

## Géodynamique

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

### *COURS : La zone sismogénique*

Ce cours concerne la structure de la partie superficielle fragile des frontières de plaque, dans laquelle est dissipé l'essentiel de l'énergie sismique à la surface de la terre. On appelle zone sismogène (en anglais seismogenic) la partie de la faille dans laquelle se produit la nucléation des ruptures. J'appelle zone sismogénique la zone plus large directement affectée par ces ruptures (de la même manière que l'on utilise les mots pathogène et pathogénique) et dont la structure est générée par la succession de ces ruptures. C'est donc avant tout à l'**objet**, la faille active fragile, et à ses propriétés physiques, que nous nous intéressons. Cet objet forme un réseau complexe de surfaces de glissement, au sein d'une zone endommagée de quelques centaines de mètres de largeur qui évolue à court terme (~ 100 ans) au cours du cycle sismique et est construite à long terme (~ 100 000 ans) par ces processus répétitifs. Il est à l'heure actuelle étudié par un certain nombre de grands programmes d'investigation. Il m'est donc apparu important de faire le point sur les connaissances acquises et surtout les nombreuses incertitudes. Comme l'écrit un rapport américain récent : « Today, we know virtually nothing about the composition of the fault at depth, its constitutive properties, the state of in-situ stress or pore-pressure within the fault-zone, the origin of fault-zone pore fluids, or the nature and significance of the independent fault processes... Our current knowledge of fault zone processes is so poor that not only are we unable to make reliable short term earthquake predictions, but we cannot scientifically assess whether or not such predictions are possible. »

Le cours démontrait que la résistance mécanique de la partie supérieure de la croûte hors de frontières de plaque est gouvernée par les lois de friction établies en laboratoire en admettant une pression de fluide proche d'hydrostatique. La croûte est dans un état d'équilibre mécanique tel que les contraintes différentielles sont limitées par la résistance à la friction sur des failles préexistantes favorable-

ment orientées. La croûte supérieure peut donc supporter des contraintes différentielles d'au moins 300 MPa. En conséquence, contrairement à ce qui est souvent admis, la partie supérieure de la croûte est capable de transmettre des forces lithosphériques comparables à celles nécessaires pour déplacer les plaques.

Au contraire, sur les grandes failles telles que celles qui forment les frontières de plaque, les observations ont conduit à admettre leur faible résistance mécanique. C'est d'abord l'absence d'anomalie de flux de chaleur significative sur la faille de San Andreas qui implique que la contrainte de cisaillement sur la faille ne dépasse pas 10 MPa, soit un ordre de grandeur comparable à la chute de contrainte durant les séismes, mais plus de dix fois inférieur à celle qui est prédite par le modèle de croûte résistante. Cette conclusion très discutée a été depuis confirmée par de nombreuses autres mesures, dont celles du forage de 3,5 km de Cajon Pass, qui se trouve à 4 km de la faille de San Andreas. Par ailleurs, on a observé que la contrainte maximale était orientée à 65-85° de la faille de San Andreas dans une région faisant une centaine de km de large. Ce fait implique que la contrainte différentielle sur la faille ne dépasse pas 10 à 20 MPa et que la résistance de la faille est très faible sans que la croûte le soit. Le coefficient de friction apparent est de l'ordre de 0.1 ! Cette observation a été étendue à d'autres grandes failles de décrochement et aux frontières de plaque de subduction.

Parmi les explications avancées pour cette faible résistance mécanique : faible coefficient de friction, pression de fluide élevée, effets chimiques des fluides et effets dynamiques durant la rupture, aucune ne peut être définitivement écartée.

Le cours abordait ensuite la notion d'aspérité sur le plan de faille. Les sismologues ont appelé aspérité une portion de surface de la faille sur laquelle se produit une grande quantité de glissement et pour laquelle ils ont supposé qu'il s'agissait d'une zone résistante. Les mesures GPS récentes conduisent à remettre en cause le fait que les aspérités soient des zones résistantes.

Enfin, le cours traitait de la variation de la contrainte de Coulomb statique et du rôle du transfert de cette contrainte dans la propagation de la rupture. L'exemple choisi était celui de la faille nord-anatolienne.

Les séminaires abordaient certains aspects de ce thème et en particulier celui des grands programmes de recherche ayant pour objet la zone sismogénique. Trois leçons et un ensemble de séminaires donnés durant deux jours à l'université de Manille traitaient de manière plus large de l'activité tectonique et la sismogénèse dans le bloc de la Sonde.

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

## **1) Introduction à la zone sismogénique**

Ce cours concerne la structure de la partie superficielle fragile des frontières de plaque, dans laquelle est dissipé l'essentiel de l'énergie sismique à la surface

de la terre. En effet, le mouvement relatif continu des deux plaques, qui existe en profondeur dans la partie ductile, est généralement accommodé par des ruptures successives dans la partie fragile superficielle. L'énergie sismique est due au rebond élastique des deux lèvres de la faille lors de ces ruptures. On appelle zone sismogène (en anglais seismogenic) la partie de la faille dans laquelle se produit la nucléation des ruptures. Cette zone de taille variable dans l'espace et dans le temps ne correspond pas à la totalité de la zone rompue par les séismes. Elle peut être inexistante le long d'une portion de frontière où le mouvement se produit par glissement comme en profondeur. Elle est au stade actuel des connaissances très difficile, voire impossible à définir de manière précise. C'est la raison pour laquelle j'appelle de manière générale zone sismogénique la zone plus large directement affectée par ces ruptures et dont la structure est générée par la succession de ces ruptures. Cette zone est très différente suivant le type de faille, décrochante, convergente ou divergente.

Je considère essentiellement dans ce cours les deux premiers types de faille, et plus particulièrement la faille de San Andreas décrochante et les zones de subduction japonaises. Le long de la faille de San Andreas, le mouvement est parallèle à la faille verticale et atteint 320 km depuis le Miocène inférieur. Dans la région de Parkfield, où un grand programme d'étude par forage est proposé, la faille existe à cet endroit depuis au moins 2 Ma ce qui représente près d'une centaine de kilomètres de mouvement et sans doute environ 10 000 cycles sismiques. Il n'est donc pas surprenant que la largeur de la zone endommagée atteigne un kilomètre. La faille tend à s'épaissir continûment, au moins dans une première période. Sur la zone de subduction de Nankai, dans le sud du Japon, le mouvement perpendiculaire à la faille peu inclinée est de l'ordre de 350 km depuis 8 Ma et le décollement actuel a au moins 2 Ma. Il y a eu plus de 10 000 cycles sismiques. Mais il y a transfert de matière au travers du plan de faille et migration du décollement vers l'océan.

Grâce au progrès des techniques d'investigation indirecte et des techniques de forage, de grands programmes qui aboutiront à des mesures in situ des diverses propriétés physiques et chimiques se mettent en place. Le cours de cette année a pour but d'informer largement sur les enjeux de ces divers programmes motivés par l'amélioration des techniques sismologiques qui donnent des informations plus précises sur la rupture elle-même (exemples des séismes récents de Turquie et de Taiwan), des techniques géophysiques qui permettent de visualiser la structure de la faille, des techniques géodésiques satellitaires qui permettent de mesurer l'évolution dans le temps et dans l'espace du tenseur des déformations et des techniques de forage transformé en observatoire permanent.

Le programme SEIZE (Seismogenic Zone Experiment) a pour objet l'étude de la zone sismogène des zones de subduction avec comme chantiers principaux les fosses du Japon (Japon, Nankai) et celles du Costa-Rica et du Nicaragua. Le programme de forage de la faille de San Andreas a pour but de traverser la faille

et d'y installer des observatoires permanents et le programme de forage du Golfe de Corinthe a la même ambition dans un contexte de rift actif.

## **2) Faible résistance mécanique des grandes failles au sein d'une croûte résistante**

Les mesures in situ en particulier dans les forages profonds établissent que la croûte supérieure a une résistance mécanique forte gouvernée par la théorie de la résistance au glissement gouvernée par la loi de Coulomb avec une valeur du coefficient de friction  $\mu$  en accord avec celle mesurée en laboratoire (0,6 à 1,0). On appelle parfois cette loi la loi de Byerlee. La pression de fluide est voisine de la pression hydrostatique, ce qui suppose une perméabilité relativement élevée. Elles établissent par ailleurs que la résistance de la croûte est partout déterminée par l'existence de failles préexistantes favorablement orientées sur lesquelles la contrainte de cisaillement est maintenue à l'état critique. Le niveau de contrainte différentielle mesuré est en effet celui nécessaire pour que cet état existe. Par ailleurs, le déclenchement de sismicité artificielle par injection de fluide dans les puits ou par remplissage de réservoir et le déclenchement de sismicité naturelle par les très faibles changements de contrainte de Coulomb statique due à un séisme le confirment. La croûte supérieure est donc partout dans un état à la limite de la rupture.

Depuis les expériences de Byerlee en 1978, il est établi que le coefficient  $\mu$  pour la plupart des roches (exceptions remarquables, les argiles) est voisin de 0,6 (fig. 13) pour  $\sigma_n > 200$  MPa ce qui prédit un angle  $\theta_0$  entre la faille et la contrainte maximale voisin de  $30^\circ$ , et qu'il est plus fort à faible pression (voisin de 0,85 soit  $25^\circ$ ). Ceci est habituellement vérifié sur le terrain pour les cisaillements conjugués qui doivent faire entre eux un angle  $2\theta_0$ . Ceci a été vérifié en forage de manière répétée, la contrainte différentielle maximale étant celle prédite par la loi de Byerlee en régime hydrostatique, y compris dans le forage de Cajon Pass, à 4 km de la faille de San Andreas, jusqu'à 3,5 km de profondeur, jusqu'à 6,5 km de profondeur dans le cratère d'impact de Siljan, en Suède (dans des puits forés pour la recherche de gaz abiogénique provenant du manteau !). Le coefficient de friction obtenu est compris entre .6 et .5, jusqu'à 9 km dans le forage KTB, dans le massif de Bohême, où  $\mu = 0,7$ . On y atteint la limite de la zone de transition fragile-ductile ( $265^\circ\text{C}$  à 9 100 m).

La croûte est en régime hydrostatique ; ce fait a été vérifié au KTB et dans au moins sept autres forages crustaux entre 2,5 et 12,2 km (Kola en Russie). Il implique une perméabilité moyenne élevée, de l'ordre de  $10^{-16}$  à  $10^{-17}$  m<sup>2</sup>, très supérieure à celle qui est mesurée sur les échantillons ( $10^{-20}$  à  $10^{-18}$ ). De fait, la perméabilité moyenne mesurée sur quelques centaines de mètres est bien de l'ordre de  $10^{-17}$  m<sup>2</sup>, voire moins. Le temps de diffusion caractéristique, pour une telle perméabilité, est de l'ordre de 100 à 1 000 ans pour 1 à 10 km ce qui permet de fait de maintenir la croûte en régime hydrostatique.

La croûte est à la limite de rupture comme l'indique la mesure de la contrainte déviatorique maximale discutée ci-dessus. Ce fait est confirmé par la sismicité induite par injection de fluide par exemple au KTB, à 9 km de profondeur, par celle induite par remplissage de réservoir et par le déclenchement de sismicité naturelle pour les très faibles changements de contrainte de Coulomb statique dus à un séisme. Il a été montré que les fractures conductrices dans les puits (liées à une anomalie thermique) pour Cajon Pass, Long Valley et le Nevada Test Site étaient celles sur lesquelles la contrainte déviatorique était maximale. Ce résultat est confirmé par d'autres études similaires. Ce sont ces fractures qui permettent à la croûte d'avoir la perméabilité suffisante à l'échelle du kilomètre pour se maintenir à la pression hydrostatique à la limite de la rupture. C'est donc curieusement la fracturation qui empêche la pression de fluide de s'élever et donc qui maintient la résistance de la croûte.

À partir de ces observations, on a montré que la résistance intégrée de la croûte cassante est de l'ordre de  $2 \times 10^{12}$  N par mètre alors que les forces qui déplacent les plaques sont de l'ordre de  $3 \times 10^{12}$ . Une part importante de ces forces est donc transmise par la croûte cassante.

Au contraire, les indications actuelles semblent indiquer que les grandes failles ont une faible résistance mécanique. Il n'existe pas d'anomalie du flux de chaleur étroite associée à la faille de San Andreas mais il existe un flux de l'ordre de  $80 \text{ mW/m}^2$  qui est  $30$  à  $40 \text{ mW/m}^2$  plus grand que le flux à l'est. L'absence d'anomalie significative étroite sur la faille de San Andreas a été interprétée depuis 1969 comme l'indication que la contrainte de cisaillement sur la faille ne pouvait dépasser  $10 \text{ MPa}$ , soit un ordre de grandeur comparable à la chute de contrainte durant les séismes, mais plus de dix fois inférieur à la contrainte prédite par le modèle de croûte résistante. Cette conclusion très discutée a été depuis confirmée par de nombreuses autres mesures, dont celles du forage de  $3,5 \text{ km}$  de Cajon Pass, qui se trouve à  $4 \text{ km}$  de la faille de San Andreas.

L'origine de l'anomalie plus large située à l'ouest de San Andreas n'est pas résolue. Thatcher et England ont récemment proposé qu'elle était due à la dissipation de chaleur dans la zone ductile sous-jacente. Du fait que la viscosité dépend exponentiellement de la température, le réchauffement dépend peu de la vitesse et se concentre à la base de la faille. Si les failles sont distribuées, le réchauffement est distribué quel que soit leur taux de glissement. En fait cette modélisation échoue là où le mouvement est concentré sur la faille de San Andreas. Par ailleurs, elle ne peut rendre compte de la chute abrupte de vitesse à l'est de la faille. Par contre un modèle de cisaillement entre la croûte cassante et la croûte ductile le pourrait.

La présence de plis et failles inverses parallèles à la faille de San Andreas dans sa proximité immédiate a toujours posé problème. Il a été montré en 1987 par Mount et Suppe que la contrainte maximale était orientée à  $65\text{-}85^\circ$  de la faille de San Andreas dans une région faisant une centaine de km de large. Cette

situation implique un partitionnement du mouvement sur la faille de San Andreas. La faille de San Andreas apparaît donc avoir une faible résistance ce qui induit un partitionnement entre un décrochement pur sans résistance et un raccourcissement pur ayant une résistance normale.

La Grande Faille de Sumatra ou faille de Semangko est une faille dextre dont le taux augmente de moins de 5 mm/a au sud-est à 45 au nord-ouest. La contrainte maximale fait un angle moyen inférieur à  $10^\circ$  avec la normale à la faille. Mount en 1989 a montré qu'il en était de même au moins pour la partie centrale de la faille des Philippines.

Nous avons vu que les failles conjuguées doivent faire un angle de  $2\theta_0$ , soit environ  $60^\circ$ . Or Thatcher et Hill en 1991 ont noté l'existence de grandes failles décrochantes conjuguées actives faisant un angle de  $90^\circ$ . Ils notaient également que de nombreuses failles normales actives avaient un pendage de  $45^\circ$  et que ceci ne pouvait s'expliquer par une rotation de ces failles. Ces observations impliquent que le coefficient de friction apparent soit nul ou en tout cas très faible. Le Pichon et Chamot-Rooke avaient indépendamment fait la même observation pour les failles normales. Ils notaient par ailleurs que les trois séismes de Corinthe de 1981 s'étaient produits sur des failles normales plates conjuguées faisant un angle de  $86^\circ \pm 10^\circ$ . On ne pouvait dans ce cas invoquer une rotation des failles pour expliquer cette anomalie apparente.

On peut en conclure que la croûte fragile est résistante et que sa résistance est limitée par la contrainte cisailante nécessaire pour activer les failles orientées préférentiellement par rapport aux contraintes. Ces failles permettent à la croûte fragile d'avoir une perméabilité de masse suffisante pour qu'elle soit en régime hydrostatique, ce qui lui permet de garder sa résistance. Elles ont un comportement compatible avec un coefficient de friction normal. La croûte fragile est donc capable de transmettre des forces comparables à celles nécessaires pour déplacer les plaques.

Au contraire, au moins certaines des failles caractérisées par de grands déports, se comportent comme si le coefficient de friction sur la faille était très faible. C'est vrai pour des décrochements et des failles normales, en régime de « stick-slip » comme en régime de glissement continu. Nous verrons que c'est également vrai des plans de chevauchement dans la subduction.

### **3) Le fonctionnement de la faille de San Andreas et le projet de forage**

La faille de San Andreas se comporte comme si le coefficient de friction sur la faille était très faible. Il n'y a pas de consensus à l'heure actuelle sur l'explication ou la combinaison d'explications qui rend compte de ce phénomène. Trouver l'explication de cette faiblesse est la motivation profonde du forage qui est demandé.

Byerlee en 1990 et Rice en 1992 ont montré qu'une zone de faille faible implique l'existence d'un régime de contrainte spécifique à cette zone de faille et différent de l'état de contrainte extérieur. Comme nous l'avons vu antérieurement, le flux de chaleur et la direction de  $\sigma_1$  imposent un coefficient de friction équivalent  $\mu \leq 0,1$  sur la zone de faille, au lieu de 0,6. Et pour un coefficient de friction normal, la pression de fluide doit approcher la pression lithostatique (soit  $0,5 (\sigma_{\min} + \sigma_{\max})$ ) et être supérieure à  $\sigma_3$ , ce qui devrait entraîner l'hydrofracturation. Mais comme la zone de faille a une largeur finie, les conditions anormales de pression de fluide et (ou) de friction entraînent que l'état de contrainte à l'intérieur est différent de celui à l'extérieur. En effet, les conditions sur les parois communes sont qu'il y a continuité des contraintes normale et cisailante. Pour un coefficient de friction faible, les contraintes principales dans la zone de faille sont toutes deux plus grandes que la contrainte lithostatique et la contrainte cisailante est faible comme exigé par les données. Pour une forte pression de fluide, il faut une pression de fluide lithostatique dans la zone de faille et voisine de la pression hydrostatique hors de la zone de faille. Pourtant il n'y a pas hydrofracturation car la pression de fluide est inférieure à la pression minimale dans la zone de faille. Ce second cas suppose évidemment qu'il y ait une barrière quasi imperméable entre le compartiment de faille et l'encaissant. Il suppose par ailleurs un réapprovisionnement continu ou discontinu du fluide. Notons que dans les deux cas, la contrainte verticale dans la faille est supérieure au poids de la colonne lithostatique qui a donc tendance à être extrudée.

Or le coefficient de friction attendu, même dans le cas des argiles, ne peut guère être inférieur à 0,25 dans le meilleur des cas. Par ailleurs, les argiles ne semblent pas avoir de résistance à la friction diminuant avec la vitesse de glissement, ce qui empêcherait la nucléation des séismes. D'autre part, la pression de fluide n'est certainement pas proche de lithostatique dans la partie superficielle de la faille. Mais une combinaison d'un coefficient de friction réduit dans la partie superficielle et d'une pression proche de lithostatique en profondeur n'est pas impossible. On peut en fait envisager n'importe quelle combinaison des deux.

Le site du forage envisagé pour San Andreas est situé sur Middle Mountain à 10 km au NO de Parkfield, à l'extrémité NO de la rupture de 1966, à la transition des zones bloquée et en glissement. La faille juxtapose le bloc Salinien principalement constitué de granite au SO au bloc Franciscain, un mélange tectonique, au NE. La trace principale de la faille a été en place depuis au moins 2 Ma. Le modèle de résistivité montre une zone de 800 m de large de faible valeur déplacée vers le bloc salinien. Cette zone est également une zone de faible rapport  $V_p/V_s$ . Le glissement en surface est de 1,8 cm/a sur 10 mètres de large. Les séismes entre 3 et 12 km de profondeur sont fréquents. Ils se produisent en essais stationnaires.

Le but du premier forage est de forer dans un de ces essaïms. Ces séismes sont dextres alors qu'à plus de 5 km ils deviennent compressifs avec un raccourcissement perpendiculaire à la faille. Entre les deux, des séismes au mécanisme

variable sont en accord avec le même tenseur de contrainte que dans le noyau de la faille. Un objectif important du forage est d'installer un observatoire profond qui permette la mesure in situ des contraintes et des pressions de fluide et l'observation permanente de la microsismicité qui se produit à très faible distance. À plus long terme, le projet est de forer jusqu'à la base de la zone sismogène.

#### **4) Subduction : structure de la zone sismogénique**

La partie sismogène de la zone de subduction est contrôlée par sa structure. Elle se caractérise par une grande hétérogénéité thermique qui entraîne une grande hétérogénéité de masse et donc une variation significative de la contrainte normale à la faille suivant les zones de subduction. Il y a transfert de sédiments de la plaque inférieure à la plaque supérieure dans le cas de fortes épaisseurs de turbidites sur la plaque plongeante, avec formation d'un prisme d'accrétion sédimentaire et d'un décollement intrasédimentaire en milieu argileux et à haute pression de fluide. Ce prisme évolue avec la température et l'âge ; il y a en particulier déshydratation des argiles à partir de 100-150 °C. En l'absence de fortes épaisseurs de sédiment, il y a subduction des sédiments pélagiques semi-consolidés avec érosion de la croûte et quasi-absence de prisme d'accrétion.

Cette zone a une faible résistance mécanique puisque le coefficient de friction équivalent est inférieur à 0,1, très vraisemblablement à cause de la présence d'argiles et d'une haute pression de fluide. C'est établi pour le prisme d'accrétion à partir du modèle de prisme de Coulomb à la limite de rupture de Davis et à partir de mesures in situ dans le prisme. Ceci est confirmé de manière générale à partir des mécanismes au foyer de séismes et de considérations mécaniques.

Hyndman et ses collaborateurs ont fait une étude systématique des limites inférieure et supérieure de la zone sismogène. La limite supérieure est ajustée au mieux en supposant un contrôle par la température, cette limite coïncidant approximativement avec l'isotherme 100 à 150 °C et non avec la limite du butoir (backstop). C'est la température à laquelle les smectites se déshydratent avec formation d'illite et de chlorite. Pour la limite inférieure, le matériau sédimentaire quartzo-feldspathique, qui contrôle sans doute la résistance, a une température critique de 325-350 °C au-delà de laquelle on passe au glissement continu. C'est donc la température critique. Mais il existe probablement une zone de transition conditionnellement stable jusqu'à 450 °C. Lorsque le Moho se trouve à une température inférieure à 350 °C, la serpentinisation du manteau due à l'hydratation, et sans doute la formation de talc et de brucite, conduiraient au passage dans la zone de glissement stable. Cette capacité qu'a la serpentinisation de faciliter le glissement ductile est démontrée par l'existence de diapirs de serpentine dans l'avant-arc des Mariannes. Ce sont en effet des roches ayant une très faible dureté et un très fort clivage minéralogique et dans lesquelles, au moins pour la serpentine, il a été montré que le coefficient de friction augmente avec la vitesse de glissement.

Les études de la distribution du flux de chaleur ne permettent pas sur les zones les mieux étudiées (p. ex. Cascades et Nankai) une contrainte cisailante moyenne supérieure à 10 MPa ce qui correspond à un coefficient de friction efficace  $\mu' \ll 0,1$ .

Le modèle du prisme de Coulomb avait montré qu'il était généralement nécessaire d'admettre une pression de fluide proche de lithostatique et donc une contrainte cisailante sur le décollement de l'ordre de 10 à 20 MPa. Un très faible coefficient de friction efficace est aussi la conclusion de modélisations numériques et analogiques.

Magee et Zoback en 1993 ont montré que le séisme M 8,2 de Tokachi-Oki du 16 mai 1968 et ses répliques, dans la fosse du Japon, à la limite de Honshu et d'Hokkaido, impliquaient l'existence d'un tenseur des contraintes ayant un  $\sigma_3$  perpendiculaire au plan de faille, les deux autres contraintes étant à peu près égales. Ceci peut expliquer que la plus grosse réplique (7,5) soit exactement l'inverse du mécanisme du séisme principal et que les autres répliques montrent une très grande diversité de mouvements. Il s'en suit que la contrainte cisailante sur le décollement est très faible et que le coefficient de friction est également très faible. Une autre observation importante concerne le fait que la contrainte principale sur les marges Cascade et Nankai est perpendiculaire au mouvement de subduction. Pour la marge Cascade, les mécanismes sont décrochants et inverses ce qui implique que les deux autres contraintes sont à peu près égales. Pour Nankai, les mécanismes sont purement décrochants ce qui implique que la contrainte minimale est le long de la direction de subduction. En conséquence, la contrainte cisailante sur la zone sismogénique ne peut être élevée, sinon  $\sigma_1$  serait perpendiculaire à la marge.

Il existe un paradoxe de l'existence d'un raccourcissement intersismique dans des zones d'extension à long terme. Les mesures géodésiques montrent que les deux marges Cascade et SO Japon sont en extension perpendiculaire à la marge durant la période intersismique. Cela implique une augmentation de contrainte compressive de l'ordre de 10 MPa. Mais celle-ci est temporaire et insuffisante pour mettre la marge en compression.

Je conclus que la variation de largeur de la zone sismogène est principalement due aux variations de la structure thermique et de la distance du coin mantellique à la fosse. La zone sismogène est mécaniquement exceptionnellement faible,  $\mu' \ll 0,1$ . La magnitude des séismes n'est pas liée au niveau de la contrainte cisailante sur la faille : celle-ci est toujours faible et la chute de contrainte lors des séismes est du même ordre ou plus petite. Enfin, les variations de contrainte liées à la phase intersismique ne permettent pas nécessairement de déduire la contrainte géologique.

### 5) Couplage, aspérités, séismes lents et glissements

Il est établi depuis le début des années 80 que, durant un séisme, la plus grande partie du glissement est concentrée dans une zone beaucoup plus petite que la zone de répliques et donc que la surface de rupture. Kanamori et Allen en 1986 ont appelé cette surface « aspérité ». Pour reprendre leurs termes : « We assume that the area where a large amount of slip occurred is a strong spot on the fault plane, and we call it the fault asperity ». Si cette hétérogénéité systématique du glissement discontinu est confirmée pour tous les types de failles, la signification physique de ces aspérités (s'agit-il vraiment d'un point très résistant comme un mont sous-marin dans une zone de subduction par exemple ?) reste un problème non résolu qui a été abordé de manière particulière dans les zones de subduction.

Dans un modèle simple de séismes répétitifs, dits « caractéristiques » (ils se reproduisent à intervalle régulier avec les mêmes caractéristiques géométriques et la même distribution de glissement), le couplage effectif est faible hors de la zone d'aspérité. Du glissement se produit autour des aspérités de manière aisé ou lors de petits séismes de sorte que la totalité de la zone sismogène ait glissé de la même quantité à la fin d'un cycle sismique. Dans ce modèle simple du cycle sismique, l'aspérité est une zone de concentration permanente de contrainte durant la phase intersismique et de chute de contrainte durant la phase cosismique. Au contraire, du glissement se produit en dehors de l'aspérité, hors de la phase cosismique, de manière à compléter le glissement cosismique qui s'est produit principalement sur l'aspérité. Cette distribution hétérogène de glissement durant la phase intersismique implique évidemment une hétérogénéité des déformations élastiques durant cette phase au-dessus du plan sismogène. On doit donc pouvoir observer l'effet de ces glissements pendant les phases pré-, post- et (ou) intersismique, qu'ils se produisent par petits séismes, par séismes lents ou ultralents ou par glissements plus ou moins continus.

L'autre modèle est celui du super-cycle sismique. La totalité de la zone sismogène n'a pas glissé de la même quantité d'un grand séisme à l'autre et il faut une durée recouvrant plusieurs grands séismes pour que l'uniformité du glissement moyen sur la faille soit atteinte. Les séismes ne sont pas caractéristiques (répétitifs) et les aspérités ne sont pas permanentes : elles ont un caractère dynamique. Ce dernier modèle n'exclue évidemment pas que, comme dans le cas précédent, une partie du glissement se fasse hors de grands séismes, durant les phases pré-, post-, et (ou) intersismique.

Voilà 20 ans que l'on sait que la répartition du glissement lors d'un séisme est très hétérogène. Nous prendrons l'exemple des grands séismes de Tonankai (1944,  $M_w = 8,1$ ) et de Nankaido (1946,  $M_w = 8,3$ ), dans la zone de Nankai (Japon) qui est couverte par un réseau GPS dense permettant de tester la distribution de la déformation intersismique. Une solution récente de la distribution du glissement cosismique combiné de ces deux séismes adjacents par Sagiya et

Thatcher montre une aspérité principale sur laquelle le glissement dépasse 6 mètres, et dans certaines solutions atteint près de 12 mètres, en face de Shikoku alors que le glissement n'atteint pas plus de 2 à 3 mètres en face de la péninsule de Kii. Cette différence d'un facteur 3 à 4 entre deux régions faisant chacune 200 km de large devrait être facilement vérifiable par la géodésie durant la phase intersismique si elle était due à une différence de couplage effectif. Notez que cette solution de la distribution du glissement est une solution purement cinématique et qu'elle ne nous apprend rien directement sur la distribution des contraintes avant et après le séisme ni même sur les chutes de contrainte durant le séisme. Nous savons seulement, à partir de la mesure du moment et de la géométrie de la rupture, que la chute de contrainte moyenne est très faible, de l'ordre de 1 à 2 MPa.

On peut toutefois, à partir de la solution détaillée de la cinématique du glissement durant la rupture, obtenir indirectement l'évolution non pas du champ de contrainte lui-même, mais de certaines de ses caractéristiques, à savoir l'accroissement initial de contrainte sur la contrainte pré-rupture au début de la rupture (strength excess), la chute de contrainte dynamique totale durant la rupture et la chute de contrainte statique. Les deux séismes qui ont sans doute été le plus étudiés cette décennie, ceux de Landers et de Kobé, sont des séismes à très long taux de répétition, plusieurs milliers d'années dans le cas de Landers. La faille a donc eu le temps d'être scellée par les processus chimiques liés à l'écoulement des fluides.

Pour Landers, la rupture s'est propagée sur 80 km le long de trois segments purement décrochants. Le mouvement principal (4 m) se produit au centre de la faille de Homestead Valley qui apparaît donc comme une aspérité. L'orientation de ces segments devient de plus en plus défavorable par rapport à la contrainte régionale vers le nord. Pourtant la rupture ne semble pas avoir de difficulté à passer d'un segment à l'autre. En effet, la vitesse de rupture change par un facteur 4 de 1,5 km/s à 6 km/s et cette vitesse est inversement corrélée à l'accroissement de la contrainte initiale. Il n'y a pourtant ni ralentissement de la rupture, ni augmentation de l'accroissement de contrainte initial lors des passages d'une faille à l'autre. Par contre, cette augmentation est très forte et atteint 20 à 30 MPa au commencement de la rupture sur la faille d'Emerson sans doute à cause de la mauvaise orientation de la faille par rapport à la contrainte. En dépit des limitations de ce type d'étude, on peut noter d'abord la grande complexité et l'hétérogénéité de la rupture, ensuite le rôle très important de la contrainte dynamique dans la propagation de la rupture, enfin les très fortes variations de la chute de contrainte statique.

Il a été montré que les séismes du bombement externe à la fosse (outer rise) dus à la flexure de la plaque sont principalement en compression avant le grand séisme de subduction et principalement en extension ensuite. Ceci s'explique bien par les variations attendues de la contrainte dues au cycle de blocage et glissement sur la zone sismogène adjacente, en dépit du fait que ces variations

sont très faibles 0,1 à 0,5 MPa. Cette corrélation se produit dans des couloirs prolongeant l'aspérité principale vers le bombement externe et vers le panneau plongeant. Cette observation est étendue à la plaque supérieure pour le séisme de Rat Island et celui de Biak en Irian Jaya (1996,  $M_w = 8,2$ ). Ces observations confirment donc l'existence de ces très grosses aspérités mais confirment-elles l'existence d'un cycle sismique répétitif simple ? Non, puisqu'elles sont tout aussi compatibles avec un super-cycle sismique de plusieurs grands séismes.

Mazzotti et coll. ont étudié en 2000 la déformation intersismique mesuré par le réseau permanent GPS durant les années 1996-1997 dans la région correspondant aux séismes de 1944-1946. L'inversion de la vitesse équivalente moyenne à partir du tenseur des déformations, ce qui permet d'ignorer le système de référence de la vitesse, retrouve exactement la vitesse de subduction donnée par la cinématique des plaques, soit 45 mm/a au  $310^\circ$ . Ceci est confirmé par une inversion de la distribution du couplage en termes de vitesse ; le couplage est partout voisin de 100 %. Or la taille de l'aspérité trouvée pour les séismes de 1944-1946 est telle que, dans le cas de séismes répétitifs caractéristiques, le couplage effectif ne devrait être que de 50 % en face de la péninsule de Kii, ce qui n'est pas le cas. Si l'on admet que le cycle correspond à un seul séisme, il faudrait que des glissements asismiques, pré- et (ou) post-sismiques, se soient produits en face de Kii pour éliminer 50 % de la charge. Sinon, on est ramené au modèle du super-cycle sismique.

La question de la part du mouvement prise par des séismes difficilement détectables ou qui sous-estiment le mouvement réel ou par des glissements transitoires reste ouverte. Le couplage sismique apparent de la fosse du Japon ne dépasse pas 25 %. Pourtant la largeur de la zone sismogénique est normale (elle s'étend jusqu'à 50 km de profondeur) et le couplage responsable de la déformation intersismique mesurée aujourd'hui par GPS est voisin de 100 %. Heki et coll en 1997 ont utilisé le même GPS pour montrer que le séisme de Sanriku-Oki de décembre 1994 ( $M_w = 7,6$ ) discuté plus haut avait été suivi par une phase de glissement postsismique dans laquelle la quantité de mouvement était supérieure à celle de la phase cosismique. Hirose et coll. en 1999 ont détecté un événement comparable entre Shikoku et Kyushu, mais durant une phase intersismique. L'événement a duré 300 jours, la vitesse étant de l'ordre de 15 cm/a, soit 3 fois la vitesse de subduction et l'énergie relâchée correspondant à un  $M_w$  de 6,6. Kawasaki et coll. en 1975 ont montré l'existence en 1992 immédiatement au sud du séisme de Sanriku-Oki d'un séisme ultra-lent qui n'a pu être détecté que par les extensomètres. Ce séisme avait un moment équivalent à un  $M_w$  de 7,3 à 7,7 et s'est dissipé en quelques jours. Ces auteurs proposent que des séismes lents à ultra lents de ce type sont responsables du faible coefficient de couplage sismique. En fait, on ne sait pas encore quelle est l'importance réelle de ces événements mais les nouveaux réseaux de mesure peuvent maintenant les détecter. Nous avons montré qu'en dehors de ces événements, la zone sismogénique était pleinement couplée.

Kanamori avait remarqué dès 1972 que certains séismes produisaient de très grands tsunamis avec une magnitude  $M_s \ll M_w$ . Ceci est dû à une vitesse de rupture très lente qui produit un spectre à très basse fréquence, ce qui amène à sous-estimer la magnitude de ces séismes lorsqu'on utilise une magnitude  $M_s$ . Ces séismes rompent la partie inférieure de la zone sismogénique de subduction [Kanamori and Kikuchi, 1993]. Depuis ces séismes ont été beaucoup étudiés. Bilek et Lay en 1999 ont proposé que la cause de cette décroissance est la diminution de la rigidité avec la diminution de la profondeur dans la zone sismogénique des zones de subduction.

On peut conclure que la grande hétérogénéité du glissement cosismique ne fait pas de doute ; les zones de fort glissement (aspérités) peuvent être de grande taille mais couvrent moins de la moitié de la surface de rupture. Les données existantes, en particulier celles sur la charge élastique intersismique homogène au Japon, ne semblent pas compatibles avec des aspérités permanentes et un cycle sismique simple répétitif. Les aspérités seraient donc principalement un phénomène dynamique et l'homogénéité du glissement moyen ne pourrait exister qu'à une échelle de temps couvrant plusieurs grands séismes (notion de super-cycle). Par contre, des événements difficilement détectables du type séismes lents, ultra-lents et glissements transitoires, durant toutes les phases pré-, post-, et intersismique, sont présents et sans doute fréquents. Ils pourraient rendre compte du couplage sismique faible de la fosse du Japon, en dépit d'une charge élastique actuelle à 100 % homogène. La décroissance du coefficient de rigidité moyen vers l'extérieur du plan de subduction rend compte de la décroissance de la vitesse de rupture et de l'existence des séismes tsunamigéniques. Elle semble liée à la présence de sédiments peu consolidés.

## **6) Transfert de contrainte et propagation de la rupture : le cas de la faille nord-anatolienne**

L'interaction entre séismes se manifeste dans la présence des répliques, des séquences de séismes le long d'une faille et des regroupements de séismes. Le taux de sismicité est localement modifié lorsqu'un séisme se produit.

On attribue cette interaction à ce que l'on appelle le changement de la contrainte de rupture de Coulomb  $\Delta\sigma_f$  (Coulomb failure stress change,  $\Delta\text{CFS}$ )

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau + \mu (\Delta\sigma_n + \Delta P) = \Delta\tau + \mu' \Delta\sigma_n$$

où  $\Delta\tau$  est le changement de la contrainte cisailante sur la faille (positif dans la direction du glissement),  $\Delta\sigma_n$  est le changement de la contrainte normale (positif quand elle diminue),  $\Delta P$  est l'augmentation de pression de fluide et  $\mu$  le coefficient de friction. Les changements sont de l'ordre de 0,1 à 0,01 MPa, 100 fois plus faibles que la chute de contrainte statique moyenne durant un séisme. En dépit de cette faible variation, l'effet de déclenchement des répliques dans les lobes positifs est bien établi, en particulier depuis l'étude détaillée du séisme de

Landers. Une augmentation de la contrainte sur la faille rapproche d'autant le seuil de rupture sur une faille donnée et donc avance la rupture du rapport  $\Delta\sigma_f$  / taux de charge de la contrainte. Il y a donc une possibilité d'obtenir la variation de la probabilité d'un séisme sur une portion de faille après qu'un séisme adjacent ait brusquement augmenté la contrainte sur la faille. Il faut toutefois tenir compte de la variation transitoire après un séisme du taux de sismicité. Cette variation dépend à la fois de la quantité de glissement, du taux de glissement et du temps écoulé depuis le dernier événement sismique.

La rupture le long de la faille nord anatolienne a progressé vers l'ouest de 900 km depuis 1939 à la vitesse moyenne de 15 km/a. Cet exemple exceptionnel se caractérise par un glissement moyen de 4 mètres. Stein et coll. en 1997 proposent un taux de récurrence moyen de  $450 \pm 220$  a. Comme le taux géodésique sur la faille nord-anatolienne est de 23 mm/a, 4 m correspondent à moins de 200 ans de glissement, soit deux fois moins. Toutefois la rupture en surface peut être inférieure à la rupture moyenne. Surtout, l'interprétation de la sismicité historique reste très incertaine et des séismes peuvent avoir été ignorés.

Stein et coll. calculent l'augmentation sur la faille à une profondeur de 8 km de la contrainte de cisaillement et de la contrainte normale due au blocage. La croissance de la contrainte normale est très faible, la faille étant presque purement dextre. Le taux de charge moyen est de 0,015 MPa /a. Ils calculent ensuite  $\Delta\sigma_f$  pour chaque rupture. Dans le cas de la faille nord-anatolienne, ce calcul obtient une chute de la contrainte de 5 à 10 MPa le long de la rupture et une augmentation de quelques dixièmes de MPa aux deux extrémités. 9 des 10 séismes étudiés se sont produits là où la contrainte moyenne sur la totalité de la rupture avait augmenté d'environ 0,3 MPa. Le transfert de contrainte est donc de l'ordre de 20 % de la chute de contrainte statique durant le séisme.

Si l'on étend ce calcul en y incluant l'effet du séisme d'Izmit du 17 août 1999, on constate que la mer de Marmara est chargée à ses deux extrémités. Les mesures géodésiques indiquent que cette branche nord de la faille nord anatolienne glisse à 18 mm/a. Elle devrait donc avoir accumulé une déformation élastique d'environ 4 m sur une longueur de 175 km entre le golfe d'Izmit et la faille de Ganos depuis la dernière grande rupture en 1766. Si la faille est continue au travers de la mer de Marmara et qu'elle casse en une seule fois, la magnitude attendue est de l'ordre de 7,6. Mais la faille est-elle continue ou s'agit-il d'un complexe système de failles ?

Nous avons proposé en 1999 que le pull-apart de Marmara a été récemment désactivé, les deux extrémités ayant été rejointes par une seule faille coupant à travers les bassins profonds. Une telle évolution est normale lorsque le bassin s'élargit. Cette hypothèse rendait compte de la distribution des vecteurs mouvements mesurés par la géodésie. Des levés bathymétriques récents non publiés indiquent la présence d'un accident continu sur les deux seuils du bassin exactement le long de cet accident supposé et les coupes sismiques montrent qu'il

s'agit d'une faille importante. Ils suggèrent que le décalage est d'environ 4 km. L'abandon du pull-apart daterait donc d'il y a 200 000 ans. Il est évidemment très important de vérifier la structure exacte de la prolongation de la faille nord anatolienne. Si notre hypothèse est exacte, le séisme attendu serait de magnitude voisine de 7,6 et la configuration détaillée de la faille permettrait de prédire le type de propagation d'ondes sismiques attendu et les sources possibles de tsunamis aux jonctions des segments de faille.

On peut conclure que le transfert de contrainte à la rupture d'un séisme semble être une des voies les plus intéressantes pour comprendre la distribution inhomogène des séismes. Elle permet d'identifier des zones à risque, en particulier pendant la période transitoire de quelques années après la rupture. La faille nord-anatolienne est sans doute l'exemple le plus spectaculaire de la propagation de la rupture le long d'une grande faille. La rupture a maintenant atteint la mer de Marmara, autour de laquelle vit près de la moitié de la population turque. La mer de Marmara est donc une région à haut risque sismique qui devrait devenir un véritable laboratoire pour la compréhension de ce phénomène de propagation de la rupture. C'est aussi vraisemblablement un exemple géologique spectaculaire de l'évolution progressive des failles à grand rejet vers une simplification du tracé.

X. L. P.

#### SÉMINAIRES À PARIS (janvier-février 2000)

5 janvier, « Stress, strength and rupture mechanics of the seismogenic zone » avec James Rice, Harvard University, USA.

12 janvier, « Le séisme de Chichi (Taiwan) du 21 septembre 1999 ; traces de surface et développement de la rupture » avec Jacques Angelier, Université P. et M. Curie.

19 janvier, « Géométrie de la zone de déformation et le rôle des fluides : l'apport des nouvelles méthodes de déformation par imagerie spatiale » avec Jean-Philippe Avouac, CEA.

26 janvier, « Fluides dans la zone de subduction : du décollement à la zone sismogénique » avec Pierre Henry, École Normale Supérieure.

2 février, « Le laboratoire géodynamique profond du Golfe de Corinthe ou l'étude *in situ* d'un processus de rifting continental » avec François-Henri Cornet, I.P.G.P.

9 février, « Mécanismes de déformation et transferts de fluides dans les failles actives : exemples de Nojima (Japon, Kobé, 1995) et San Andreas (Californie) » avec Anne-Marie Boullier et Jean-Pierre Gratier, Université de Grenoble.

## COURS ET SÉMINAIRES À L'UNIVERSITÉ DES PHILIPPINES, MANILLE

6 mars

Leçon « Sundaland as a rigid entity »

*Séminaire avec M. Pubellier et A. Loevenbruck*, Interactions of the Philippine Sea Plate, Eurasia and Australia during the Neogene and the evolution of the Philippine archipelago.

Leçon « From Philippines to Taiwan and China, the Northeast Sundaland Boundary ».

*Séminaires avec M. Aurelio and B. Bautista*, « Distribution of slip motion and internal deformation in the Philippines : insights from GPS and earthquake data ».

*C. Arcilla*, « The Philippines as a natural laboratory : testing the slab melting hypothesis ».

*F. Siringan, R. Berdin, Y. Masuda, T. Nakamura et A. Omura*, « Vertical movements of the Philippines islands during the Late Quaternary as derived from Sealevel indicators ».

7 mars

Leçon : « A simple kinematic model of the Philippines today ».

*Séminaires avec G. Besana, M. Ando et H. Negishi*, « The 3D attenuation structures beneath the Philippine archipelago based on seismic intensity data inversion ».

*J.A. Barretto*, « Preliminary interpretation of the gravity anomalies in Bohol island, Central Philippines ».

*B. Bautista, L. Bautista, R. Punongbayan et T. Oike*, « A new insight on the geometry of the subducted slabs in northern Luzon ».

## ACTIVITÉS SCIENTIFIQUES (de juin 1999 à mai 2000)

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, l'UMR 8538. 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.

**1) Principaux thèmes de recherche****a) Étude de la déformation élastique du Japon**

Les résultats de cette étude, liée à la thèse de Stéphane Mazzotti défendue en décembre 1999 ont été en partie développés dans le cours et ont fait l'objet d'un

article publié au *Geophysical Journal International* (Le Pichon *et al.*, 1998), d'un article publié au *Journal of Geophysical Research* en juin 2000. Deux articles concernant le Japon central ont été soumis à EPSL.

b) Étude de la déformation de la Méditerranée orientale

La synthèse en cours se poursuit dans le cadre d'un programme de recherche soutenu par des compagnies pétrolières.

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

Ce fut cette année encore une part importante de la recherche. Un article EPSL a été publié sur le mouvement du bloc de la Sonde. Les efforts se sont concentrés d'une part sur les implications d'une nouvelle série de mesures GPS faites en 1998, d'autre part sur l'intégration de ces mesures avec celles provenant d'autres réseaux aux Philippines et à Taiwan.

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

À la suite du séisme d'Izmit, en 1999, l'OTAN m'a demandé de servir d'expert auprès du CNRS turc en ce qui concerne le risque sismique en mer de Marmara. Ceci m'a amené à aider le responsable turc, le Pr. Gorur à mettre sur place un programme de recherche complexe et à contribuer à l'interprétation des résultats obtenus. Par ailleurs, la France ayant décidé de participer au programme de recherche international en ce domaine, j'ai été amené à prendre la responsabilité d'une campagne en mer de Marmara qui se déroulera en septembre prochain.

## 2) Activités diverses

8 juin 1999

Conférence à l'association française de génie parasismique.

25-30 juillet 1999

« Commemorative Speech » à l'International Ocean Symposium 1999, Tokyo, Japon : « The exploration of the ocean floor led to the establishment of the Plate Tectonics theory in the sixties. Where is it leading us as we enter into the twenty-first century ? ».

30 août-1<sup>er</sup> septembre 1999

Examen de la rupture du séisme d'Izmit, Turquie.

16 septembre 1999

Conférence à l'UNESCO.

28 octobre 1999

Conférence au Laboratoire de Planétologie et Géodynamique de l'Université de Nantes.

Novembre 1999

Membre du Science Plan Review Panel de l'International Ocean Drilling Program.

2-5 décembre 1999

Conférence à l'International Conference on the Kocaeli Earthquake 1999, Istanbul, Turquie.

7 décembre 1999

Participation au « Meeting of the Turkish Earthquake Response » dans le cadre de l'OTAN, à Bruxelles, Belgique.

10 décembre 1999

Conférence au Colloque International « Sous la surface de la Mer ou le sixième Continent », Institut Catholique de Paris : « Dérive continentale et théorie des plaques ».

9-12 février 2000

Réunion de travail avec le professeur Kasahara sur le projet « Mer de Marmara » dans le cadre de l'OTAN, Istanbul, Turquie.

8-9 mars 2000

Conférence à l'Université de Hong-Kong.

24-25 février 2000

Conférence à Nevers.

11-18 mars 2000

Conférences auprès de diverses compagnies pétrolières à Houston, USA.

31 mars-8 avril 2000

Réunion du Science Advisory Group de l'International Continental Drilling Program à Merida, Mexique.

25-29 avril 2000

Conférences au Département de Physique de l'Université de Purdue, « Science and Faith », USA.

13-18 mai 2000

Conférence à l'atelier OTAN sur le risque sismique en Grèce et Turquie à Istanbul, Turquie.

20-28 mai 2000

Conférence d'ouverture au séminaire franco-taiwanais sur la prévention des risques naturels, Taipei, Taiwan.

## PUBLICATIONS DE L'ÉQUIPE DE GÉODYNAMIQUE

**2000**

BADER, A.G., PUBELLIER, M., Forearc deformation and tectonic significance of the ultramafic Molucca Central Ridge, Talaud islands (Indonesia). *The Island Arc*, J. Yumul (ed.), June 1999 (sous presse).

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

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, sous presse.

CATTIN, R. et AVOUAC, J.P., Modeling mountain building and the seismic cycle in the Himalaya of Nepal, *Journal of Geophysical Research.*, vol. 105, NO.B6, 13389-13407, June 10, 2000.

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

HENRY, P., Fluid flow at the toe of the Barbados accretionary wedge constrained by thermal, chemical, and hydrogeologic observations and models. *J. Geophys. Res.*, sous presse.

LE PICHON, X., Quand les sciences de la Terre redémarrent, *La Recherche*, 331, 91-93, numéro spécial « 30 ans de science et de recherche », 2000.

MAZZOTTI, S., LE PICHON, X., HENRY, P. et MIYAZAKI, S., Full interseismic locking of the Nankai and Japan-West Kurile subduction zones : an analysis of uniform strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS, *J. Geophys. Res.*, 105 (B6), 13, 159-13,177.

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

PANDEY, M.R., TANDUKAR, R.P., AVOUAC, J.P., VERGNE, J. et HERITIER, Th., Seismotectonics of Nepal Himalayas from a local seismic network *Journal of Asian Earth Sciences*, sous presse.

PASCAL, G., TRUFFERT, C., RAMASWANY, M. et 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., GARCIA, A., LOEVENBRUCK, A. et CHOROWICZ, J., Recent deformation at the junction between the Visayas and the North Luzon blocks, from ERS-1 images. Submitted to *The Island Arc*, J. Yumul (ed.), June 1999 (sous presse).

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

TAYLOR, B., HUCHON, P., KLAUS A. *et al.*, Proceedings ODP, Initial Reports, leg 180, [CD-ROM] Available : Ocean Drilling Program, Texas A&M University, College Station, TX 778 45-9547, USA.

## 1999

BADER, A.G., PUBELLIER, M., RANGIN, C., DEPLUS, C. et LOUAT, R., Active slivering of oceanic crust along the Molucca ridge (Indonesia, Philippines) : implication for oceanic crust incorporation in a subduction wedge, *Tectonics*, 18, N° 4, p. 606-620.

CLENNELL, M.B., HOVLAND, M., BOOTH, J.S., HENRY, P. et WINTERS, W.J., Formation of natural gas hydrates in marine sediments 1. Conceptual model of gas hydrate growth conditioned by host sediment properties, *J. Geophys. Res.*, 22985-23004.

JOUANNE, F., MUGNIER, J.L., PANDEY, M.R., GAMOND, J.F., LE FORT, P., SERRURIER, L., VIGNY, C. et AVOUAC, J.P., Oblique convergence in the Himalayas of western Nepal deduced from preliminary results of GPS measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 1933-1936.

LE PICHON, X., SENGOR, A.M.C. et TAYMAZ, T., The Marmara fault and the future Istanbul earthquake, in ITU-IAHS International Conference on the Kocaeli earthquake 17 August 1999, edited by M. Karaca and DN Ural, 41-54, Istanbul Technical University, Turkey, 1999.

TANG YI JIE, X. LE PICHON, La Mort, Desclée de Brouwer, Paris, 154 p., 1999.

LI, L., GUEZENNEC, J., NICHOLS, P., HENRY, P., YANAGIBAYASHI, M. et KATO, C., 1999, Microbial diversity in Nankai trough sediments at a depth of 3 893 m., *J. Oceanography*, 55, 635-642.

MAZZOTTI, S., HENRY, P., LE PICHON, X. et SAGIYA, T., 1999, Strain partitioning in the zone of transition from Nankai subduction to Izu-Bonin collision (Central Japan) : Implications for an extensional crack within the subducting slab. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 172, 1-10.

MONNIER, C., GIRARDEAU, J., PUBELLIER, M., POLVE, M., PERMANA, H., Petrology and geochemistry of the Cyclops ophiolite (Irian Jaya — East Indonesia), 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. et 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., Réflexion sur l'accrétion des blocs exotiques aux marges actives et l'édification des chaînes péricratoniques. *Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches*, Univ. P. & M. Curie, 1999, 125 p.

PUBELLIER, M., BADER, A.G., DEFFONTAINES, B., RANGIN, C. et 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. et PERMANA, H., Active denudation morphostructures from SAR ERS-1 images (SW Irian Jaya). *Int Jour. of Remote Sensing*, 20, N° 4, 789-800, 1999.

RANGIN, C., SPAKMAN, W., PUBELLIER, M. et BIJWAAR, H., Geological and tomographic constraints on the subduction of the SE Asia marginal basins. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 170, N° 6, p.775-788.

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 : the Philippines and eastern Indonesia. *Geophys. Journ. Int.* 139, p. 296-316, 1999.

THERY, J.M., PUBELLIER, M., THERY, B., BUTTERLIN, J., BLONDEAU, J. et ADAMS, CG., Importance of active tectonics during karst formation. A Middle Eocene to Pleistocene example of the Lina Mountains, (Irian Jaya, Indonesia). *Geodynamica Acta*, v. 12, 3-4, 213-221.

WALPERSDORF, A., VIGNY, C., RUEGG, J.C., HUCHON, P., ASFAW, L.M. et 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.

