*, sous presse.

PASCAL, G., TRUFFERT, C., RAMASWANY M. and TALWANI M., Formation and evolution of the Gulf of Lion margin : evidence from deep-seismic and wide-angle reflection data, *Geological Soc. London, Spec. Pub.*, sous presse.

PUBELLIER, M., VILA, J.M., MAUFFRET, J.M., LEROY, S., HAMILCAR, H., Plate boundary readjustment in oblique convergence ; example of Hispaniola, Greater Antilles, *Tectonics*, sous presse.

RANGIN, C., SPAKMAN, W., PUBELLIER, M., BIJWAARD, H., Geological and tomographic constraints on the subduction of the SE Asia marginal basins. *Bull. Soc. Geol. France*, sous presse.

RANGIN, C., LE PICHON, X., MAZZOTTI, S., PUBELLIER, M., CHAMOT-ROOKE, N., AURELIO, M., WALPERSDORF, A. and QUEBRAL, R., Plate convergence measured by GPS across the Sundaland/Philippine Sea Plate deformed boundary : Philippines and eastern Indonesia, *G.J.I.*, sous presse.

SAJONA, F., BELLON, H., MAURY, R., PUBELLIER, M., QUEBRAL, R.D., BAYON, F.E., PAGADO, E., PAMATIAN, P., Tertiary and Quaternary magmatism in Mindanao and Leyte : geochronology, geochemistry and tectonic setting, *Journ. of S.E. Asian Earth Sci.*, sous presse.

TAYLOR B., HUCHON P., KLAUS A. et al., Proceedings ODP, Initial Reports, leg180, [CD-ROM] Available : Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX 778 45-9547, U.S.A, sous presse.

THERY, J.M., ADAMS, C.G., DE PAZZI, L., PUBELLIER, M., Tertiary karsts studies from speleological exploration, central Bird's Head, Irian Jaya ; Geological and Hydrogeological implications. *Geodynamica Acta*, sous presse.