

DEA - 2001 -

Sommaire des résumés

	pages
AGUDELO W. – La marge convergente sud-ouest colombienne : structure et déformation à partir des données de sismique multitrace et grand-angle.	43-47
BASTIEN F. – Étude pétrologique et géochimique des roches volcaniques basiques et des enclaves de péridotites de la formation Termaber (Éthiopie).	48-51
BONIFACE L. – Modélisation expérimentale de la fracturation et de la rupture dans les milieux stratifiés sédimentaires.	52-54
CADOUX A. – Le bassin Carbonifère-Permien de Slide Mountain (Colombie britannique, Canada) : témoin précoce du terrane de Cache Creek ou domaine océanique distinct.	55-58
CALAHORRANO BETANCOURT A. – Subduction de la ride de Carnégie sous la marge d'Équateur : modélisation de la structure de la croûte à partir des données de sismique grand angle.	59-63
CASSON B. – Restitution numérique du relief à partir de photographies aériennes stéréoscopiques - Application aux glissements de terrain.	64-66
LEIBUNDGUT F. – Identification et caractérisation des canyons et glissements sous-marins sur les marges liguro-provençales.	67-70
MAZABRAUD Y. – Mécanisme de la déformation active au passage subduction-décrochement le long de la frontière de plaques nord-caraïbe : géodésie GPS et modélisation numérique.	71-73
NARROS A. – Le volcanisme de Mamonia (Chypre occidentale), témoin d'un point chaud intratéthysien.	74-76
NOMADE J. – La paléosismicité des Alpes dauphinoises : apports des carottages le long du lac de Laffrey et du lac Robert.	77-80
PERILLAT J.-P. – Cinétique de transformation coésite-quartz : implications pour la préservation de la coésite.	81-85
POURTIER. E. – Pétrologie et géochimie des unités magmatiques de la côte équatorienne : implications géodynamiques	86-89
QUERENDEZ E. – Étude de l'influence de la subduction sur la convection mantellique supérieure par expérimentation numérique : étude préliminaire.	90-93
VALLI F. – Source et évolution tectono-métamorphique de métasédiments mafiques de la ceinture de Quetico, Province Archéenne du Lac Supérieur (Canada).	94-98
VESSILIER Y. – Structure et cinématique de la partie nord de la nappe de Digne : relations avec les sédiments synorogéniques.	99-103
VILLAMAR R. – Subduction de la ride de Carnégie sous la marge d'Équateur : structure et déformation à partir des données de sismique multitrace.	104-107
ZWEIGERT M. – Modélisation des carbonates de plate-forme de la Formation Hasban en Oman.	108-112

La marge convergente Sud-Ouest Colombienne : structure et déformation à partir des données de sismique multitrace et grand-angle

William AGUDELO

1. – CONTEXTE GÉODYNAMIQUE

La zone d'interaction entre les plaques Nazca, Cocos et Amérique du Sud présente une variété importante de processus géologiques et géodynamiques sur une surface relativement restreinte délimitée par les Iles Galapagos, Panama, la Colombie et l'Équateur. L'interaction de l'activité du point chaud des Galápagos, de la dorsale Nazca-Cocos et des systèmes de subduction sous les continents voisins a produit une variété de phénomènes géodynamiques depuis la création et la subduction des rides volcaniques (Ride de Cocos et Ride de Carnegie) jusqu'à l'extinction et la subduction de segments de dorsales [Hey, 1977a et 1977b ; Lonsdale et Klitgord, 1978]. La plaque Nazca entre en subduction d'environ 70 mm/an en direction N110°E dans cette zone [De Mets *et al.*, 1990 ; Freymueller *et al.*, 1993 ; Kellogg et Vega, 1995]. Une série de grands séismes de subduction (1906, $M_W = 8,8$; 1942, $M_W = 7,9$; 1958, $M_W = 7,8$; 1979, $M_W = 8,1$) s'est produite depuis un

siècle dans la région frontalière entre la Colombie et l'Équateur [Gutenberg et Richter, 1959 ; Kelleher 1972 ; Geller et Kanamori, 1977 ; Beck et Ruff, 1984 ; Mendoza et Dewey, 1984]. Cependant, la zone sismogénique responsable de ces grands séismes et plus généralement la structure géologique de la marge SO Colombienne sont restées peu étudiées, malgré l'intérêt sismologique que représentent ces grands séismes récents, considérés comme des exemples de rupture inter-plaque.

2. – OBJECTIFS

L'objet de ce travail est d'étudier une portion du segment SO de la marge Colombienne rompu lors du grand

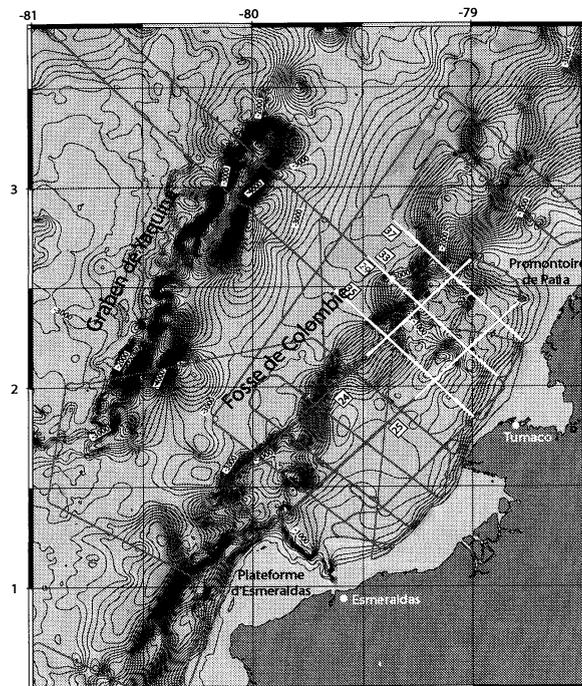


FIG. 1. – Localisation des profils sismique réflexion.

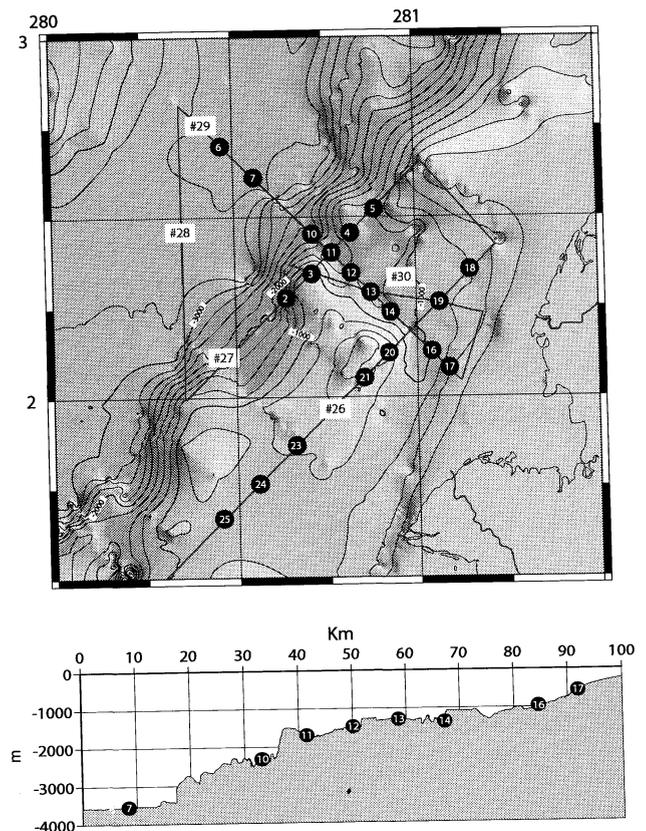


FIG. 2. – Localisation des profils sismique réfraction.

séisme de 1979 afin de (1) contraindre la géométrie et la nature des structures crustales et (2) localiser et interpréter les zones de déformation majeures. Notre zone d'étude est située au large de Tumaco entre la côte et la fosse de subduction (2-3°N). Elle est réalisée à partir de la modélisation d'un profil de sismique réfraction (fig. 2) et l'analyse de 5 profils de sismique réflexion multi-trace et de bathymétrie enregistrés lors de la campagne SISTEUR (Sept-oct-2000), représentés sur la figure 1.

3. – MODÈLE RÉFRACTION

Le modèle sismique réfraction a été construit à partir des données du profil 29WA orienté (NNE-SSW) perpendiculairement à la fosse de subduction. Il a été établi grâce à douze sismomètres fixes au fond océanique (OBS) dont seulement six ont acquis des données utilisables : un dans la fosse (OBS 7), quatre OBS sur la ride externe de la marge (sous forme de signaux numériques qui peuvent donc être traités pour améliorer le report signal/bruit. Chaque arrivée est identifiée et numérotée en fonction de l'interprétation proposée (réfractée, réfléchi à différents niveaux de la croûte), de manière commune à toutes les sections sismique du même profil.

Le modèle est construit pour une structure de vitesse 2D déployés en couches. L'algorithme de Zelt et Smith [1992] permet le tracé numérique des rais de manière à obtenir les temps calculés des arrivées. On a défini un modèle de départ avec autant de couches que de premières arrivées. On fait l'ajustement des données observées et calculées, en faisant varier manuellement les paramètres du modèle jusqu'à trouver une solution acceptable numériquement et géologiquement. Le modèle final a été constitué par quatre couches (fig. 3a) : couche 1 ($V_p = 2,0$ et $2,9$ km/s), couche 2 ($V_p = 3,0$ à $3,4$ km/s), couche 3 ($V_p = 4,0$ à $5,2$ km/s) et couche 4 ($V_p = 5,5$ à $7,5$ km/s).

Le modèle ainsi obtenu a été modifié à partir des résultats de sismique réflexion où l'on a pu faire l'hypothèse de la présence d'une nouvelle couche de basse vitesse ($3,0$ - $4,4$ km/s), épaisse de $1,5$ km à l'ouest et de $0,9$ km à l'est. Ce modèle 2 (fig. 3b) satisfait bien les temps d'arrivée de sorte qu'il peut être considéré comme une solution alternative.

4. – SISMIQUE RÉFLEXION

Trois profils (SIS-33, SIS-35, SIS-37) transverses à la marge et deux profils SIS-24 et SIS-25 parallèles à la

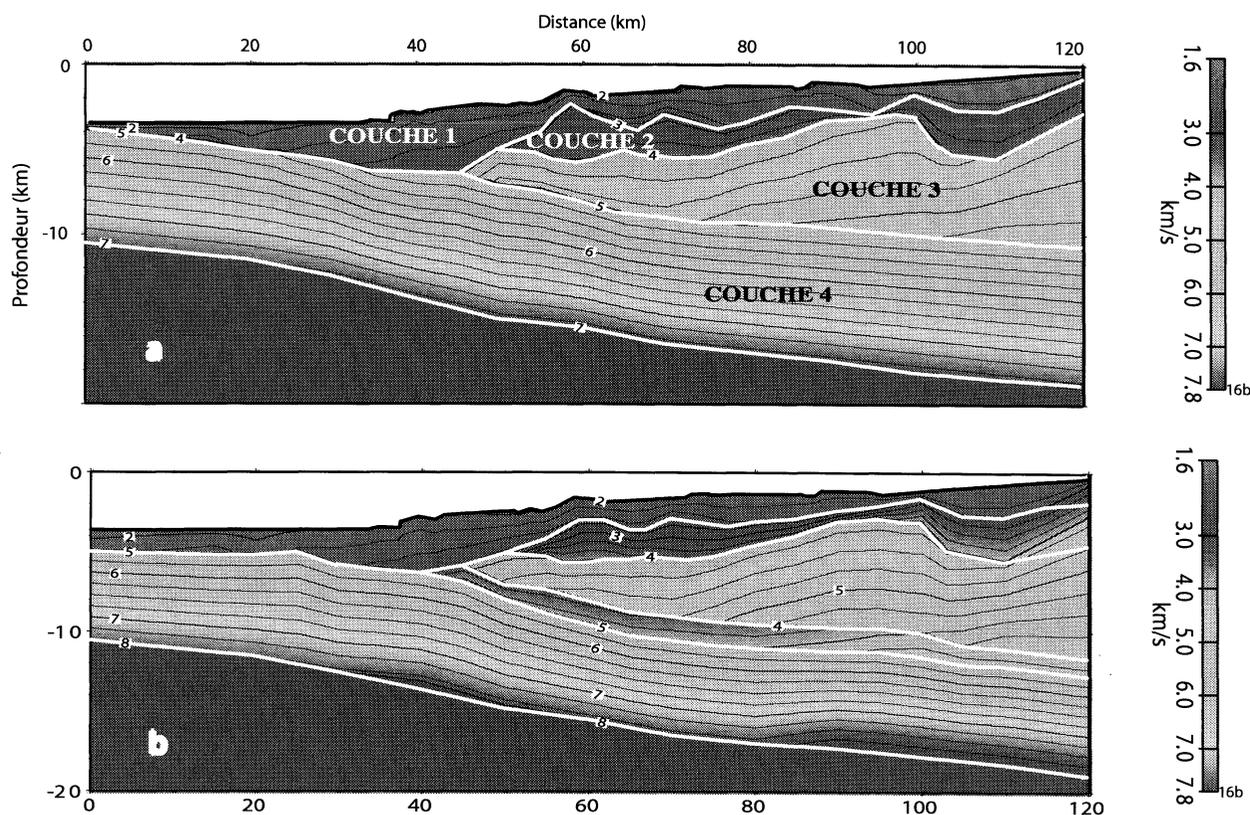
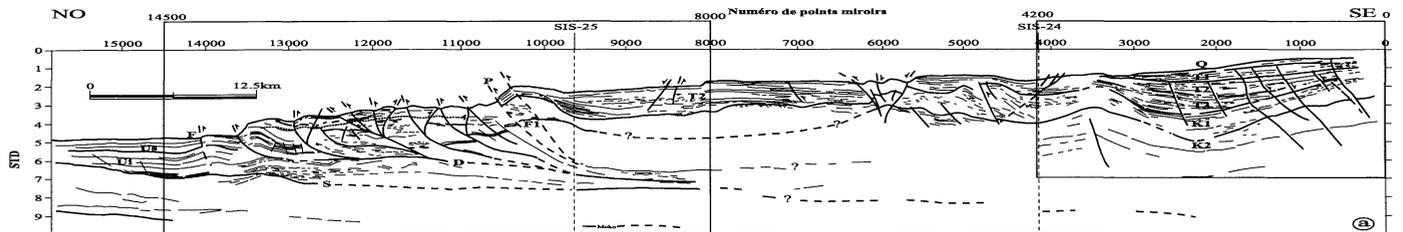


FIG. 3. – Modèles après la sismique réfraction : (a) Modèle 1, (b) Modèle 2.

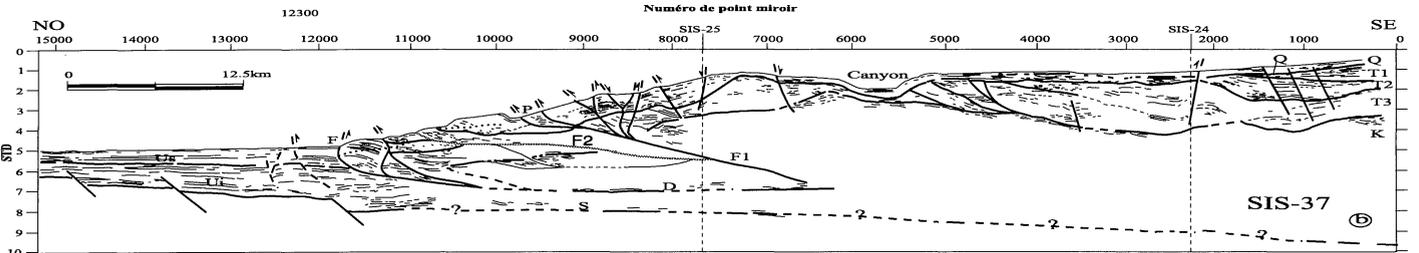
marge ont été étudiés. Ils permettent d'identifier quatre ensembles structuraux (fig. 4) :

- (1) La fosse où les sédiments sont caractérisés par de puissants réflecteurs acoustiques, sub-continus, parallèles et subhorizontaux que nous interprétons comme des turbidites de fosse. L'épaisseur de turbidites augmente globalement de 0,3 s à l'ouest à 2,8 s au pied de la marge. Le mur du remplissage de fosse est souligné par un fort réflecteur discontinu interprété comme le toit de la croûte océanique de la plaque Nazca. Il est affecté par des failles normales résultant probablement de la flexure de la plaque plongeante à l'approche de la subduction.
- (2) Le prisme sédimentaire est formé par deux types de prismes : un prisme d'accrétion constitué de turbidites de fosse récemment accrétées à la marge et un prisme imbriqué constitué d'écailles tectoniques de roches et sédiments de la marge. Sur les profils SIS-33 et SIS-37, le remplissage turbiditique de la fosse est décalé par un chevauchement à vergence océanique qui a produit une écaille sédimentaire. Cette écaille est le seul témoin clairement identifiable de l'accrétion tectonique récente en pied de la marge. La structure interne du prisme est difficile à préciser du fait de la présence de multiples et de nombreuses diffractions. Sur les trois profils, les réflecteurs profonds du prisme peuvent être reliés entre eux et connectés horizontalement au chevauchement frontal suggérant ainsi la présence d'un décollement inter-plaque. Le profil SIS-35 (fig. 4c) ne montre aucune évidence d'accrétion sédimentaire récente des sédiments de fosse de sorte que la totalité du remplissage de fosse passe en subduction sous le prisme.
- (3) La Ride externe, qui est couverte à son flanc ouest par un bassin sédimentaire (Bassin T2-T3), montre des déformations tectoniques majeures au sommet et sur le flanc est de la ride (profil SIS-35 et SIS-33). Des déformations de moindre amplitude apparente sont visibles au sommet sur le profil SIS-37 (fig 4b).
- (4) Le bassin avant-arc est formé par cinq unités acoustiques discordants (Q, T1, T2, T3, K1) qui reposent sur un substratum fortement réflectif et diffractant K2. Des failles fortement pentées vers le continent affectent le flanc est du bassin avant-arc en décalant verticalement les horizons des séquences T1, T2 et T3.

PROFIL SIS-33



SIS-37



SIS-35

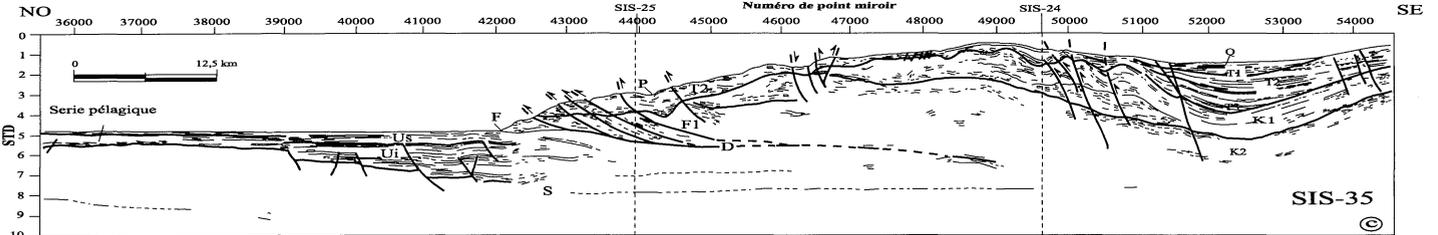


FIG. 4. – Profils (a) 33, (b) 37, (c) 35.

5. – DISCUSSION

La corrélation des ces unités supérieures avec les données du forage Remolino-Grande I [Ecopetrol, 1992] permet d'identifier, de bas en haut, le groupe Diabasico mafique et sédimentaire d'âge crétacé (Unité K1), les formations sédimentaires U.18 et CAY de l'Éocène supérieur au Miocène inférieur (Unité T3), les formations Nayai et Angostura du Miocène inférieur terminal et Miocène moyen (Unité T2), la formation San Agustin du Miocène supérieur (Unité T1) qui est surmontée par des sédiments (Unité Q) supposés être du Plio-Quaternaire. L'unité K2 formerait le corps ultrabasique de la marge. Par ailleurs, la superposition des modèles de sismique réfraction et réflexion a permis d'associer la couche 1 de la sismique réfraction caractérisée par des basses vitesses, correspondantes à une couche sédimentaire, et les unités acoustiques Q, T1, T2, T3 imagées par sismique réflexion. La couche 2 de la sismique réfraction correspond à l'unité K1 avec des vitesses sismiques compatibles avec des sédiments compactés et lithifiés, éventuellement avec des éléments de roches plus denses (volcanites). La couche 3 de la sismique réfraction correspond à l'unité K2 avec des vitesses trop importantes pour correspondre à des roches sédimentaires et trop faibles pour le socle continental [Christensen et Mooney, 1995], compatibles par contre avec les basaltes et les gabbros décrits plus au nord dans les affleurements ophiolitiques de l'île de Gorgona. Des vitesses similaires sont trouvées au Costa Rica dans le butoir (*back stop*) de la marge. Elles sont interprétées comme du matériel de la série ophiolitique (complexe de Nicoya au Costa Rica) et le gradient serait lié à des processus de fracturation, d'altération ou d'accrétion [Christeson *et al.*, 1999]. La couche 4 correspond à la plaque Nazca formée par un substratum océanique d'épaisseur constante de 7,5 km.

La carte structurale (fig. 5) obtenue à partir des profils de sismique réflexion montre, dans la zone d'étude la présence de deux zones de déformation majeures :

– (a) une zone de déformation frontale est localisée entre le front de déformation et le flanc ouest de la ride externe. Cette zone est plus complexe que celle d'un prisme d'accrétion classique [Lallemand *et al.*, 1992, Malavieille, 1992].

– (b) Une zone de déformation interne est localisée le long de la bordure ouest du bassin avant-arc et sur le flanc est de la ride externe. Elle est caractérisée dans la bathymétrie par un soulèvement important du fond marin (environ 60 m), limité au nord par un système de failles dessinant une structure en fleur. Ce soulèvement est contrôlé par des failles inverses, actives, très pentées vers le continent, suggérant une composante de raccourcissement transverse à la marge. Les trois profils présentés indiquent une évolution des processus d'accrétion le long de la fosse. L'accrétion est absente au sud de notre zone d'étude (SIS-35), elle est naissante au Nord (profil SIS-37) et localement plus développée au centre (SIS-33).

Géologie Alpine, 2001, t. 77

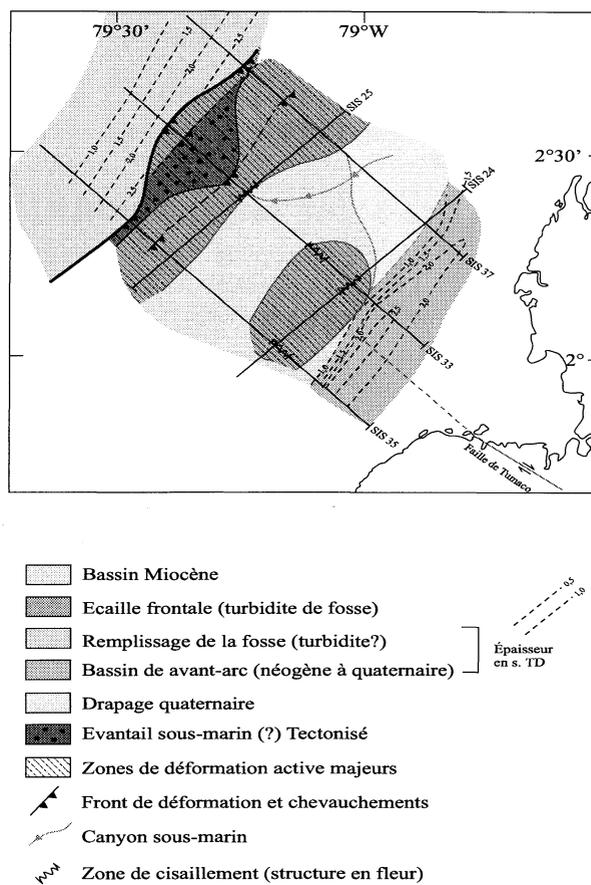


Fig. 5. – Carte structurale à partir des données réflexion.

6. – CONCLUSIONS

1. Les unités géologiques identifiées à terre se prolongent sous la marge sud-colombienne qui est constituée par un substratum ophiolitique crétacé et une couverture de bassin sédimentaire cénozoïque.
2. La plaque Nazca a une croûte océanique épaisse de 7,5 km, et plonge avec un angle faible (3-4°) sous la marge, ce qui peut causer un fort couplage.
3. Deux zones de déformation majeures sont identifiées : une zone frontale et une zone interne très localisée.
4. Le fort remplissage de fosse et l'accrétion absente au sud et naissante au nord suggèrent la propagation de l'accrétion vers le sud.
5. La zone de déformation interne localisée et l'absence d'accrétion suggèrent la présence d'une hétérogénéité sous la marge. Les modèles analogiques [Dominguez *et al.*, 2000] indiquent que, dans le sillage d'un mont sous-marin en cours de subduction, le décollement inter-plaque est maintenu en position haute sous la marge, favorisant la création d'une zone d'ombre et la subduction des sédiments de fosse (fig. 6). Un tel modèle peut être appliqué au profil SIS-35 (fig. 4c) pour expliquer à la fois le maintien du décollement à la surface de la série sub-

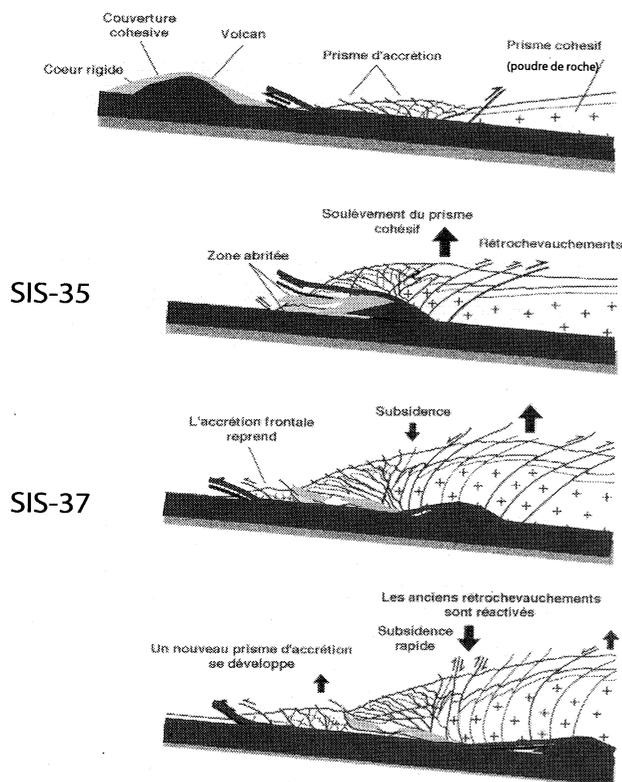


FIG. 6. – Modèle analogique pour l'entrée en subduction d'une hétérogénéité [Dominguez, 1998].

duite et l'absence d'accrétion frontale, ainsi que l'intense zone de déformation interne en surrection. Cette hypothèse est en accord avec la faible pente de la plaque plongeante et la localisation de l'aspérité sismologique du séisme de 1979.

Références

BECK S. & RUFF L. J. (1984). – The rupture Process of the great 1979 Colombia Earthquake: Evidence for the asperity model. *J. Geoph. Res.*, **89**, 9281-9291.

CHRISTENSEN N. I. & MOONEY W. D. (1995). – Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *J. Geophys. Res.*, **100**, 9761-9788.

CHRISTESON G. L., MCINTOSH K. D., SHIPLEY T. H., FLUEH E. R. & GOEDDE H. (1999). – Structure of the Costa Rica convergent margin, offshore Nicoya Peninsula. *J. Geophys. Res.*, **104**, 25443-25468.

DEMETS C., GORDON R. G., ARGUS D. F. & STEIN S. (1990). – Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425-478.

DOMINGUEZ S., MALAVIEILLE J. & LALLEMAND E. (2000). – Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction: Insights from sandbox experiments. *Tectonics*, **19**, 182-196.

EMPRESA COLOMBIANA DE PETROLEOS (ECOPETROL) (1992). – Interpretacion de la Sismica Tumaco 90 y evaluacion preliminar del Area, *Informa Final*.

FREYMUELLER J. T., KELLOGG J. N. & VEGA, V. (1993). – Plate Motions in the North Andean Region. *J. Geoph. Res.* **98**, 21853-21863.

GELLER R. J. & KANAMORI H. (1997). – Magnitude of great shallow earthquakes from 1904 to 1952, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **67**, 587-598.

GUTENBERG B. & RICHTER C. F. (1959). – Seismicity of the Earth, Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 310 p.

HERD D., YOUNG L., MEYER H.-Y., ARANGO J, PERSON W. & MENDOZ C. (1981). – The great Tumaco, Colombia Earthquake of 12 December 1979, *Science*, **211**.

HEY R., LEONARD JOHNSON G. & LOWRIE A. (1977a). – Recent plate motions in the Galapagos Area. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1385-1403.

HEY R. (1977b). – Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1404-1420.

KANAMORI H. (1981). – The nature of seismicity patterns before major earthquakes in *Earthquake prediction : an international review*, Maurice Ewing Series, D.W. Simpson et P.G. Richards ed, American Geophysical Union, 1-19.

KANAMORI H. & McNALLY K. C. (1982). – Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia Coast. *Bull. Seis. Soc. Am.*, **72**, 1241-1253.

KELLEHER J. (1972). – Rupture Zones of large South American earthquakes and some predictions. *J. Geoph. Res.* **87**, 2087-2103.

KELLOGG J. N. & VEGA V. (1995). – Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Geological Society of America, Special Paper 295*, 75-89.

LALLEMAND S., MALAVIEILLE J. & CALASSOU S. (1992). – Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: experimental modelling and marine observations. *Tectonics*, **11**, 6, 1301-1313.

LONSDALE P. & KLITGORD K. (1978). – Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 981-999.

MALAVIEILLE J, LARROQUE C., LALLEMAND S. E. & STEPHAN J. F. (1991). – Experimental modelling of accretionary wedges. *Terra Nova Abstr.*, **3**, 367.

ZELT C. A. & SMITH R. B. (1992). – Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys J. Int.*, **108**, 16-34.

Tuteurs : P. CHARVIS, J.-Y. COLLOT, IRD, Paris.
Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Villefranche sur mer.

Étude pétrologique et géochimique des roches volcaniques basiques et des enclaves de péridotites de la formation Termaber (Éthiopie)

Florence BASTIEN

1. – INTRODUCTION

Les plateaux Nord-Ouest éthiopiens, situés dans la grande province magmatique des Afars, se sont formés lors de l'épanchement de volumes énormes de matériels volcaniques, il y a près de 30 Ma [datation Ar-Ar, Hofmann, 1997]. L'analyse pétrographique et géochimique de deux grands éléments de la partie nord du plateau : les trapps de Lima-Limo et le volcan bouclier du Simien, a permis de distinguer trois ensembles de roches basiques. Deux grandes thématiques ont ensuite guidé cette étude : (1) expliquer la transition entre les basaltes tholéitiques et les basaltes alcalins de ces formations et (2) examiner l'origine des enclaves ultramafiques et des mégacristaux présents dans les basaltes alcalins.

2. – ÉTUDE DE ROCHES BASIQUES

2.1. Étude pétrographique

Trois séries de roches volcaniques basiques ont été distinguées : (1) les basaltes tholéitiques, qui constituent la majeure partie du volcan bouclier du Simien et des trapps de Lima-Limo. Ils sont soit porphyriques avec des phénocristaux de plagioclase ± clinopyroxène ± olivine, soit aphyriques ; (2) des trachybasaltes localisés sur le flanc ouest du volcan bouclier du Simien qui sont alcalins et généralement riches en phénocristaux de

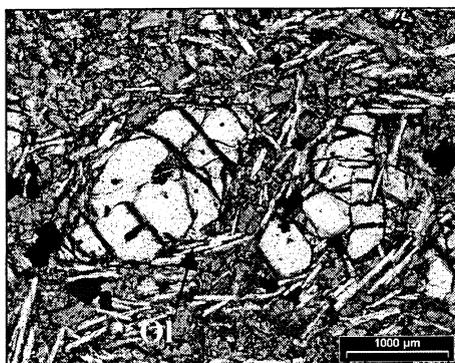


FIG. 1. – Olivines automorphes dans les basaltes alcalins.

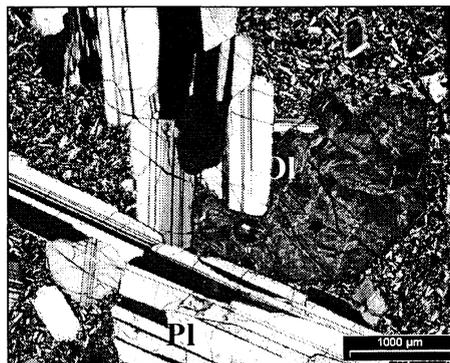


FIG. 2. – Assemblage gloméroporphyrique à plagioclases et olivines très altérées, dans la matrice d'un basalte tholéitique porphyrique.

plagioclase ; et enfin (3) des basaltes alcalins, qui terminent la séquence volcanique du flanc ouest du volcan bouclier et qui renferment des enclaves de péridotites et de mégacristaux ferromagnésiens.

2.2. Étude géochimique

2.2.1. Géochimie des éléments majeurs

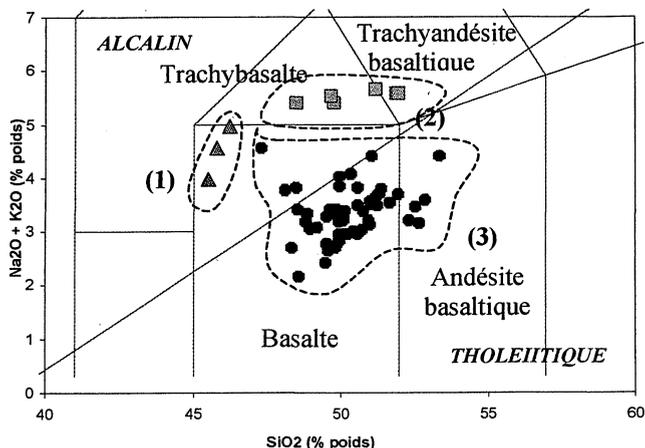


FIG. 3. – Diagramme TAS (total alkalis silica).

Quatre groupes de roches se distinguent : (1) les basaltes alcalins (Simien ouest), (2) les trachybasaltes de Lima-Limo, (3) les basaltes tholéitiques à transitionnels (série ouest et principale du Simien, Lima-Limo).

Les compositions des basaltes alcalins du Simien sont corrigées de l'influence des xénocristaux.

Les compositions chimiques de ces trois séries sont différentes. Dans un diagramme alcalins-silice (TAS), les basaltes tholéitiques sont caractérisés par de faibles teneurs en alcalins, contrairement aux trachybasaltes et basaltes alcalins. Les basaltes alcalins comportent de plus de faibles teneurs en silice (fig. 3).

2.2.2. Géochimie des éléments traces

Les basaltes tholéitiques sont pauvres en éléments traces incompatibles et présentent un faible fractionne-

ment entre les éléments compatibles et incompatibles (fig. 2). Ils sont également marqués par la présence d'anomalies négatives en Nb (fig. 3). Les trachybasaltes ont des concentrations plus fortes en éléments traces incompatibles mais présentent également une anomalie négative en Nb (fig. 5). En revanche, les basaltes alcalins se caractérisent par des concentrations élevées en éléments incompatibles et un important fractionnement entre éléments compatibles et incompatibles (fig. 4). Contrairement aux basaltes tholéitiques et aux trachybasaltes, les basaltes alcalins présentent une anomalie positive en Nb (fig. 5).

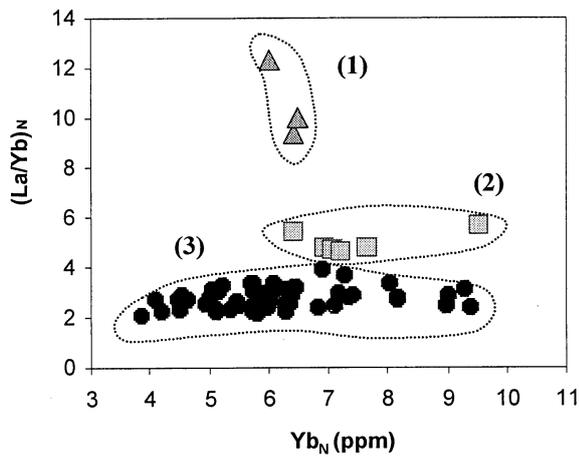


FIG. 4. – Diagramme (La/Yb)N vs. YbN.

Les basaltes alcalins (1) comportent une anomalie positive en Nb qui se traduit par des rapports (Nb/La)N proches de 10, contrairement aux basaltes tholéitiques (3) et aux trachybasaltes (2), pour lesquels le rapport (Na/La)N est inférieur ou égal à 1.

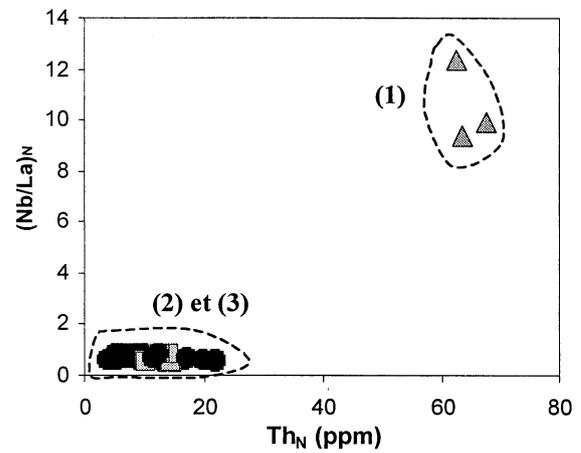


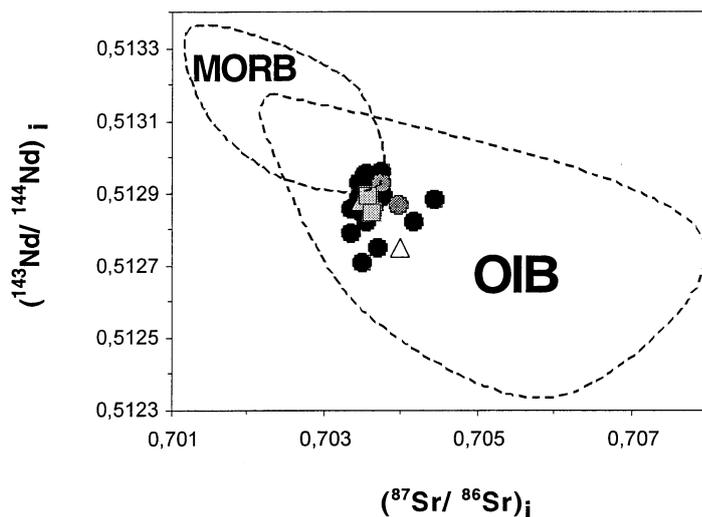
FIG. 5. – Diagramme ThN vs. (Nb/La)N.

Les trois ensembles de roches basiques se distinguent en terme de fractionnement de terres rares : (1) les basaltes alcalins, (2) les trachybasaltes et (3) les basaltes tholéitiques.

2.3. Étude isotopique

Les rapports isotopiques du Sr et du Nd de ces laves sont comparables ; ceci suggère une source commune,

de type panache mantellique. Cependant, quelques basaltes tholéitiques présentent des rapports du Sr plus élevés qui se corrèlent avec l'anomalie négative en Nb. Ces deux indices sont interprétés en terme de contamination crustale.



- Lima-Limo (données B. Kieffer)
- Lima-Limo (données R. Pik, 1997)
- △ Trachyte (Données B. Kieffer)
- ⊗ Basaltes tholéitiques (cette étude)"
- △ Basalte alcalin (cette étude)
- Trachybasaltes (données B.Kieffer)

FIG. 6. – Diagramme $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$

2.4. Genèse des roches

Au niveau de la pétrogenèse de ces roches, deux grands résultats se dégagent de cette étude :

- (1) les basaltes alcalins sont issus d'un très faible taux de fusion partielle d'une source de péridotite à grenats.
- (2) La transition entre basaltes tholéiitiques et alcalins est attribuée à une diminution du taux de fusion partielle.

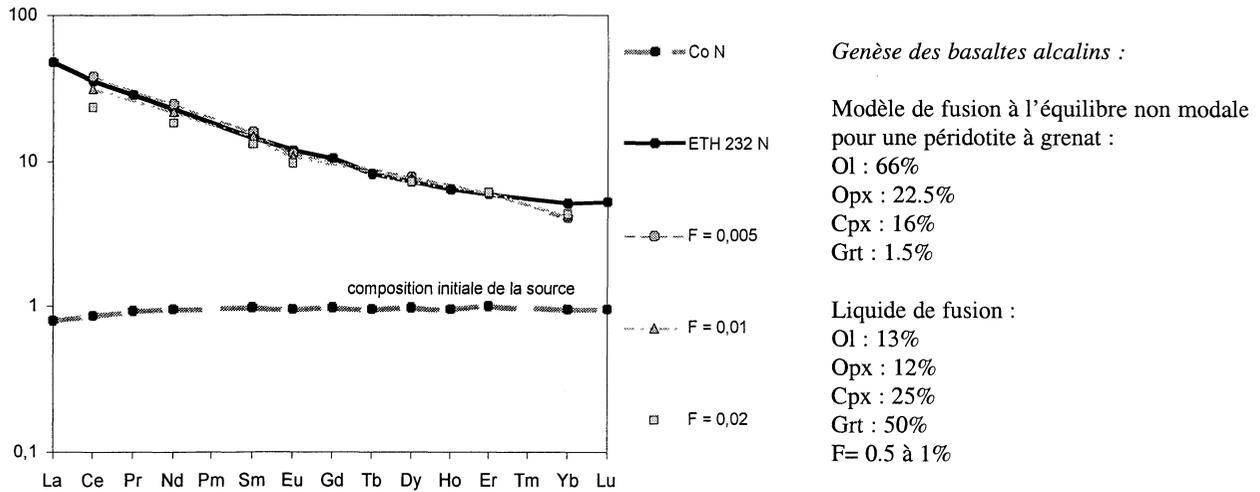


FIG. 7. – Variation des compositions en terres rares de liquide de fusion en fonction du taux de fusion partielle. F = taux de fusion partielle, Co = composition du liquide initial. Coefficients de partages et composition modale de fusion sont issus de Johnson [1990]. Les spectres sont normalisés au manteau primitif d'après les valeurs de Hofmann [1988].

2. – ÉTUDE DES ENCLAVES ULTRAMAFIQUES ET DES MÉGACRISTAUX

Les enclaves ultramafiques présentes dans les basaltes alcalins du Simien sont des lherzolites à spinelle. Les concentrations en éléments traces et les compositions isotopiques des clinopyroxènes constituant ces lherzolites reflètent une source appauvrie, sans doute un manteau lithosphérique. La présence de xénocristaux d'olivine dans la matrice des roches résulte de la désagrégation des enclaves et entraîne une légère modification sur la composition globale de basaltes. Quelques mégacristaux (essentiellement des clinopyroxènes) accompagnent également ces enclaves. Leurs rapports isotopiques indiquent une source comparable à celle des basaltes. Leurs caractéristiques géochimiques plaident pour une cristallisation sous de fortes pressions, au sein d'un magma de composition proche de leurs basaltes hôtes, mais particulièrement riche en élément traces incompatibles (fig. 8).

Enfin, l'étude texturale des péridotites a mis en évidence une phase de déformation ancienne, partiellement effacée par une recristallisation postérieure. Cette dernière a nécessité de fortes températures, qui pourraient

être attribuées à la présence d'un panache mantellique sous la province magmatique des Afars.

La présence de roches alcalines intercalées dans les coulées tholéiitiques permet d'éliminer l'hypothèse que la transition entre roches d'affinité tholéiitique et alcaline provient du refroidissement progressif du

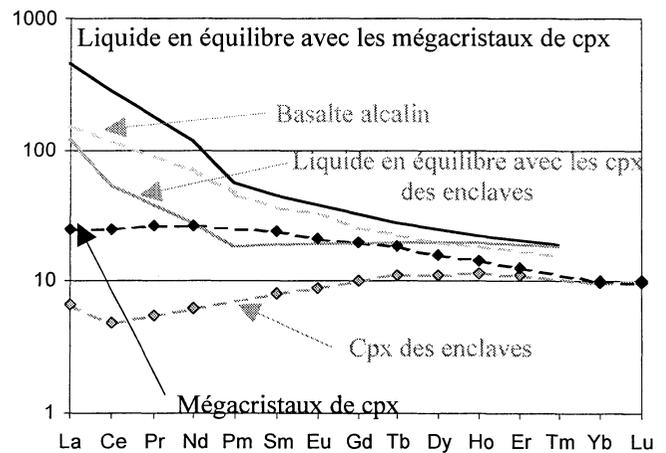


FIG. 8. – Spectres de terres rares des cpx des enclaves et des mégacristaux ; compositions des liquides en équilibre avec ces cristaux. Teneurs normalisées aux chondrites [Sun et McDonough, 1989].

panache. Ces intercalations peuvent donc être interprétées en terme d'hétérogénéités de température au sein du panache. Ainsi, des zones les plus froides dérivent les basaltes alcalins alors que les tholéiites dérivent d'une fusion dans les parties plus chaudes.

La présence d'enclaves de péridotite dans les basaltes alcalins témoigne d'une remontée rapide des magmas vers la surface, sans interaction avec la croûte continentale. Les basaltes tholéiitiques, par contre, ont cristallisé dans des chambres magmatiques crustales où ils ont assimilé les roches encaissantes.

Références

- HOFMANN A.W. (1988). – Chemical differentiation of the Earth : the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 297-314.
- JONHSON K.T., DICK H. J. B. & SHIMIZU N. (1990). – Melting in the oceanic upper mantle : an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *J. Geophys. Res.*, **95** (B3), 2661-2678.
- PIK R., DENIEL C., COULON C., YIRGU G. & MARTY B. (1998). – The northwestern Ethiopian plateau flood basalts : evidence for plume-lithosphere interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta* (sous presse).

Tuteur : N. ARNDT, UJF Grenoble.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Grenoble.

Modélisation expérimentale de la fracturation et de la rupture dans les milieux stratifiés sédimentaires

Laurent BONIFACE

La fracturation en mode I, le mode de l'ouverture, est considérée comme le mode de fracturation le plus répandu dans la croûte terrestre. Elle est le sujet de nombreuses études de terrain et de modélisation analogique ou numérique. L'intérêt que la fracturation suscite, réside certainement dans le rôle que peuvent jouer les réseaux de fractures sur la porosité des roches, et sur les nombreuses applications qui s'y rattachent (prospection pétrolière, gestion de l'eau, stockage des déchets, géotechnique). De nombreuses études ont donc été menées pour chercher les conditions susceptibles de favoriser l'ouverture de fracture en mode I. On peut signaler, parmi ces nombreux travaux, celui de Gross *et al.* en 1997, qui établit qu'une faille active favorise la fracturation dans les roches sédimentaires. Aussi Horsfield en 1977, et Vendeville, en 1988, proposent des résultats de modélisation analogique concernant la réactivation de faille de socle, se propageant dans la couverture sédimentaire. Cependant pour leurs expériences, ils ont utilisé, comme matériau analogue, du sable qui a les propriétés d'un matériau élastoplastique. Ils n'ont donc pas pu modéliser la fracturation de mode I. Dans l'étude que nous présentons, nous proposons d'utiliser un nouveau matériau analogue, avec des propriétés cassantes, pour modéliser la fracturation des roches sédimentaires carbonatées lors d'une réactivation de faille de socle sous-jacente, en contexte compressif, ou en contexte extensif. Nous présentons les résultats de plusieurs expériences, qui nous ont permis de dégager plusieurs conclusions concernant la déformation. Nous avons notamment pu constater que, quand le contexte est compressif, si la pression lithostatique est faible, on observe une déformation élastique par plissement. Au contraire, si le contexte est extensif on obtient plus facilement la formation de diaclases.

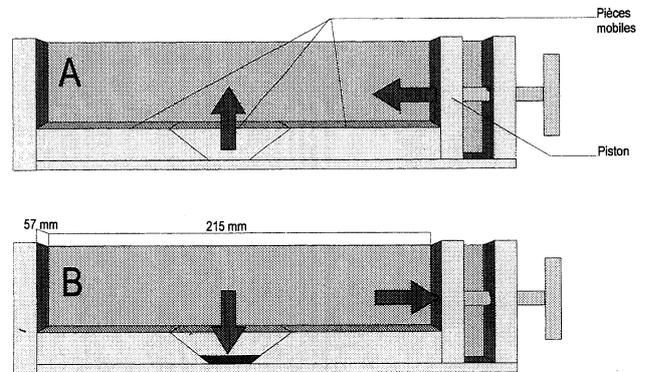


FIG. 1. – Schéma de la boîte utilisée dans le dispositif expérimental. A : Pour un contexte compressif, et une réactivation des failles de socle en failles inverses. B : Pour un contexte extensif, et une réactivation des failles de socle en failles normales.

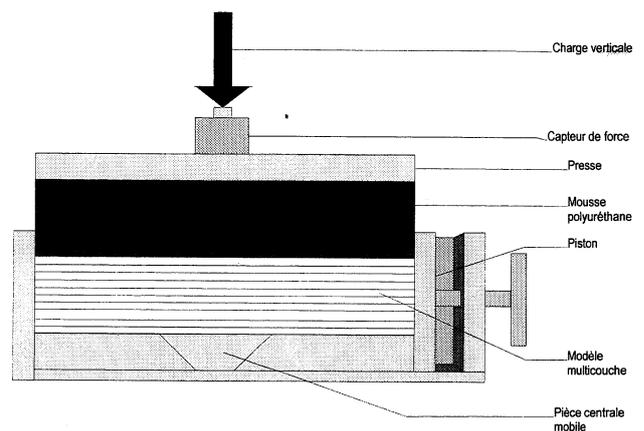
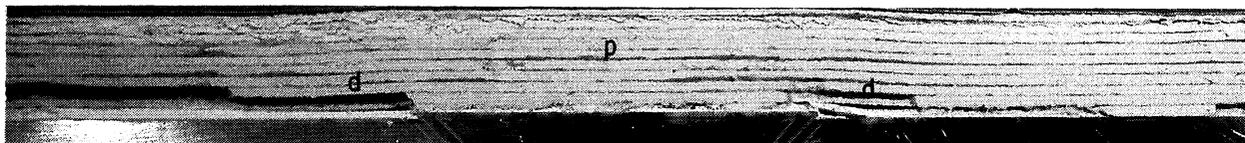


FIG. 2. – Schéma du dispositif expérimental utilisé dans cette étude.

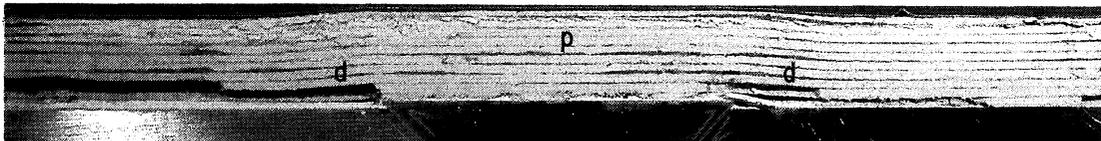
Stade 0: modèle avant déformation



Stade 1: raccourcissement 3mm



Stade 2: raccourcissement 4mm



Stade 5: Raccourcissement 8mm



Stade 6: Raccourcissement 9,5mm



FIG. 3. – Expérience 2, contexte compressif, fonctionnement des failles de socle chevauchant, charge 20 kg.
(d : décollement ; p : pli ; fe : fracture d'extrados).

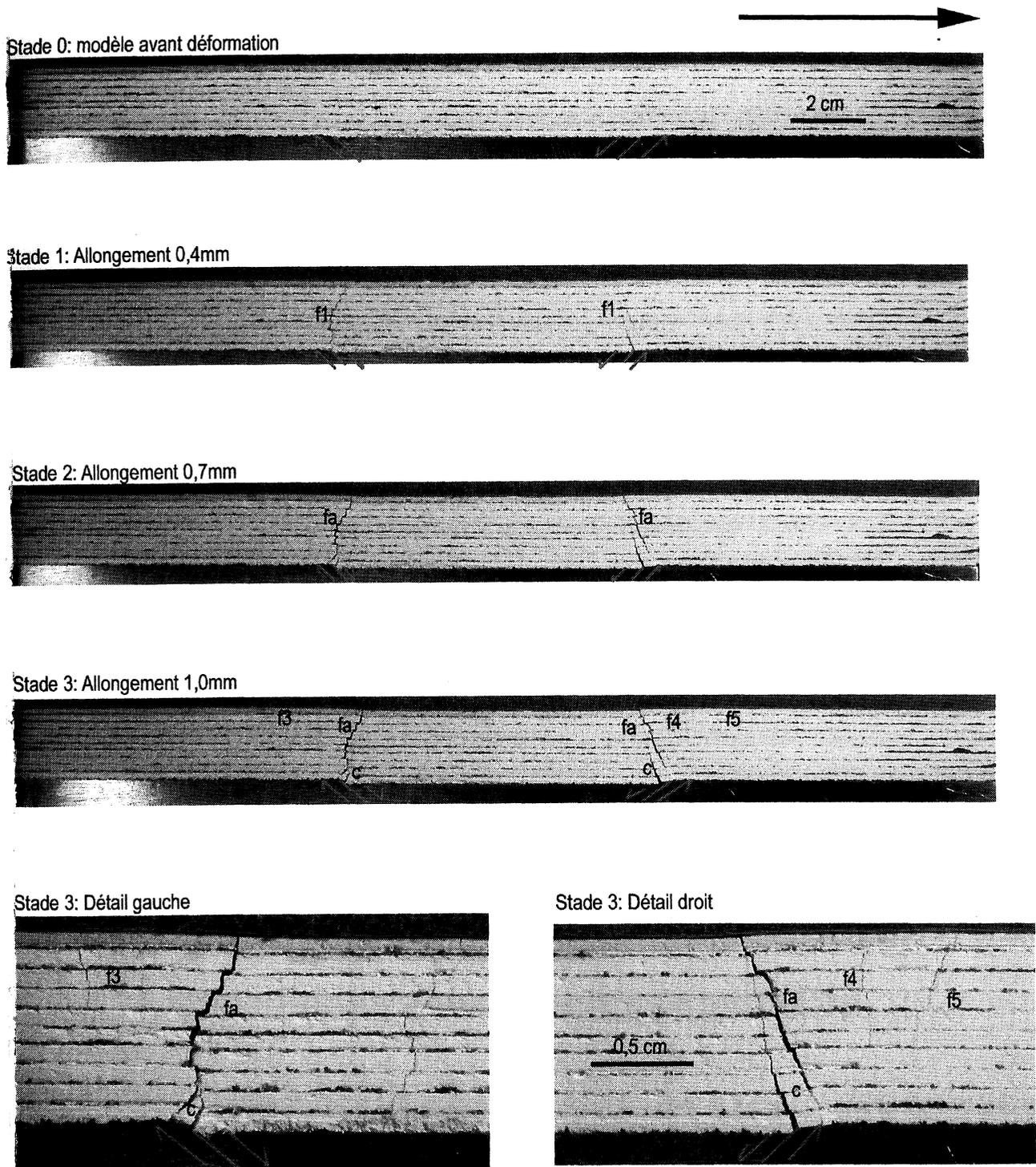


FIG. 4. – Expérience 5, contexte extensif, mouvement normal des failles de socle, charge 50 kg.
(f1, f3, f4, f5 : familles de fractures, par ordre d'apparition ; fa : faille antithétique, c : coins rompus).

Tuteurs : A. CHEMENDA, S. BOUSSOU, Univ. Nice-Sophia Antipolis.
Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, URA/UMR 6526.

Le bassin Carbonifère-Permien de Slide Mountain (Colombie britannique, Canada) : témoin précoce du terrane de Cache Creek ou domaine océanique distinct

Anita CADOUX

Les sutures océaniques les plus orientales des Cordillères canadiennes sont celles de Slide Mountain et de Cache Creek. Le bassin de Slide Mountain, localisé le plus à l'est, est le plus ancien. Daté du Carbonifère-Permien, il a classiquement valeur d'un ancien bassin marginal ouvert dans la marge continentale nord-américaine, à l'arrière de l'arc volcanique de Quesnellie. Le domaine océanique de Cache Creek, est situé à l'ouest du terrane de Slide Mountain. Daté du Permo-Trias, il est formé de tholéiites d'îles océaniques du Permien moyen et de basaltes d'affinité de plateau océanique du Trias supérieur. On y trouve aussi des écailles de carbonates de plate-forme du Permien supérieur.

Des nouvelles données pétrologiques et géochimiques sur les roches magmatiques de Slide Mountain au centre de la Colombie Britannique permettent de modifier significativement cette interprétation. Parmi ces basaltes, deux groupes ont été reconnus. Le groupe 1, formé par le plus grand nombre d'échantillons, est appauvri en terres rares légères (LREE) et caractérisé par un rapport La/Nb compris entre 1 et 2 typiques de MORB-N. Le deuxième groupe diffère du premier par des spectres plus ou moins fortement enrichis en LREE et un rapport La/Nb < 1. Le groupe 2 se rattache aux tholéiites enrichies. Les compositions en Nd et Pb des laves de Slide Mountain ne se corrèlent pas avec la distinction établie à partir des éléments traces. En effet, la majorité des basaltes des groupe 1 et 2 sont caractérisés par des ϵNd compris entre + 7 et + 10, suggérant que ces laves dérivent d'une source appauvrie. Ceci est d'ailleurs confirmé par les rapports isotopiques du Pb. Seuls quelques basaltes du groupe 2 diffèrent des précédents par des ϵNd plus bas (+ 4,5 à + 6,5) et des compositions plus radiogéniques en Pb, indiquant qu'ils dérivent de sources enrichies de type OIB (avec peut-être une composante EMII). Les corrélations observées entre les

éléments incompatibles et les ϵNd suggèrent que les basaltes de Slide Mountain dérivent d'un mélange de deux sources, appauvries (DMM) et enrichie (OIB).

Toutes ces données conduisent à penser que le bassin de Slide Mountain représente le témoin d'un bassin océanique formé au droit d'une dorsale et localisé en bordure de la marge occidentale du craton nord-américain. Les basaltes enrichis d'îles intra-océaniques associés au MORB-N évoquent la présence d'un point chaud localisé à proximité de la ride.

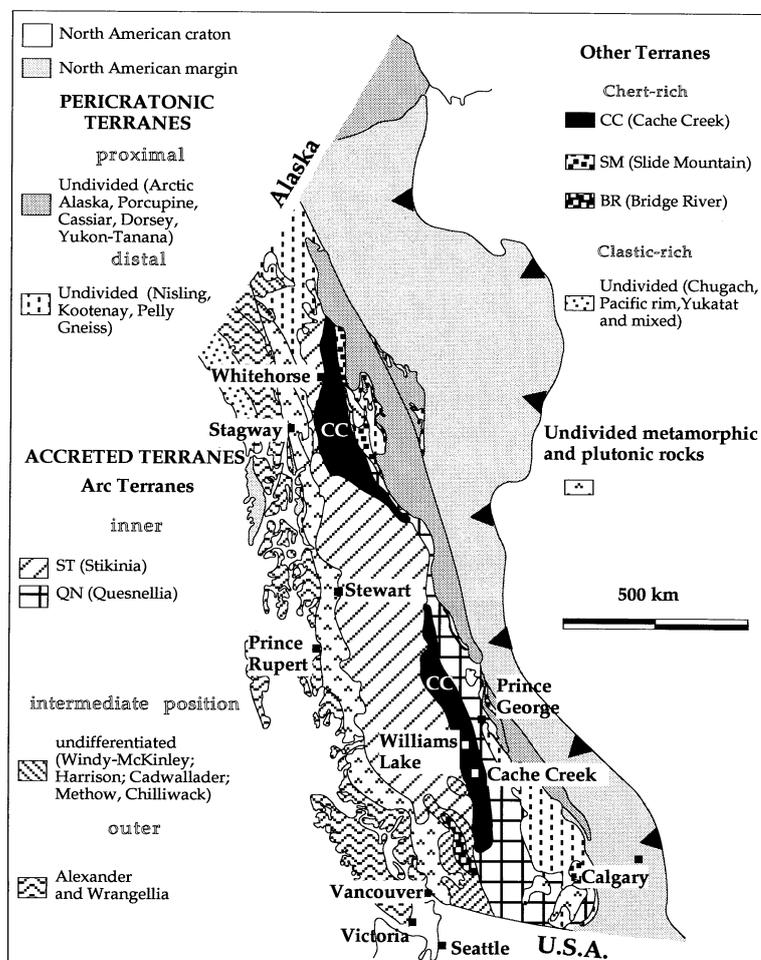


FIG. 1. – Carte simplifiée des terranes de la Cordillère canadienne.

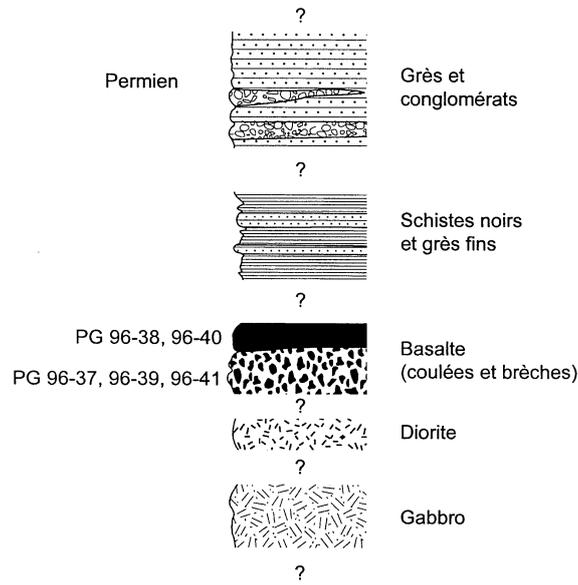


FIG. 2. – Essai de reconstitution de la série lithostratigraphique du terrane de Slide Mountain à l'est de Prince Georges (C.B).

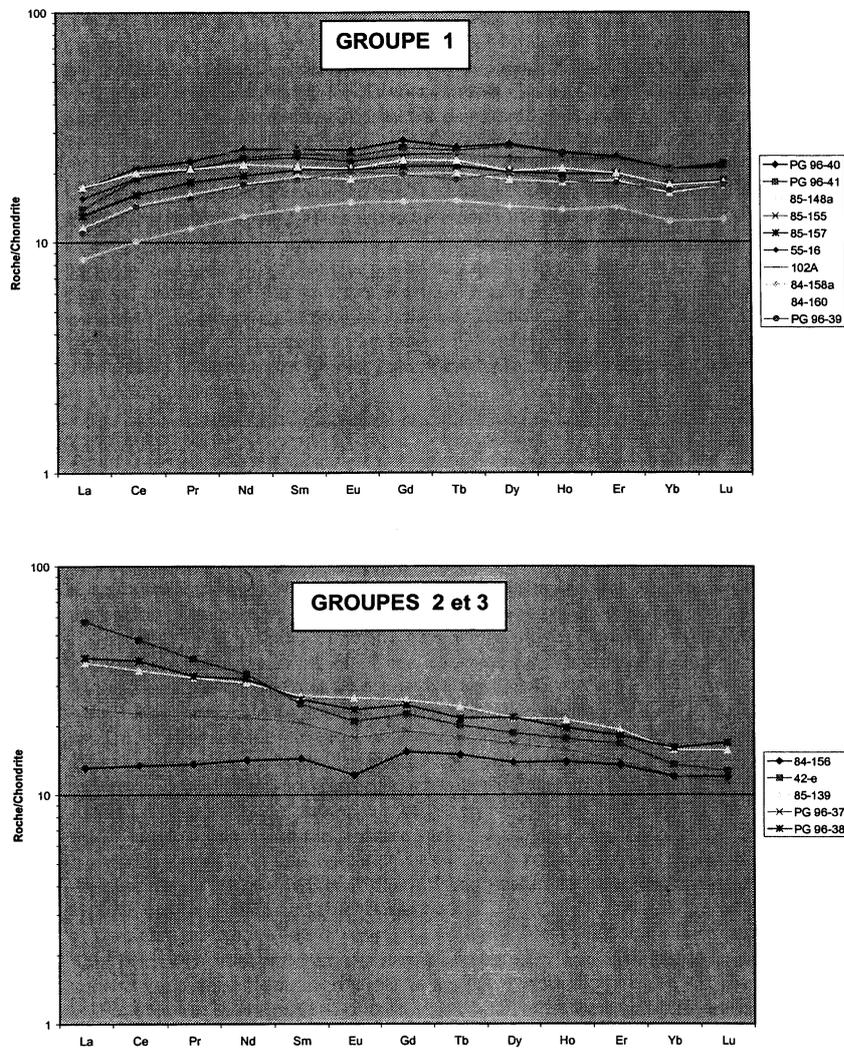


FIG. 3. – Diagrammes des Terres rares normalisées aux chondrites [d'après les valeurs de normalisation de Sun et McDonough, 1989] des roches basiques de Slide Mountain.

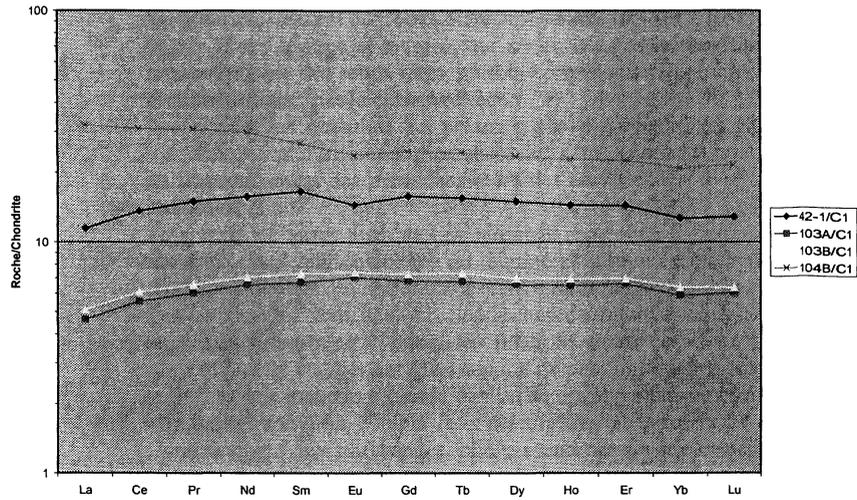


FIG. 4A. – Diagramme des Terres Rares normalisées aux chondrites [Sun et McDonough, 1989] des roches plutoniques de Slide Mountain.

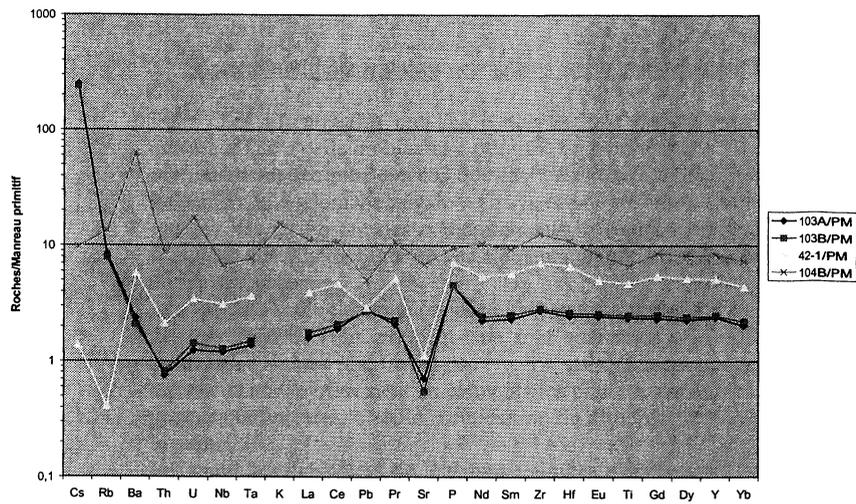


FIG. 4B. – Diagramme multiélémentaire normalisé au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989] des roches plutoniques de Slide Mountain.

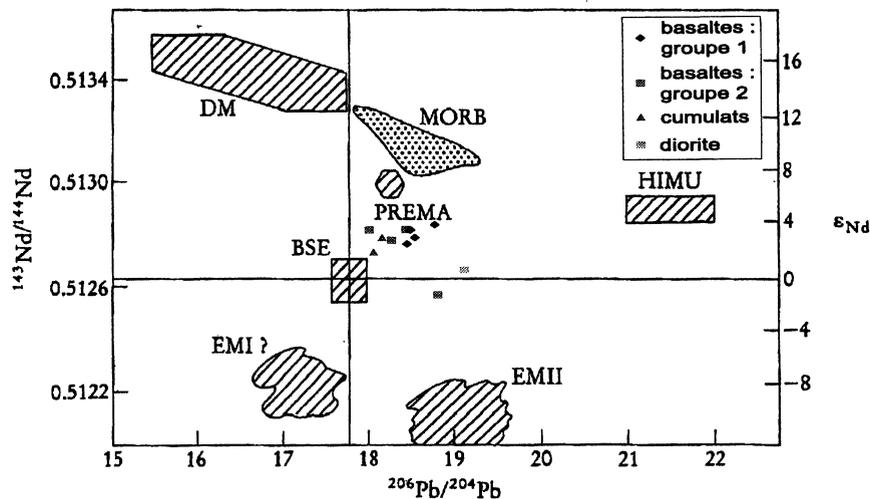


FIG. 5. – Diagramme de corrélation isotopique $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

MORB : basalte de ride médio-océanique. Réservoirs mantelliques définis par Zindler et Hart [1986] : DM : manteau appauvri, BSE : Terre silicatée ; EMI et EMII : manteau enrichi, HIMU : manteau présentant un fort rapport U/Pb ; PREMA : composition de manteau la plus couramment observée.

CARBONIFÈRE - PERMIEN INFÉRIEUR

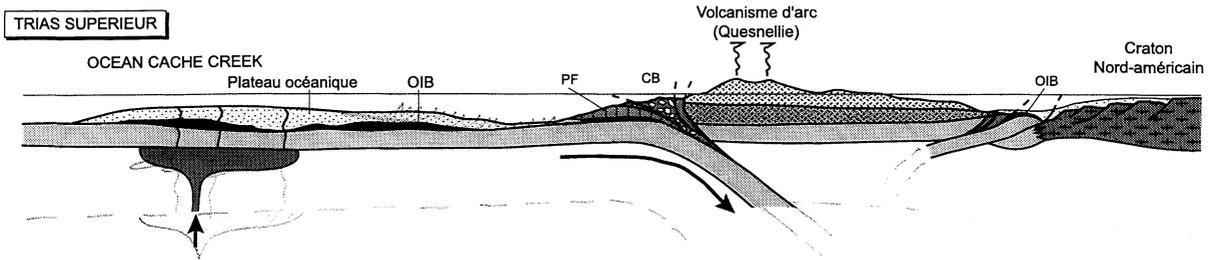
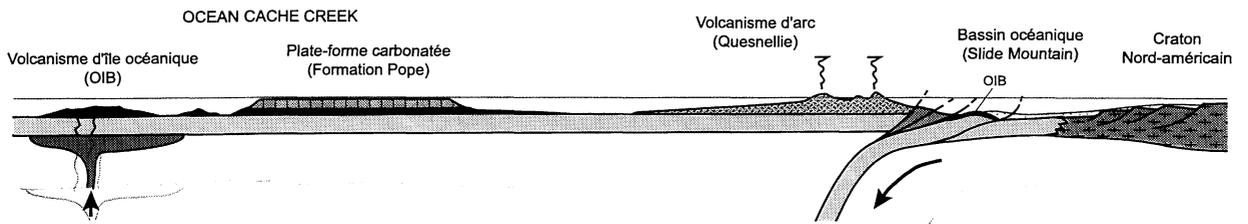
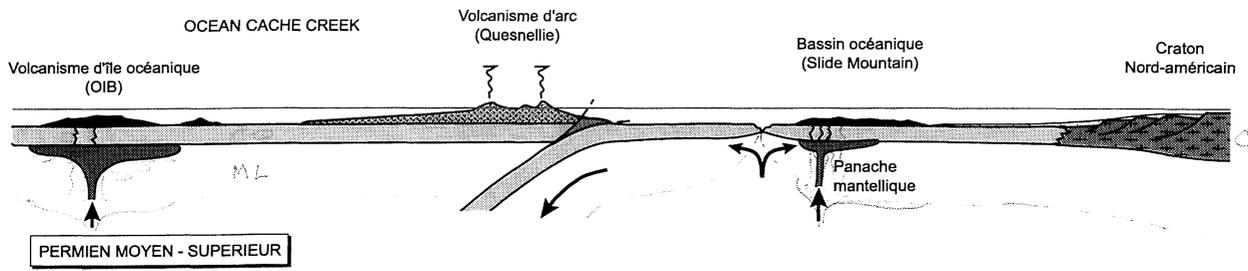


FIG. 8. – Modèle d'évolution géodynamique de la marge Nord-américaine et des domaines attenants au cours du Paléozoïque supérieur et du Trias.

Tuteurs : M. TARDY, H. LAPIERRE, US Chambéry, UJF Grenoble.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025, Grenoble-Chambéry.

Subduction de la Ride de Carnegie sous la marge de l'Équateur : modélisation de la structure de la croûte à partir des données de sismique grand angle

Alcinoe CALAHORRANO BETANCOURT

MOTS CLÉS. – Sismique réflexion, croûte océanique épaissie, zone d'ombre, subduction, zone sismogène.

1. – INTRODUCTION

Lors de la campagne SISTEUR, des profils de sismique de réflexion et réfraction ont été faits le long des côtes de l'Équateur et du Sud de la Colombie. Le but principal de cette campagne était d'étudier les zones sismogènes inter-plaques de ces deux régions à comportement sismique différent : la première, sur la bordure colombo-équatorienne, avec des grands séismes [1906, 8,8 Ms ; 1942, 7,8 Mw ; 1958, 7,7 Mw ; 1979, 8,2 Mw ; Mendoza et Dewey, 1984] ; et la seconde, le long de la côte sud de l'Équateur, avec une sismicité pas négligeable, mais qui n'atteint pas des magnitudes aussi fortes qu'au nord. Ce travail est limité à l'étude de la partie sud du projet SISTEUR, où la ride de Carnegie atteint les côtes équatoriennes. L'objectif principal est d'obtenir un modèle 2D de la structure crustale à partir des données de sismique de réfraction, et de le comparer avec celui obtenu dans la région du nord [Agudelo, 2001].

2. – CADRE GÉODYNAMIQUE

Dans la zone d'étude, la plaque océanique de Nazca subducte vers l'est au-dessous de la plaque Sud-américaine avec une vitesse de 7 cm/an (fig. 1). La plaque de Nazca montre un surface topographique très irrégulière, due principalement à la présence de la ride de Carnegie, qui est une structure de 280 km de longueur, allongée en direction EW, générée à partir du point chaud des Galápagos [Hey, 1977 ; Lonsdale, 1978]. Cette ride, de 2000 m d'altitude par rapport aux plaines abyssales environnantes, a atteint les côtes de l'Équateur entre 0,5° et 2,5°S il y a environ 3 Ma [Lonsdale, 1978].

3. – DONNÉES ET MODÉLISATION

Nous avons utilisé les données de sismique réfraction enregistrées par neuf récepteurs marins (OBS-Ocean Bottom Seismometer) largués le long d'un profil perpendiculaire à la côte. Nous avons utilisé aussi les enregistrements de deux stations terrestres installées

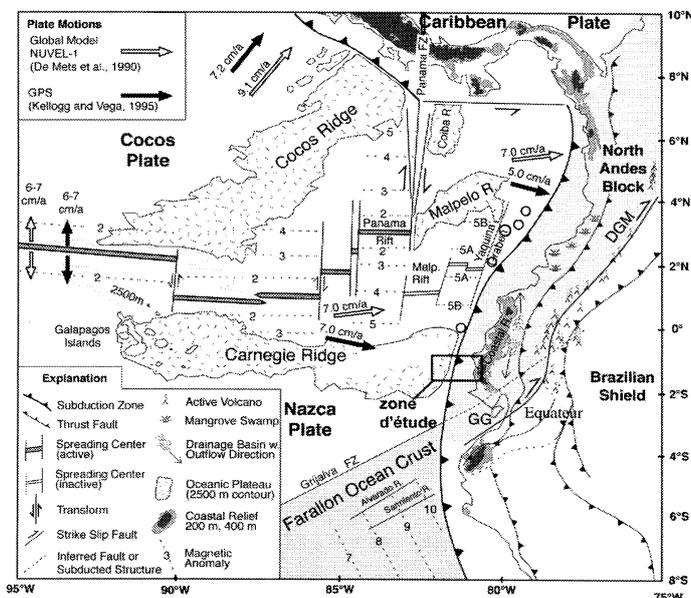


FIG.1. – Carte structurale d'interaction entre les plaques Nazca, Sud-américaine, Cocos et Caraïbe, contenant la zone d'étude [d'après Gutscher *et al.*, 1999].

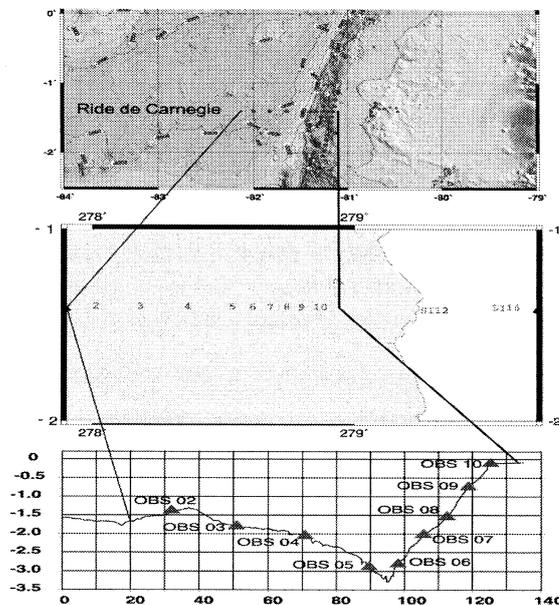


FIG. 2. – Localisation des OBS et des stations terrestres dans la zone d'étude.

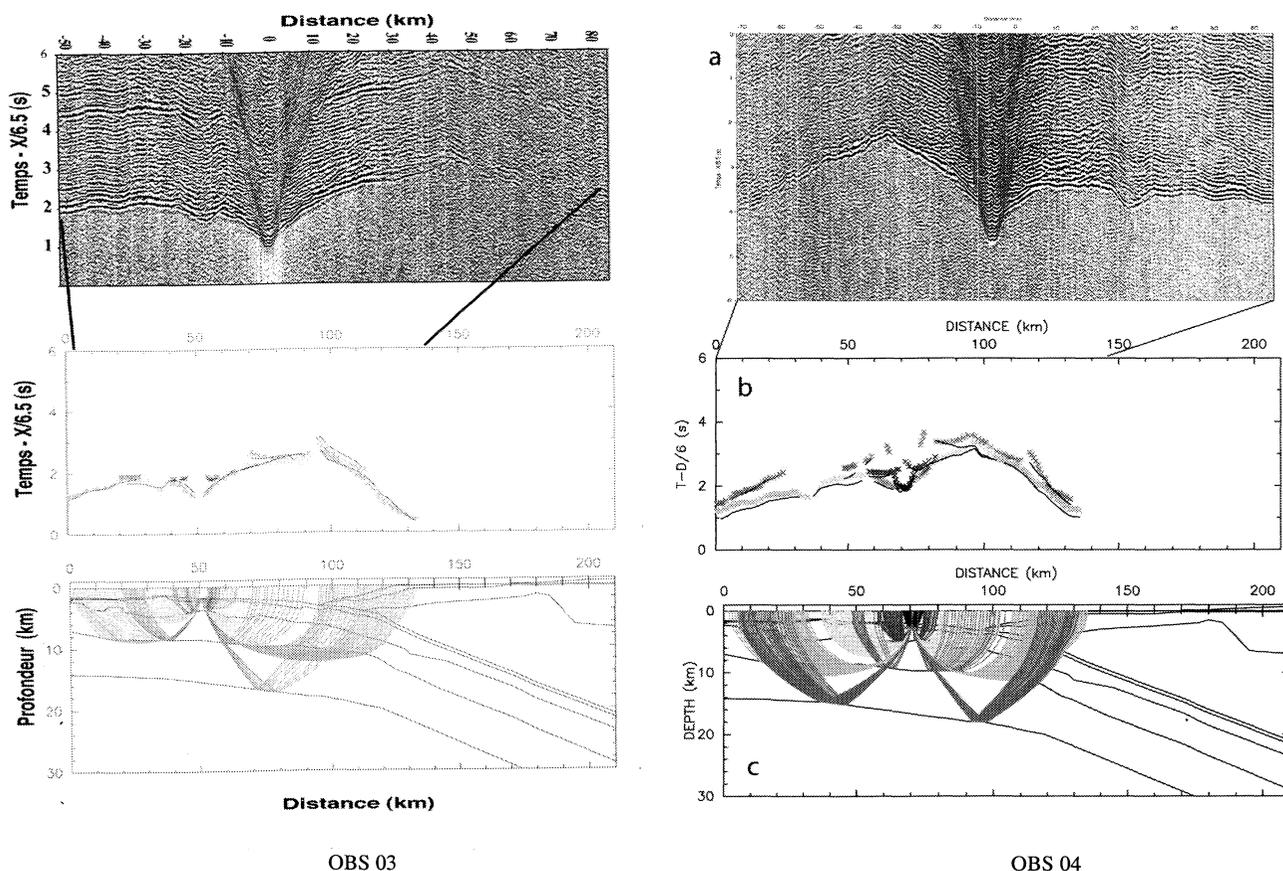


FIG. 3. – a) section sismique dont on repère les arrivées des ondes ; b) temps d'arrivée observés (en croix) et calculés (ligne continue) ; c) tracé des rais à travers le modèle et calcul des temps d'arrivée théoriques.

près de la bordure côtière, en prolongement du profil (fig. 2). La modélisation a compris quatre étapes principales : l'identification et la numérisation des arrivées, l'obtention d'un modèle de vitesse préliminaire, la minimisation des temps d'arrivée par essai-erreur et par inversion. Les données enregistrées sont représentées sous forme de sections sismiques qui montrent sur l'axe horizontal la distance entre la source et le récepteur, et sur la verticale le temps par rapport à chaque tir. Ce temps est normalement représenté comme un temps réduit, qui prend en compte une vitesse de réduction. Cette vitesse correspond à une vitesse apparente qui peut être associée aux arrivées des ondes. Une onde ayant une vitesse semblable à la vitesse de réduction, se montrera sub-horizontale sur la section sismique. Nous repérons donc, sur ces sections, les arrivées des différentes ondes : réfractées, réfléchies et coniques. À partir des vitesses apparentes et des ordonnées à l'origine, nous avons un premier modèle de vitesse comportant des couches à différentes épaisseurs et vitesses. Ensuite, les rais sont tracés à travers ce modèle initial ou préliminaire en résolvant numériquement les équations de la théorie de rais dans un milieu 2D [Zelt et Smith, 1992] pour obtenir les temps d'arrivée calculés. Nous répétons ce processus pour chacun des OBS et des stations terrestres. L'idée de la modélisation est donc de minimiser l'écart entre le temps d'arrivée calculé et le temps d'arrivée observé (ce que nous avons repéré sur les sections

sismiques) (fig. 3). Deux méthodes peuvent être utilisées dans ce but : la méthode directe par essai-erreur et l'inversion. Dans les deux cas, nous ferons varier la profondeur et la vitesse des couches jusqu'à avoir le minimum d'écart des temps d'arrivée. Le résultat sera un modèle affiné, donc un champ de vitesses en profondeur qui mathématiquement explique les données.

4. – RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION

Le modèle obtenu (fig. 4) met en évidence la plaque océanique plongeant sous la marge. Dans la partie océanique nous avons associé les épaisseurs et les vitesses avec ceux des compilations globales [White *et al.*, 1992 ; Mutter et Mutter, 1993] en distinguant une structure crustale typique comportant trois couches. Une couche 1 (couche D), caractérisée par des faibles vitesses (2-2,15 km/s) et une épaisseur variant entre 0,3 et 0,8 km. Une couche 2 (couche E), qui montre un gradient de vitesse important (4,11 et 6,2 km/s) et des épaisseurs entre 1 et 2,5 km. La couche 3 (couches E et F) présente un gradient de vitesse faible, 6,6 et 7,2 km/s, et une épaisseur de 11-12 km environ. La couche 1 est associée normalement à la couverture sédimentaire de

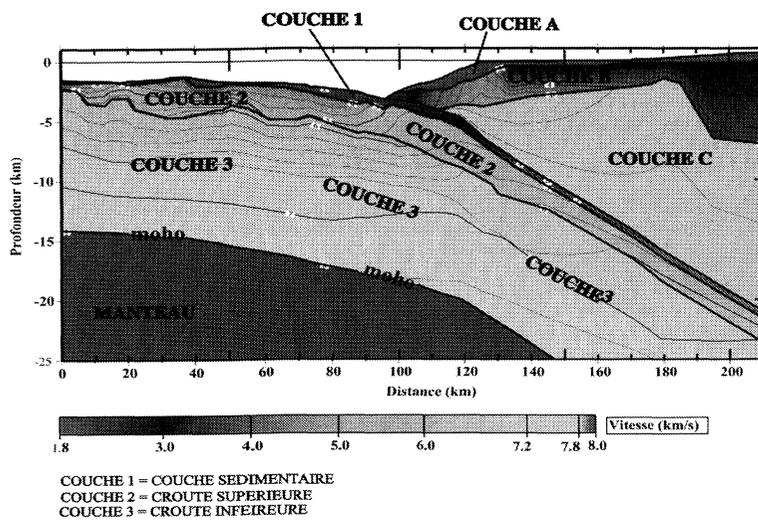


FIG. 4. – Modèle de vitesse obtenue.

la plaque plongeante, tandis que les couches 2 et 3 correspondent respectivement à la croûte supérieure et inférieure.

Il faut remarquer que l'épaisseur crustale déterminée ne correspond pas aux croûtes océaniques normales d'épaisseurs 7 à 10 km. Ici, cette croûte atteint 14 km environ. Par ailleurs, il faut noter que l'épaississement total est principalement dû à l'épaississement de la croûte inférieure. Une croûte inférieure plus puissante implique un apport important de matériel magmatique, qui est lié à la génération d'une croûte océanique affectée directement par l'activité d'un point chaud [White *et al.*, 1992 ; Mutter et Mutter, 1993]. Dans notre cas, l'épaississement de la plaque de Nazca est dû à la présence de la ride de Carnégie, et avec notre modèle nous pouvons confirmer son origine à partir du point chaud des Galápagos dans la dorsale Galápagos, comme il avait été proposé par Hey, 1977 et Lonsdale et Klitgord, 1978. Cette structure est semblable à celles des autres rides comme Malpelo [Marcaillou, 2000] et Cocos [GEOMAR Report 94 ; Sallarès, com. pers.].

Dans la plaque chevauchante nous avons distingué trois couches. La première (couche A) avec des faibles vitesses entre 2 et 2,5 km/s.

Cette couche commence à environ 5 km à l'est de la fosse et montre des épaisseurs qui diminuent vers le continent. Ensuite, la couche B, localisée près de la zone de la fosse, montre d'importantes variations latérales de vitesse entre 3 et 3,5 jusqu'à 4,5 km/s, avec une épaisseur de 2 km. À partir des données des stations terrestres nous avons modélisé un épaississement de cette couche de 6,5 km environ. Enfin, la couche C commence vers 17 km de la fosse et montre des vitesses entre 6 et 6,5 km/s.

En comparant l'interprétation du profil de réflexion coïncidant avec ceux de réfraction (fig. 5), nous remarquons d'abord un bonne correspondance pour la couche 1, sur la plaque plongeante et aussi sous la marge. Par ailleurs nous pouvons remarquer que la croûte supérieure a été aussi repérée dans l'interprétation du profil multitrace. Dans la marge chevauchante, les trois couches identifiées dans le modèle de réfraction correspondent bien avec les principales formations géologiques interprétées. D'abord, la couche C est associée au socle de la marge, liée aux terrains océaniques allochtones et correspondant à la Formation Piñón. La couche B, correspondrait aux séries sédimentaires pélagiques de la formation Calentura et deux kilomètres des dépôts de la formation Cayo et des séquences sédimentaires paléogènes et néogènes. Cette couche se prolonge jusqu'à la fosse, où elle représenterait un prisme d'accrétion réduit et les séquences correspondant à la formation Cayo. Finalement la couche A est associée aux sédiments néogènes et plus récents de la marge. Les vitesses sismiques obtenues confirment la nature des roches basaltiques et

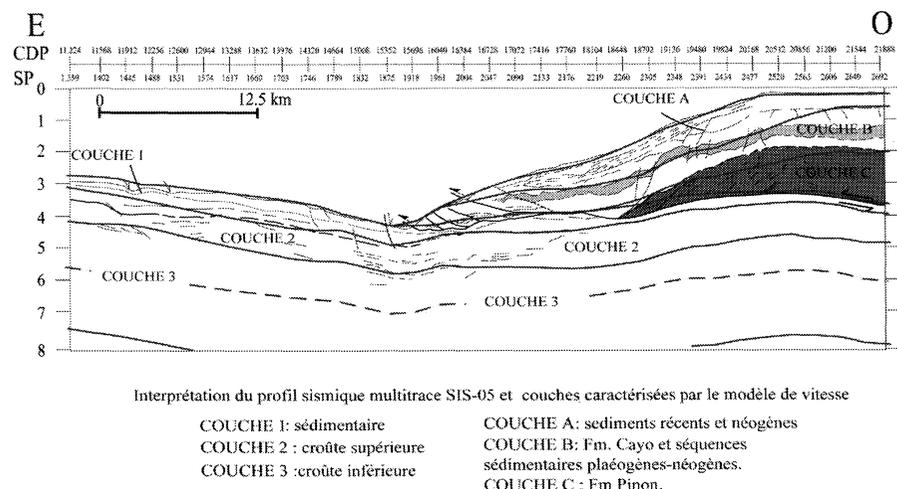


FIG. 5. – Comparaison entre le modèle sismique réfraction et l'interprétation du profil réflexion coïncident.

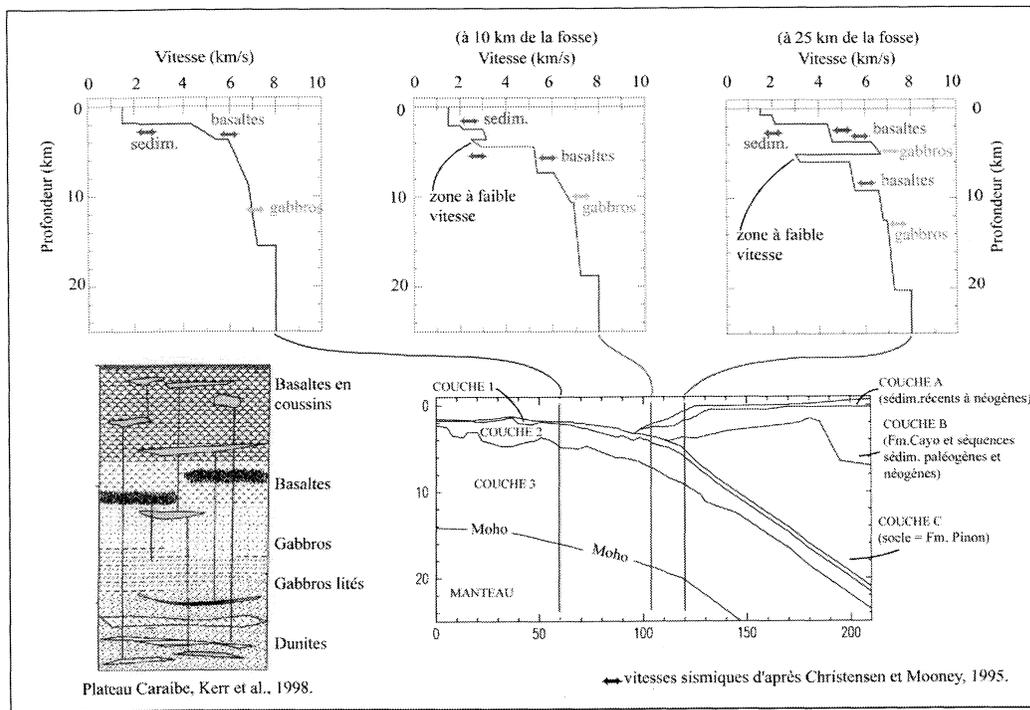


FIG. 6. – Lois de vitesse : a) pour la croûte océanique, b) à 10 km. de la fosse et c) à 25 km de la fosse. Nature des roches et vitesses sismiques d'après Christensen et Mooney [1995] et repère de la zone à faible vitesse. d) profil lithologique du Plateau Caraïbe, d'après Kerr *et al.* [1998].

gabbroïques pour le socle et des vitesses faibles pour les séquences sédimentaires supérieures [Christensen et Mooney, 1995] (fig. 6).

Un point important de cette étude a été l'identification d'une zone d'ombre sur les données des OBS déployés sur la marge (fig. 7). Cette zone, générée par la présence d'une région à moindre vitesse [p.e Lay et Wallace, 1995], a été mise en évidence par un saut des temps d'arrivée (0,5–1 std) et une perte de l'énergie des ondes sur les sections sismiques. Lors de la modélisation des temps d'arrivée, nous avons associé cette zone d'ombre à la présence d'un couloir à faible vitesse formé par les sédiments de la couche 1 entrant en subduction et/ou sous-plaquéés au-dessous de la marge. Il pourrait aussi être formé par matériel additionnel produit par un processus d'érosion tectonique comme il était suggéré par Villamar [2001]. Au-delà de 17 km de la fosse la loi de vitesse montre une zone à faible vitesse plus épaisse que celle près de la fosse (fig. 6 b et c). Cette différence est expliquée par des vitesses supérieures à la base de la plaque chevauchante par rapport aux vitesses au toit de la plaque plongeante. Vers l'est, nous ne pouvons pas assurer la présence de sédiments et donc la nature de la zone d'ombre reste encore à étudier par une modélisation des amplitudes. Cette zone d'ombre n'a pas été observée sur les profils sismiques de la zone du nord.

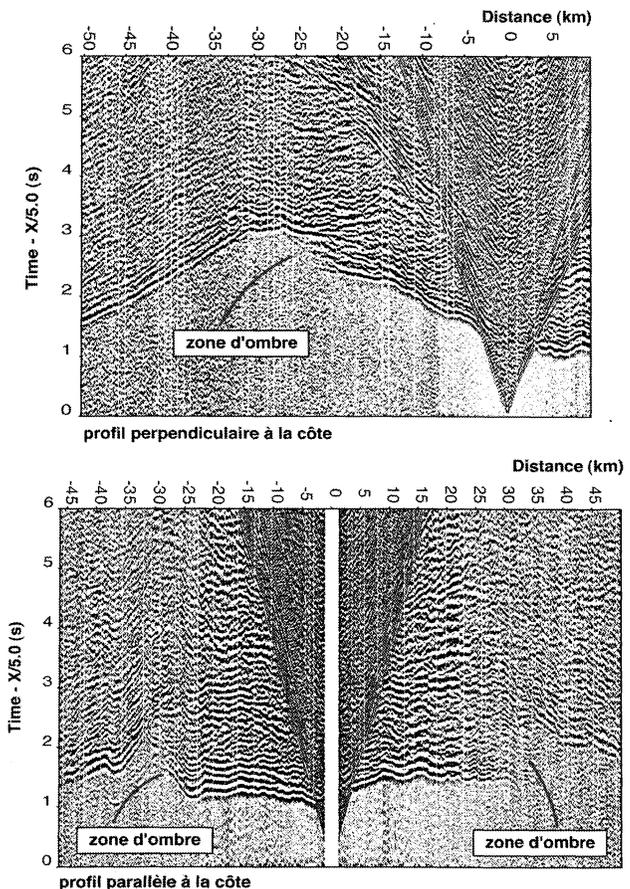


FIG. 7. – Identification de la zone d'ombre sur les profils des OBS déployés sur la marge.

L'angle de subduction est de 9° environ au-dessous de la marge. Cet angle est plus fort que l'angle déterminé pour la subduction du sud de la Colombie [5° ; Agudelo, 2001]. Cette différence entre les angles de subduction indiquerait probablement une diminution de la largeur de la zone de couplage, et l'absence de grands séismes plus au sud.

5. – CONCLUSIONS

La structure crustale déterminée pour la ride de Carnégie montre une loi de vitesse caractéristique d'une croûte océanique. L'épaississement crustal en faveur de la croûte inférieure témoigne de l'origine de cette croûte océanique affectée par l'activité directe du point chaud des Galápagos dans la dorsale.

La structure de la plaque chevauchante est en accord avec l'interprétation du profil multitrace coïncidant, montrant le socle ophiolitique (fm. Piñón) qui s'étend jusqu'à 17 km de la fosse ; la formation volcanoclastique Cayo qui s'étend très près de la fosse ; des séquences paléogènes et néogènes et l'absence d'un prisme d'accrétion.

L'angle de 9° sous la marge équatorienne est plus fort que celui du sud de la Colombie, indiquant probablement une diminution de la largeur de la zone de couplage et en conséquence l'absence de grands séismes.

La présence d'un couloir à faible vitesse marqué au contact inter-plaque a été liée à la présence de sédiments subduits ou sous-plaqués au-dessous de la marge jusqu'à 17 km à l'est de la fosse. Au-delà, l'ensemble de la croûte supérieure est à plus faible vitesse que le socle ophiolitique. La présence des sédiments ne peut pas être prouvée pour la partie est du modèle. En Colombie cette zone d'ombre n'a pas été identifiée. La question reste ouverte : la présence d'une zone à faible vitesse marque-t-elle un faible couplage ?

Références

- AGUDELO W. (2001). – La marge convergente sud-ouest colombienne : structure et déformation à partir des données de sismique multitrace et grand-angle. Mémoire de DEA, Dynamique de la lithosphère. *Géol. Alpine*, **77**, 43-47
- CHRISTENSEN N. I. & MOONEY W. D. (1995). – Seismic velocity structure and composition of the continental crust : a global view. *J. Geophys. Res.*, **100**, 9761-9788. *Geophys. Journal of Astronomy Society*, **68** (B4), 2545-2555.
- GEOMAR Repport 94, Paganini Cruise: Panama basin and Galapagos "Plume". New Investigations of the Interplate magmatism, San Diego Caldera, Sep-7/Nov-7, 1999.
- GUTSCHER M. A., MALAVIELLE J., LALLEMAND S. & COLLOT J. Y. (1999). – Tectonic segmentation of the North Andean margin : impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet. Sci. Let.*, **168**, 255-270.
- HEY R. N. (1977). – Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1404-1420.
- KERR C. A., TARNEY J., NIVIA A., MARRINER G. F. & SAUNDERS A. D. (1998). – The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted Cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean. *Tectonophysics*, **292**, 173-188.
- LONSDALE P. (1978). – Ecuadorian subduction system. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **62**, 12, 2454-2477.
- LONSDALE P. & KLITGORD, K. D. (1978). – Structure and Tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 981-999.
- MARCAILLOU B. (2000). – Structure profonde de la ride de Malpelo (Colombie) : implications géodynamiques (Modélisation des données grand angle). Mémoire de DEA : Dynamique de la Lithosphère. *Géol. Alpine*, **76**, 274-276
- MENDOZA, C. & DEWEY J. (1984). – Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979, implications for barrier models of earthquakes rupture. *Bull. Seismological Society of America*, **74**, 2, 577-593.
- MUTTER C. Z. & MUTTER J. C. (1993). – Variations in thickness of layer 3 dominate oceanic crustal structure. *Earth Planet. Sci. Let.*, **117**, 295-317.
- LAY T. & WALLACE T. (1995). – Modern Global Seismology, Academic Press, Inc., California, 521 p.
- VILLAMAR R. (2001). – Subduction de la ride de Carnégie sous la marge de l'Equateur: structure et déformation à partir des données de sismique multitrace. Mémoire de DEA : Dynamique de la Lithosphère. *Géol. Alpine*, **77**, 104-107.
- WHITE, R. S., MCKENZIE D. & O'NIONS K. (1992). – Oceanic Crustal Thickness From Seismic Measurements and Rare Earth Element Inversions. *J. Geophys. Res.*, **97**, 19683-19715.
- ZELT C. A. & SMITH R. B. (1992). – Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure. *Geophys. J. Int.*, **108**, 16-34.

Tuteurs : N. BETHOUX, P. CHARVIS, Univ. Nice, IRD.

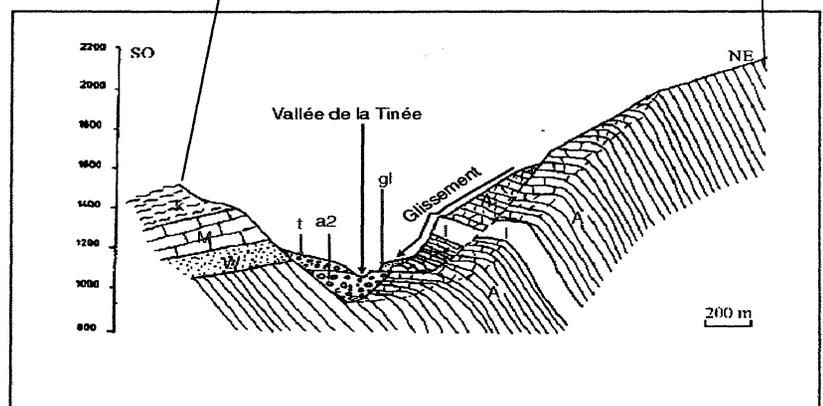
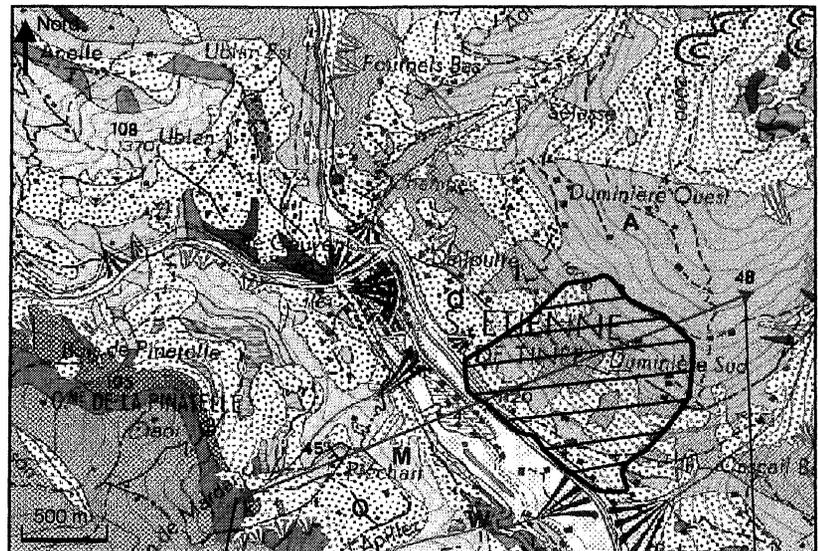
Labortoire d'accueil : Géosciences Azur, Villefranche sur mer.

Restitution numérique du relief à partir de photographies aériennes stéréoscopiques : application aux glissements de terrain

Bérangère CASSON

Les mouvements gravitaires sont un des risques naturels les plus coûteux et les moins bien compris à l'échelle mondiale. Diverses techniques sont utilisées pour détecter et suivre l'évolution de ces zones instables parmi lesquelles la télé-détection spatiale et aérienne. Cependant, les mesures des mouvements de terrain sont principalement ponctuelles, les images de la déformation n'étant disponibles que depuis une dizaine d'années. En conséquence, nous nous proposons de développer une technique numérique de restitution de la topographie à partir de photographies aériennes stéréoscopiques de l'IGN (Institut Géographique National). Ces MNT devront présenter à la fois une haute résolution et une haute précision de l'ordre du mètre. Cette technique permettra alors de disposer d'images tridimensionnelles de la déformation, sur une base de données de plus de 50 ans, et d'ortho-rectifier les images aériennes.

La construction d'un MNT à partir d'images aériennes se fait en trois étapes. Après avoir sélectionné et numérisé les deux images aériennes d'un couple stéréoscopique, les couples de points homologues (*i.e.* représentant le même point sur le terrain) sont recherchés sur chaque cliché. Ceci est réalisé avec la transformée de Fourier qui permet d'identifier une même structure sur deux images d'une même zone prises sous des angles différents. Cette étape dite de corrélation calcule le décalage entre la position d'un point sur l'image 1 et la position de son homologue sur l'image 2. À partir des décalages entre les points homologues et des formules fondamentales de la photogrammétrie reliant la position d'un point au sol à sa position image et inversement, la topographie de la zone imagée est calculée.



Formations quaternaires (Q)		
t: Déjections torrentielles	gl: Fluvio-glaciaire	a2: Alluvions
Couverture sédimentaire		
k: Marnes à gypse	M: Calcaire triasique	W: Grès Werfénien
Socle métamorphique		
A: Orthogneiss migmatitique d'Anelle	I: Méta-diorite d'Iglière	

FIG. 1. – Situation géologique du glissement de la Clapière.

a) Extrait de la carte géologique à 1/50 000 de la zone.

b) Coupe géologique SW-NE au niveau du glissement [d'après Follaci 1987].

La coupe stéréoscopique d'images aériennes de 1991 réalisées au-dessus du glissement de la Clapière, situé en aval du village de Saint-Etienne-de-Tinée dans les Alpes Maritimes, a permis de construire un MNT de

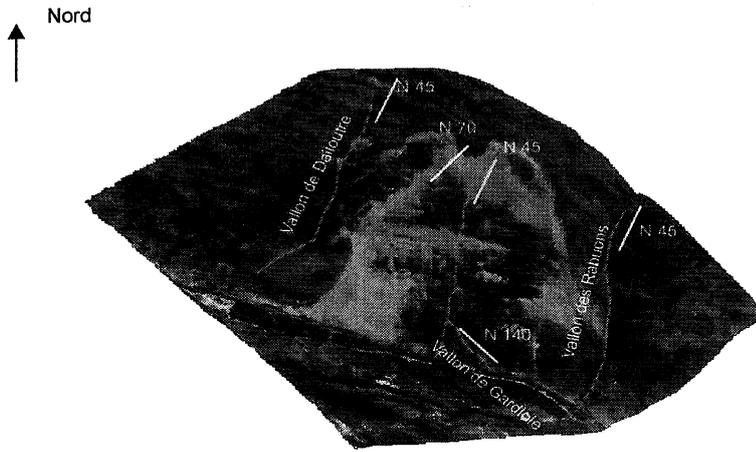


FIG. 2. – Schéma structural simplifié du glissement présenté sur le MNT.

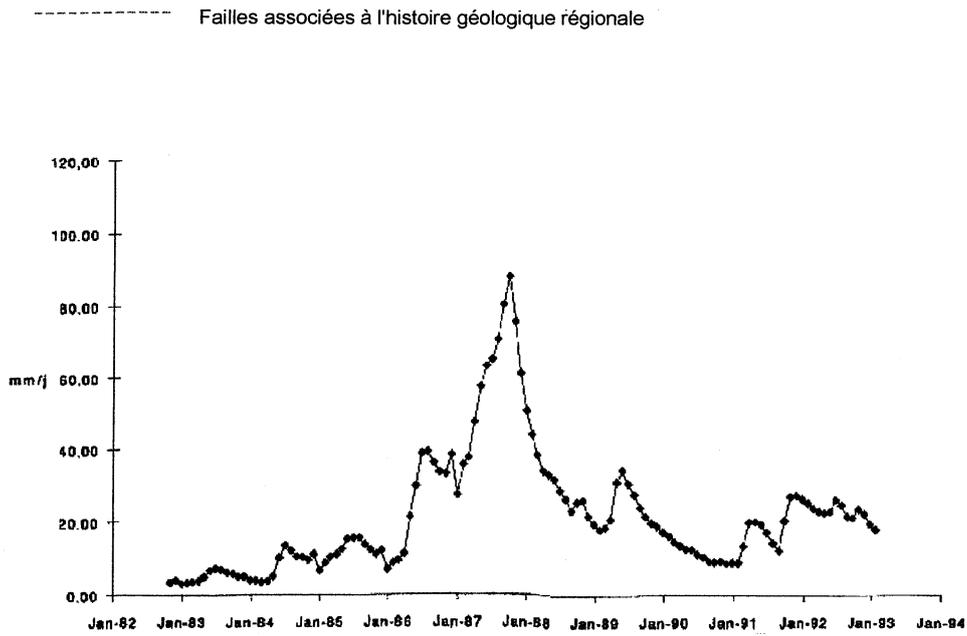


FIG. 3. – Vitesse moyenne de la cible 10 de distancemétrie laser située au centre du glissement [d'après Fruneau, 1995].

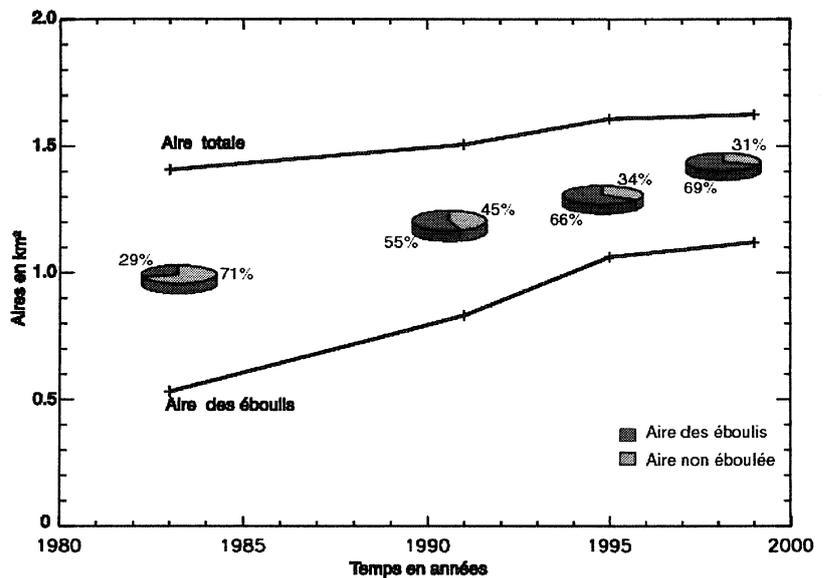


FIG. 4. – Évolution de l'aire du glissement et des éboulis en fonction du temps.

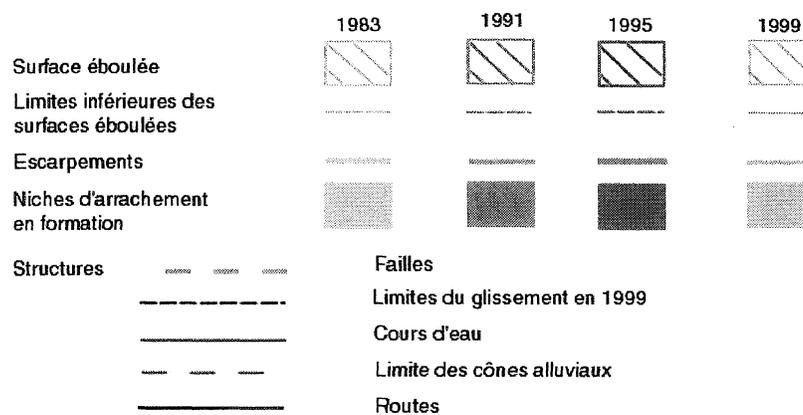
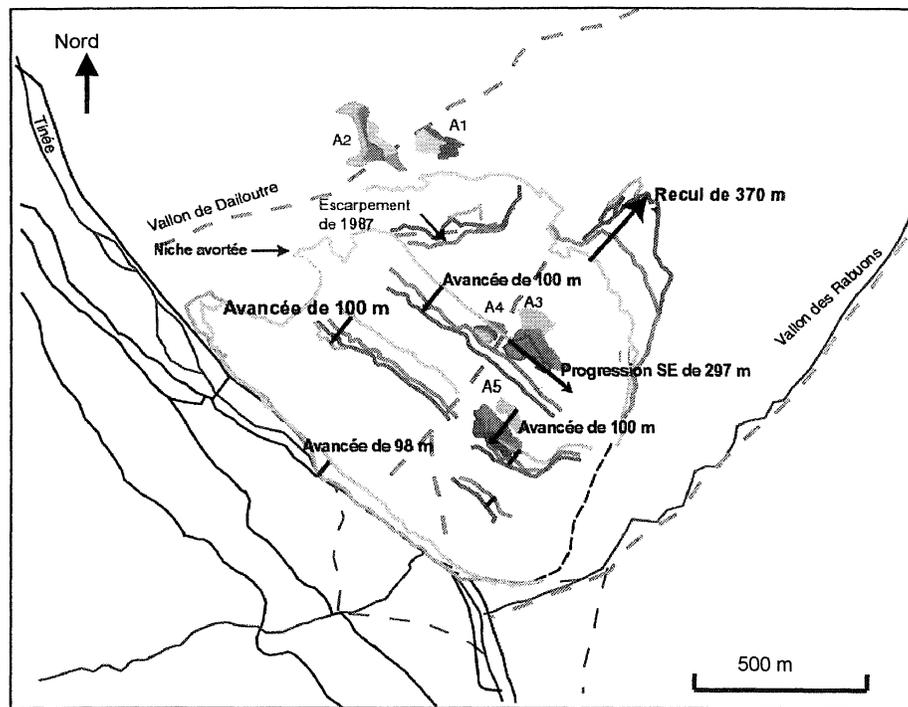


FIG. 5. – Synthèse des résultats.

la zone en mouvement avec la technique développée. La résolution de 1,27 m pour une précision relative de 2,7 m de l'objet tridimensionnel obtenu est bien en accord avec nos objectifs. L'ortho-rectification de 4 clichés (1983, 1991, 1995, 1999) à partir de ce MNT a ensuite été réalisée afin de mesurer les paramètres géométriques caractéristiques du glissement, avec une précision relative de 15 m, et de suivre leur évolution. Cette étude a mis en évidence l'extension possible du glissement vers l'ouest au-dessus du village, le recul important de la zone sommitale tandis que les autres limites semblent assez stables au cours de ces seize années. L'étude de l'aire du glissement et des éboulis a permis d'évaluer à 4 m l'épaisseur de ces derniers. Enfin, l'étude des mouvements internes met en évidence un déplacement uniforme (à 15 m près) des structures du glissement de 100 m environ dans le sens de la pente entre 1983 et 1999. Cette valeur, égale au déplacement

total du front pendant cette période, témoigne d'un faible épaissement frontal et/ou d'une faible exportation de matériel par la rivière voisine.

L'amélioration de la technique de construction des MNT permettra cependant d'améliorer la précision des mesures et de réaliser des études volumiques sur des surfaces plus vastes et des durées plus longues. Seule la répétitivité des mesures ne pourra être améliorée puisqu'elle dépend entièrement de la cadence des campagnes photographiques IG.

*Tuteurs : C. DELACOURT, P. ALLEMAND, D. BARATOUX, UCBL.
Laboratoire d'accueil : Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, UMR 5570, UCB Lyon 1.*

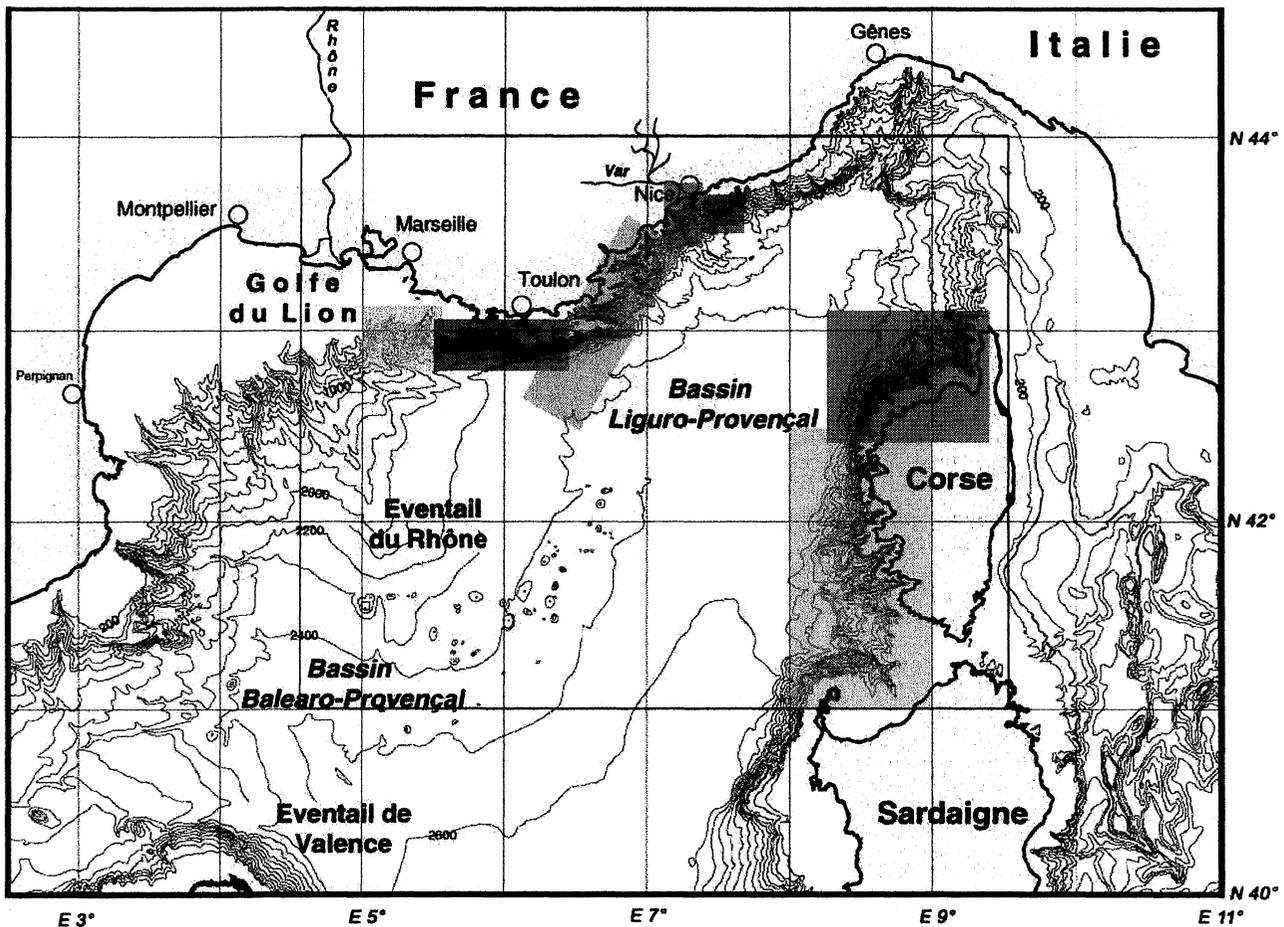
Identification et caractérisations des canyons et glissements sous-marins sur les marges liguro-provençales

Frédérique LEIBUNDGUT

L'objectif de ce travail de DEA était de caractériser les vallées et canyons sous-marins ainsi que les interfluvés associés afin de comprendre la répartition des phénomènes gravitaires sur la pente continentale du bassin liguro-provençal.

Ce but a été partiellement atteint à partir du traitement, de l'analyse et de l'interprétation de données géo-

physiques marines acquises sur des N/O de l'Ifremer lors de trois campagnes, Mesea I (1990), Mesin (1991) et la campagne d'essai de l'EM300 mis en oeuvre pour la première fois en 2000. Ces données (bathymétrie multifaisceaux et sondeur de sédiments) ont permis l'élaboration de Modèles Numériques de Terrain (MNT) et de cartes de répartition d'écho-faciès représentant les



Le secteur d'étude est localisé entre 4°30' et 9°30' de longitude Est et 41° et 44° de latitude Nord (cadre noir).

- Corse occidentale
- Corse Nord occidentale
- Zone 4 bis (Monaco)
- Zone du Var
- Zone 4 (Stoechades-Cannes)
- Zone 3 (Toulon)
- Zone 2 (Marseille)

FIG. 1. – Carte bathymétrique du bassin nord-ouest méditerranéen [d'après Gaullier *et al.*, 1998, modifié Leibundgut 2001].

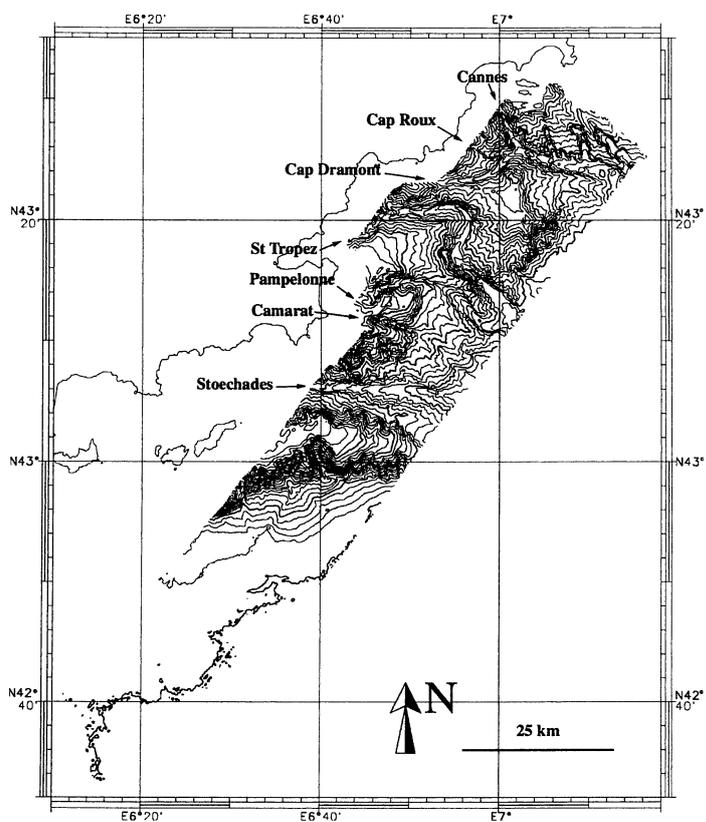


FIG. 2A. – Carte bathymétrique. Zone 4 (Stoichades-Cannes).

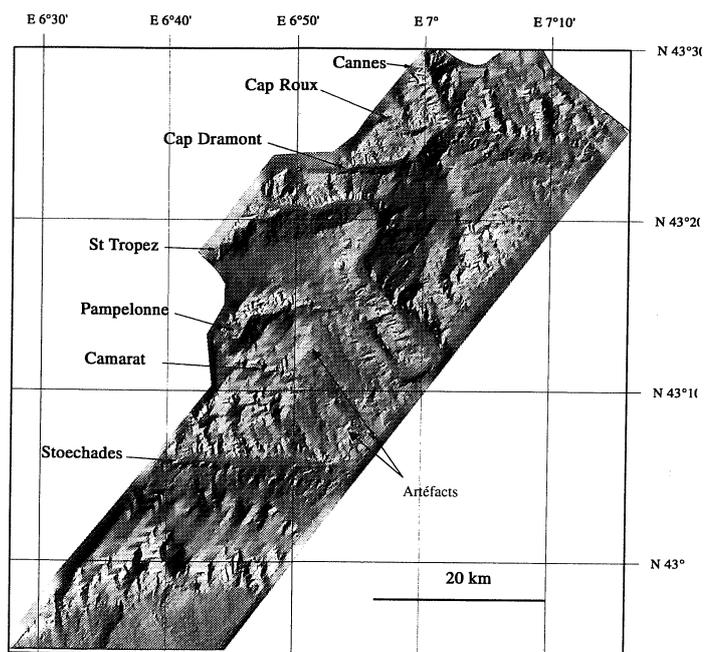


FIG. 2B. – Carte d'ombrage zone 4.
Paramètres de l'éclairage : Azimut : 130, Inclinaison 30°.

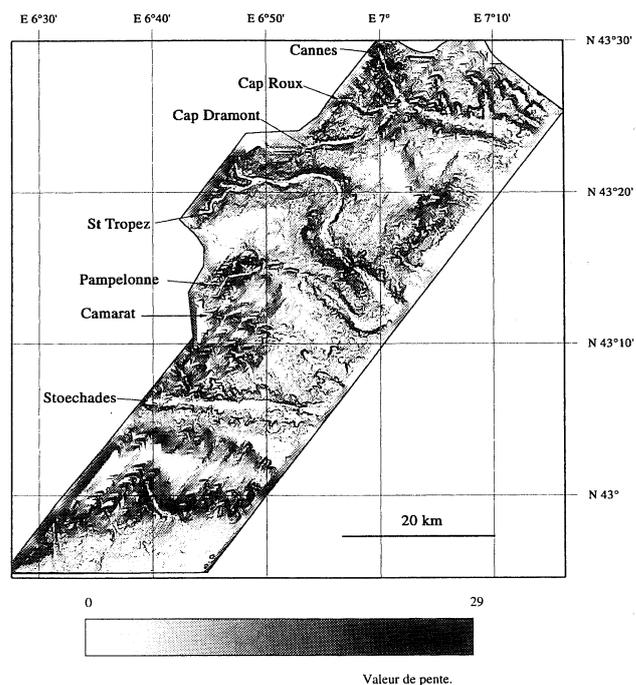


FIG. 2C. – Carte de pentes zone 4.

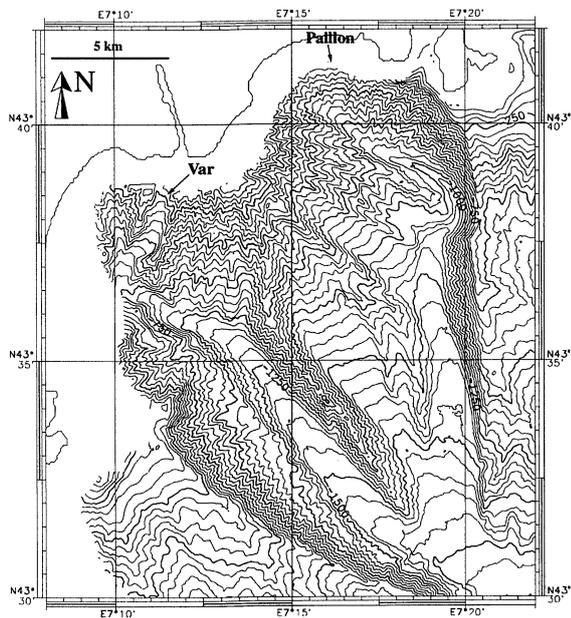


FIG.3A. – Carte bathymétrique. Zone du Var.

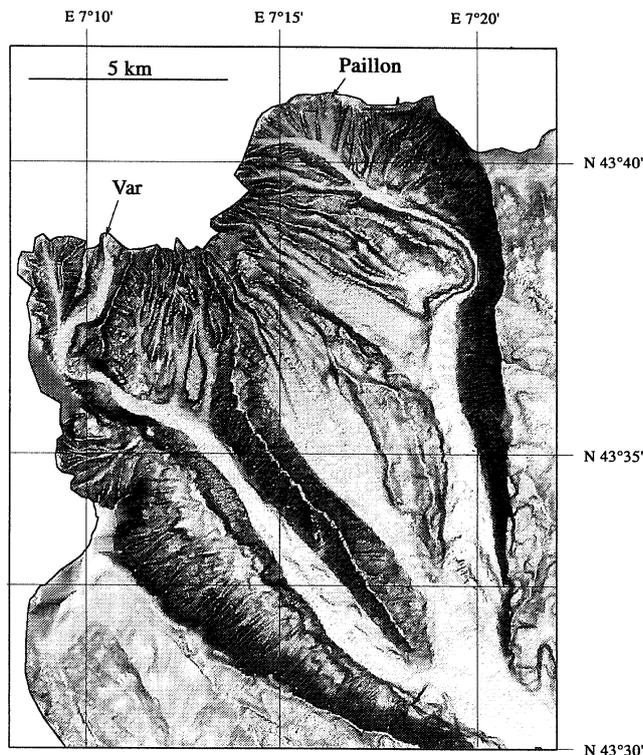


FIG. 3C. – Carte des pentes zone du Var.

Les escarpements semi-circulaires sont très visibles sur cette carte. On remarque que ces structures remontent le long de la pente. Elles induisent des ravinements qui atteignent jusqu'à la ligne de crête du Cap d'Antibes.

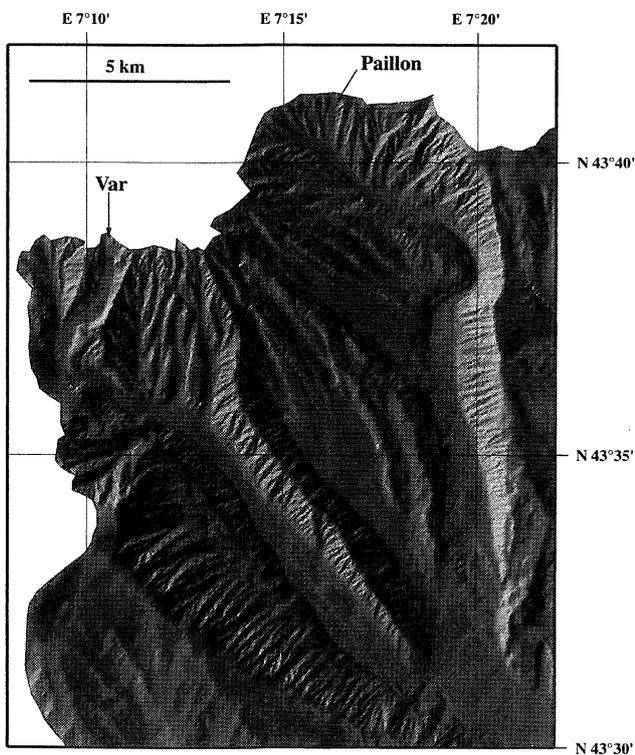


FIG. 3B. – Carte d'ombrage zone du Var.

Paramètres de l'éclairage : Azimut : 300, Inclinaison 25°.

Un résultat majeur de ce travail est le contrôle de l'héritage structural sur le tracé des canyons et vallées. L'omniprésence des glissements sous-marins sur le rebord de la plate-forme continentale a également été mise en évidence. Ils se développent aussi sur la pente et peuvent évoluer au cours de leur trajet vers le glacier en *débris flows* puis en courants de turbidité.

L'évolution de ces trois types d'instabilités gravitaires, glissements, *débris flows* et courants de turbidité, suggère que la pente continentale du bassin liguro-provençal est un système en déséquilibre sous l'action de courants de turbidité à forte densité dans tout le bassin. Il en résulte un important transit sédimentaire entre une plate-forme continentale étroite, voire inexistante (dans le cas de la Baie des Anges), et un glacier jalonné de rides sédimentaires et de lobes turbidités.

marges du secteur d'étude soit une zone allant de Marseille à Monaco et du Cap Corse aux Bouches de Bonifacio. Par analogie avec les systèmes fluviaux à terre, une classification en fonction des tracés et des profils des vallées et canyons sous-marins a été établie.

Le déclenchement de ces phénomènes semble être principalement contrôlé par les variations eustatiques quaternaires à l'origine des variations de l'espace disponible susceptibles d'initier des instabilités gravitaires.

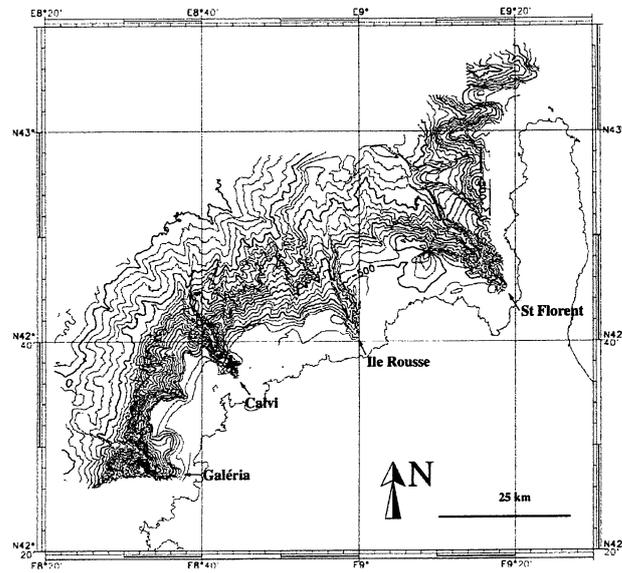


FIG. 4A. – Carte bathymétrique.
Zone de Corse Nord occidentale.

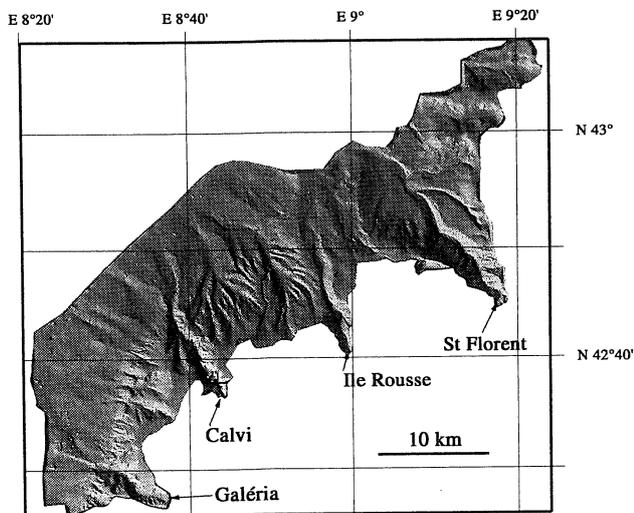


FIG. 4B. – Carte d'ombrage, zone de Corse Nordoccidentale.
Paramètres de l'éclairage : Azimut : 225, Inclinaison 30°.

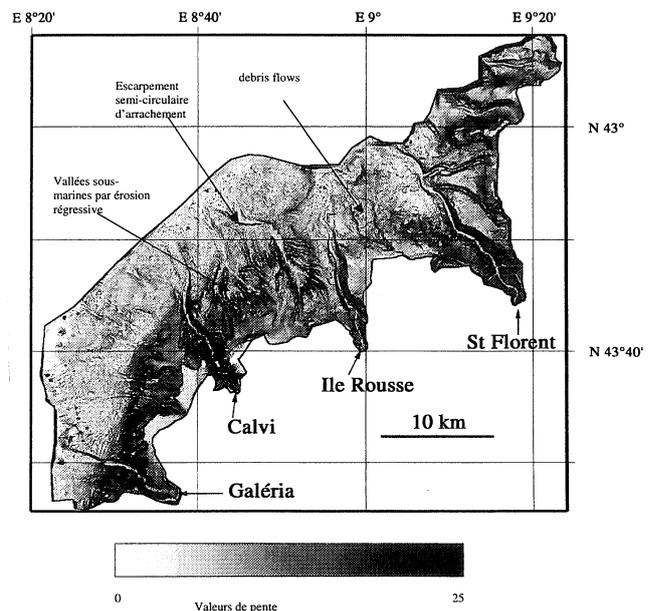


FIG. 4C. – Carte des pentes.
Zone de Corse Nordoccidentale.

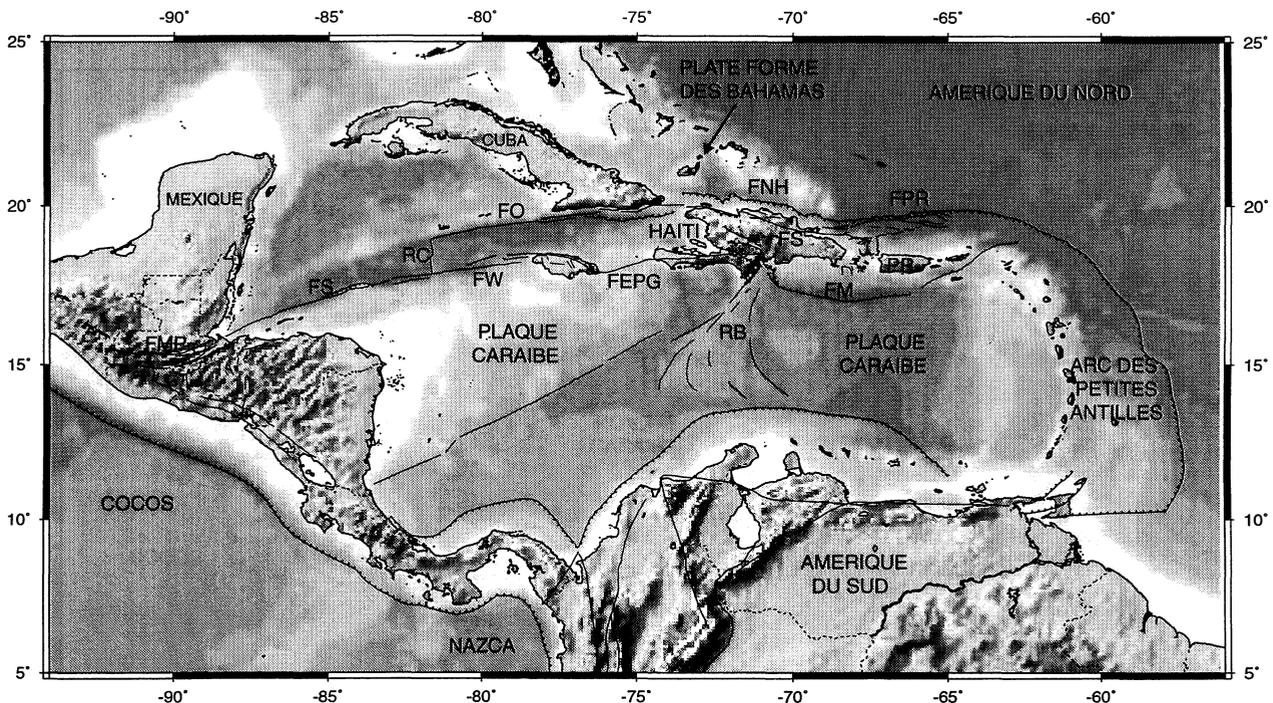
Tutrices : F. SAGE, V. GAULLIER, Univ. Paris 6.
Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Villefranche sur mer.

Mécanismes de la déformation active au passage subduction-décrochement le long de la frontière de plaques nord-caraïbe : géodésie GPS et modélisation numérique

Yves MAZABRAUD

La frontière de plaque Caraïbe-Amérique du Nord est une zone sismogénique large de 100 à 250 km caractérisée par du décrochement sénestre sur près de 2000 km, le long de la bordure nord de la mer des Caraïbes. La frontière de plaque est particulièrement large à la longitude d'Hispaniola où elle est constituée par un réseau de failles actives décrochant sénestre et contractionnel. Le long de la frontière orientale de la

plaque Caraïbe, la lithosphère océanique Atlantique passe en subduction sous l'arc des Petites Antilles. La subduction frontale sous les Petites Antilles passe progressivement à de la subduction oblique à la longitude de Puerto Rico et des Îles Vierges. Puis, à l'ouest de Puerto Rico, et en particulier au niveau d'Hispaniola, la frontière de plaque est principalement décrochante.



PR: Puerto Rico, FM: fosse Muertos, RB: ride de Beata, FEPG: faille Enriquillo Plantain Garden, FW: faille Walton
RC: ride Cayman, FS: faille Swan, FMP: faille de Polochic Motagua, FO: faille Orientale, FNH: faille Nord Hispaniola
FS: faille Septentrionale, FPR: fosse de Puerto Rico

FIG. 1. – Situation géodynamique de la plaque Caraïbe.

Le GPS (*Global Positioning System*) représente un outil particulièrement bien adapté pour la mesure de déformations crustales aux frontières de plaques grâce à sa précision (2-3 mm horizontalement sur des distances de plusieurs centaines de kilomètres) et à la possibilité de mesurer des réseaux denses sur de larges zones. Un champ de vitesses obtenu par plusieurs époques de mesures de repères géodésique d'un réseau de 1994, densifié en 1999, en République Dominicaine, est

présenté en prenant en compte les nouveaux résultats fournis par la deuxième époque de mesure des nouveaux sites.

Les vitesses des sites à Puerto Rico et à l'extrême sud-ouest de la République Dominicaine présentent une très bonne corrélation avec les prédictions du modèle cinématique de DeMets *et al.* [2000] pour la plaque Caraïbe rigide. Ces sites sont donc considérés comme

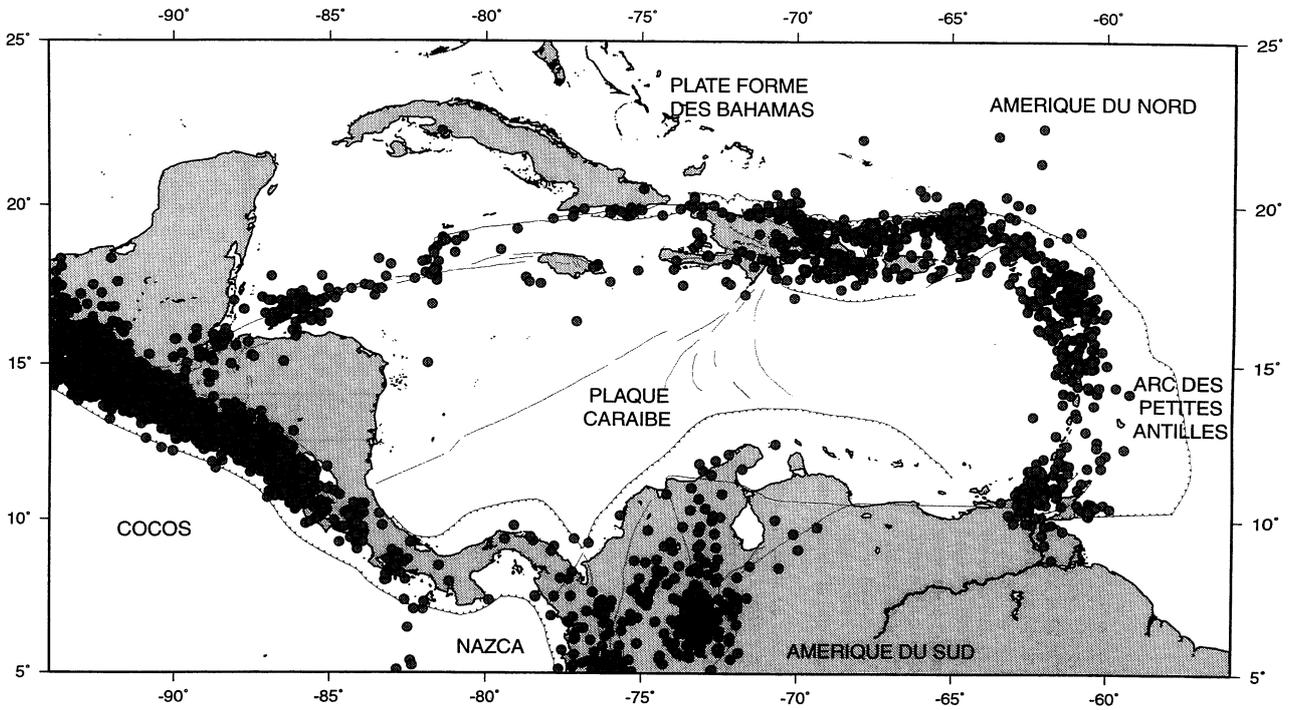


FIG. 2. – Carte des Caraïbes, les épicentres des séismes sont représentés par des points noirs.

faisant partie de l'intérieur de la plaque Caraïbe. Les vitesses des autres sites à Hispaniola ne correspondent pas aux prédictions de ce modèle et présentent une nette décroissance du sud vers le nord de l'île. Un gradient de vitesses très marqué, suggérant l'accumulation de défor-

mation élastique sur une ou des failles bloquées, est observé du sud au nord d'Hispaniola.

Des simulations numériques sont ensuite présentées, afin de quantifier les mouvements sur les principales failles actives de la frontière de plaque en utilisant un

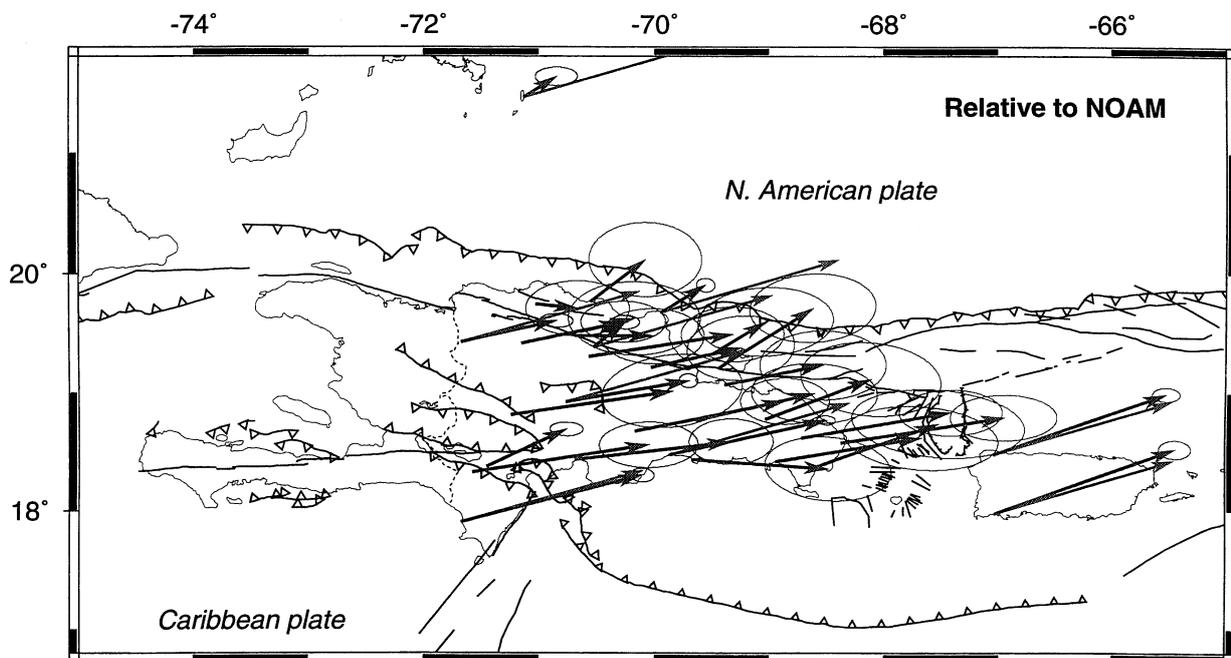


FIG. 3. – Comparaison des vitesses GPS observées (en noir) et des vitesses prédites (en gris) pour la plaque Caraïbe par DeMets *et al.* [2000] dans l'ITRF 97 par rapport à l'Amérique du Nord supposée fixe.

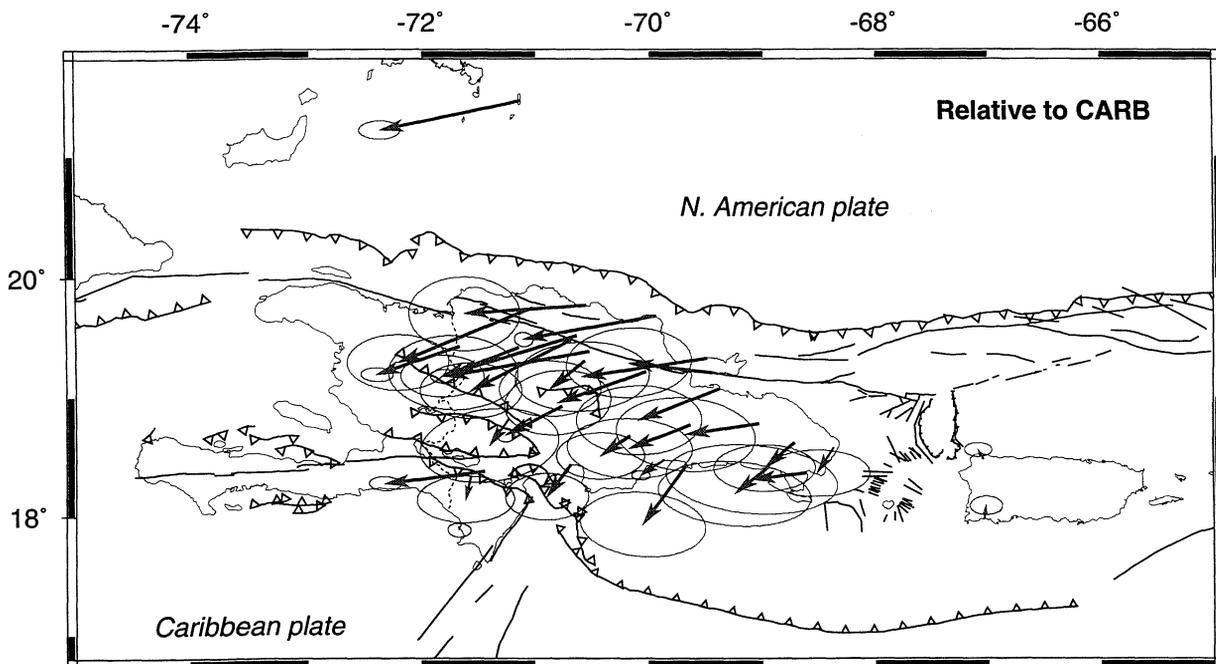


FIG. 4. – Vitesses GPS observées par rapport à la plaque Caraïbe supposée fixe.

modèle élastique 3D de dislocation sur des failles bloquées. Les différents tests effectués montrent que la géométrie des failles et les taux de mouvement proposés par Mann *et al.* (soumis) permettent une bonne approximation des vitesses GPS observées. Nous confirmons donc leurs estimations.

L'installation d'un réseau GPS à Haïti permettrait

une meilleure quantification des déformations actives. Les modélisations numériques à venir devraient prendre en compte des paramètres comme la rhéologie, la présence/absence de la collision avec la plate-forme des Bahamas, les forces de friction et surtout les forces de volume qui jouent probablement un rôle important dans la répartition des déformations au sein de la frontière de plaque.

Tuteur : E. CALAIS,

Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Laboratoire de Déformation active, Rupture et Ondes, UMR 6526, Nice-Sophia Antipolis

Le volcanisme triasique de Mamonia (Chypre occidentale) : témoin d'un point chaud intra-téthysien

Alexandre NARROS

La géologie du sud-ouest de l'île de Chypre est caractérisée par la présence de formations volcano-sédimentaires (nappes de Mamonia), datées du Trias supérieur au Crétacé, qui chevauchent l'ophiolite crétacé supérieur du Troodos.

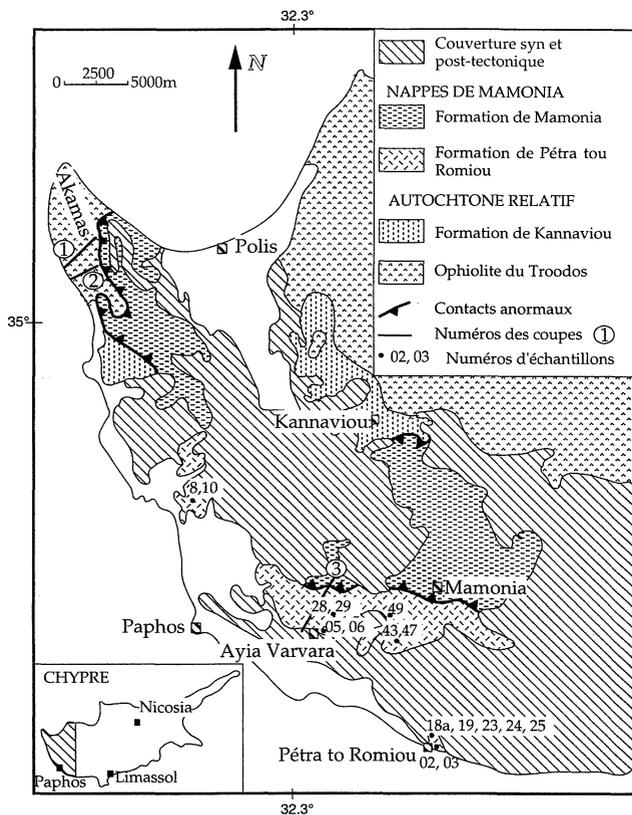
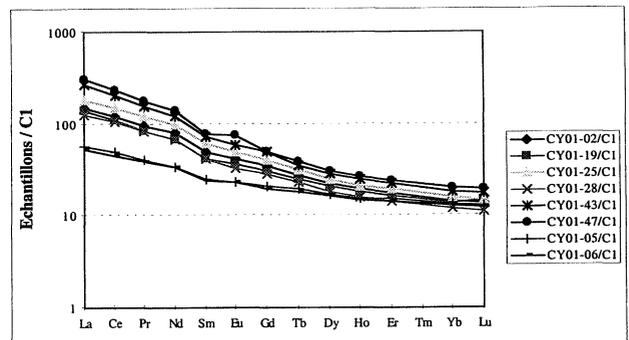


FIG. 1. – Carte géologique simplifiée du district de Paphos-Polis.

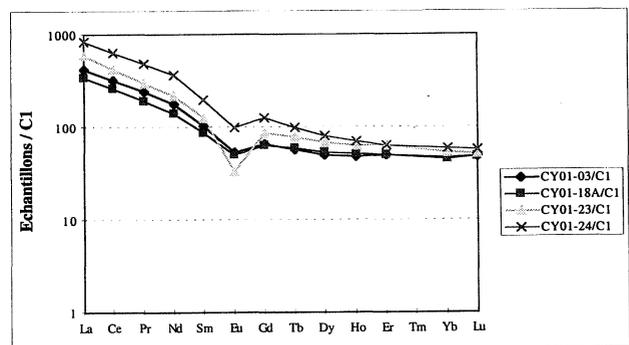
Le Trias supérieur comprend des basaltes et des trachytes associés à une sédimentation pélagique et/ou récifale. Au sein des laves, quatre groupes ont été reconnus, sur la base de leurs caractères pétrographiques, géochimiques et isotopiques.

- Le groupe 1 présente des caractéristiques de N-MORB mais diffère de ces derniers par des $(\epsilon Nd)_i$ moins élevés compris entre + 5,4 et + 7,4.

- Le groupe 2 est caractérisé par des spectres de terres rares faiblement enrichis en terres rares légères et un $(\epsilon Nd)_i$ de + 7,7. Il est typique des tholéiites d'îles océaniques (OIT).
- Le groupe 3, formé par des basaltes alcalins, est caractérisé par des rapports $(La/Yb)_n$ compris entre 4 et 15 et des signatures isotopiques en Pb et en Nd [$(\epsilon Nd)_i = + 3,4$ à + 4,6] typiques de sources enrichies d'îles intra-océaniques (OIB).
- Le groupe 4 des trachytes présente de très forts enrichissements et des teneurs très élevées en éléments incompatibles. Leurs sources sont très comparables à celles du groupe 3.



a



b

FIG. 2. – Diagramme de terres rares normalisés aux chondrites [Sun et Mc Donough 1989].

a : groupe des basaltes alcalins ; b : groupe des trachytes.

Ceci montre que le volcanisme de Mamonia représente le témoin d'un point chaud. Ce volcanisme évolue au cours du temps depuis des termes tholéiitiques plus primitifs et appauvris (groupe 1) jusqu'à des faciès

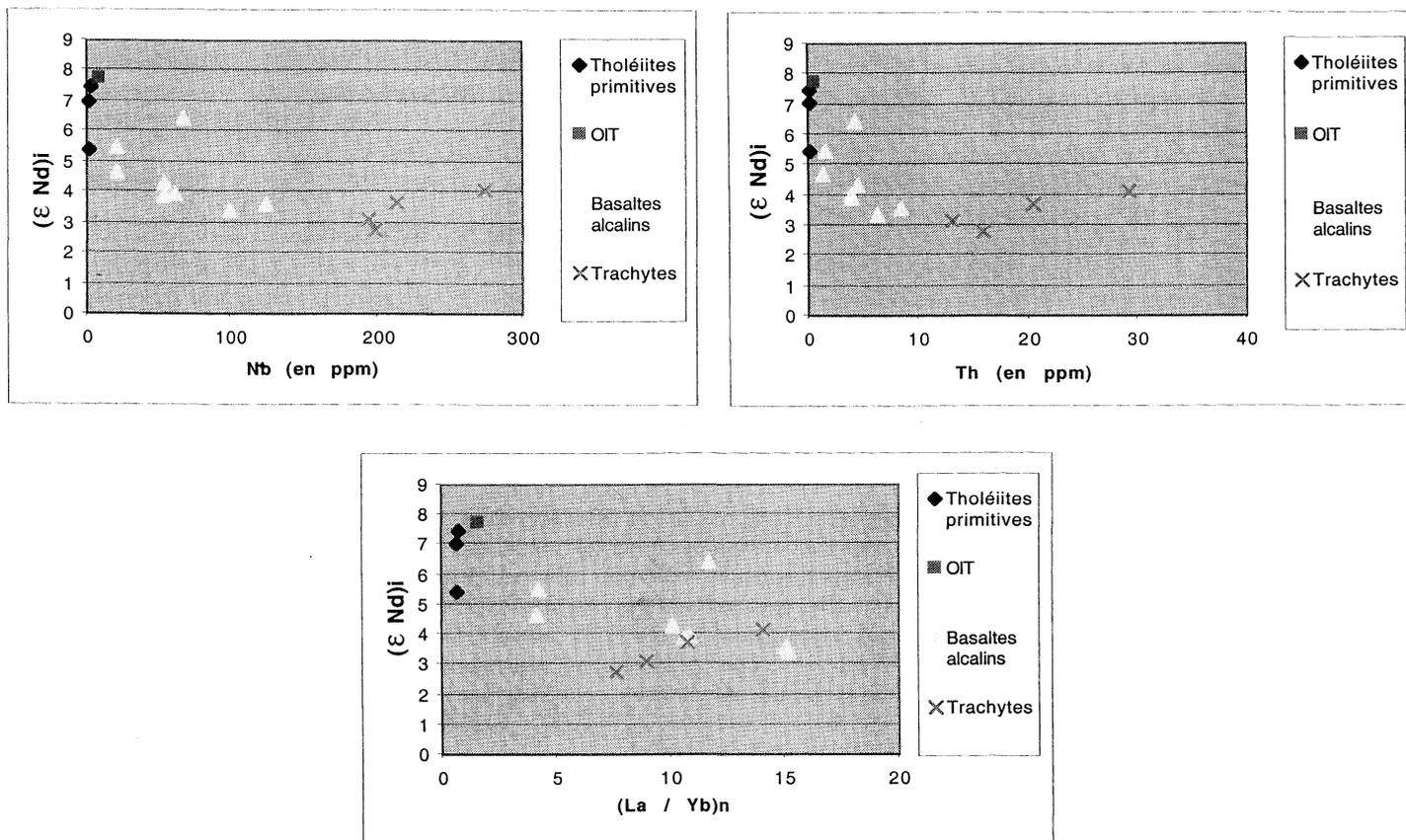


FIG. 3. – $(\epsilon Nd)_i$ des laves de Mamonia en fonction des teneurs en Nb et en Th et du rapport $(La/Yb)_n$.

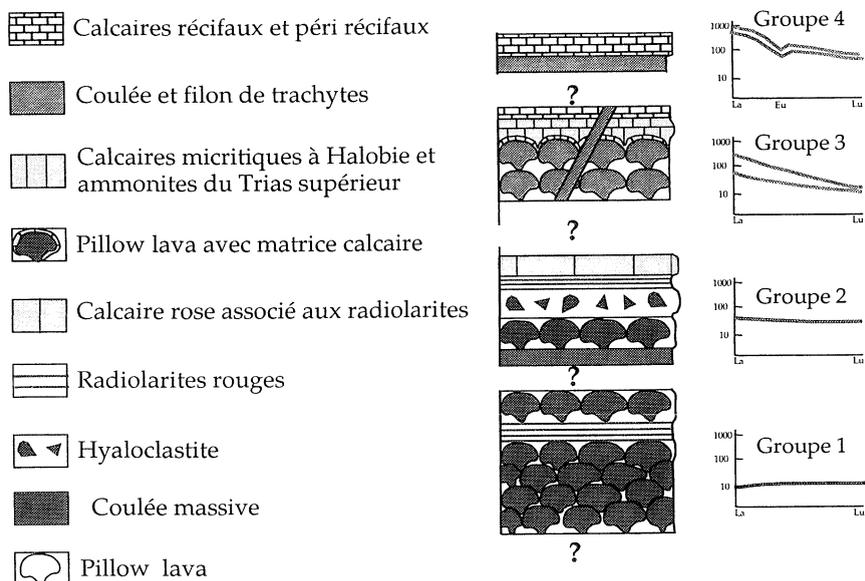


FIG. 4. – Colonne lithostratigraphique reconstituée des laves de Mamonia illustrant l'évolution des caractères géochimiques (terres rares) des laves et de la sédimentation au cours du temps.

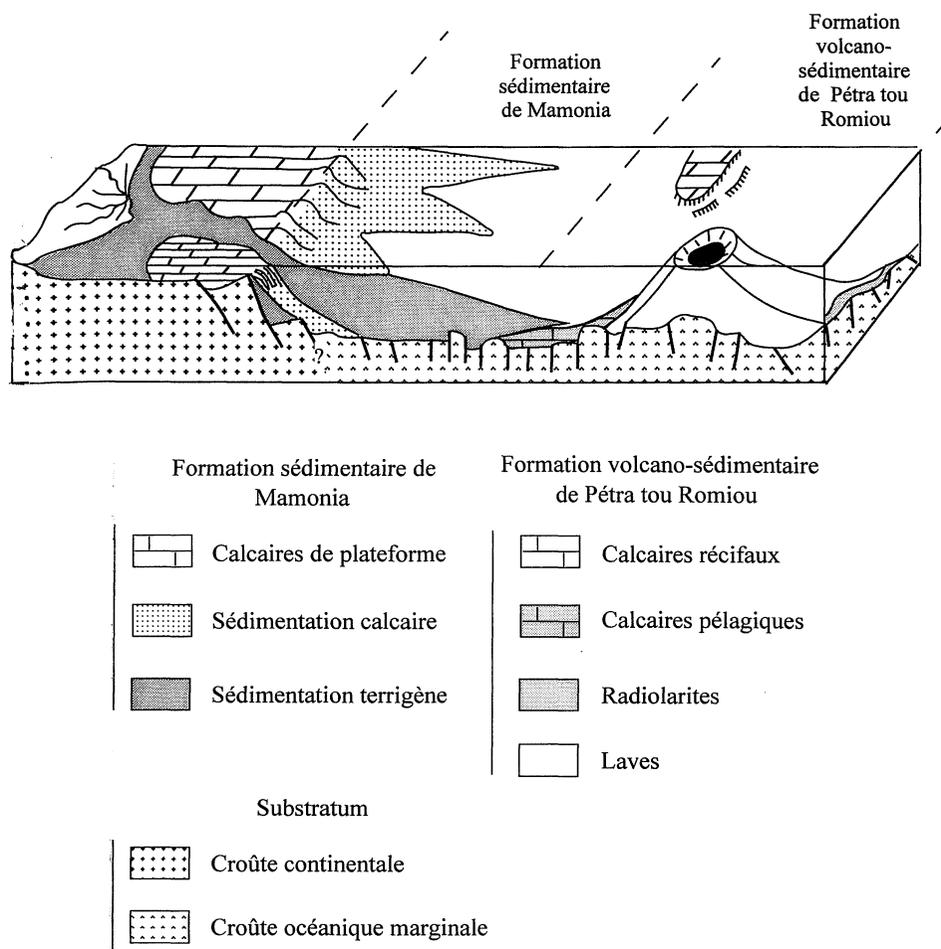


FIG. 5. – Localisation relative du volcanisme de Mamonia au Trias supérieur.

hyper-alcalins et très différenciés (groupe 4) en passant par des OIT et des basaltes alcalins. Ce volcanisme s'est mis en place dans un bassin triasique en bordure d'une marge passive continentale. Les laves de Mamonia sont

très comparables à celles, de même âge, présentes dans les formations d'Hawasina (Oman). Ainsi, l'association volcano-sédimentaire de Mamonia pourrait représenter la paléo-marge africaine à la fin du Trias.

Tuteurs : H. LAPIERRE, M. TARDY, CNRS/UJF Grenoble, US Chambéry.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025 et UJF Grenoble.

La paléosismicité des Alpes dauphinoises : apport des carottages longs du lac de Laffrey

Jérôme NOMADE

1. – INTRODUCTION

Les travaux récents sur les lacs alpins ont mis en évidence la sensibilité des systèmes lacustres aux événements sismotectoniques. Dans le lac du Bourget [Chapron *et al.*, 1999] et dans le lac d'Anterne [Arnaud, 2000] des glissements de sédiments des pentes ont été associés à des séismes historiques régionaux majeurs (Intensité MSK > 5). L'étude d'un carottage long (8000 ans d'enregistrement) dans le lac de Laffrey, (Isère, 20 km au sud-est de Grenoble, fig. 1) devrait permettre une étude de la paléosismicité de la région Grenobleise.

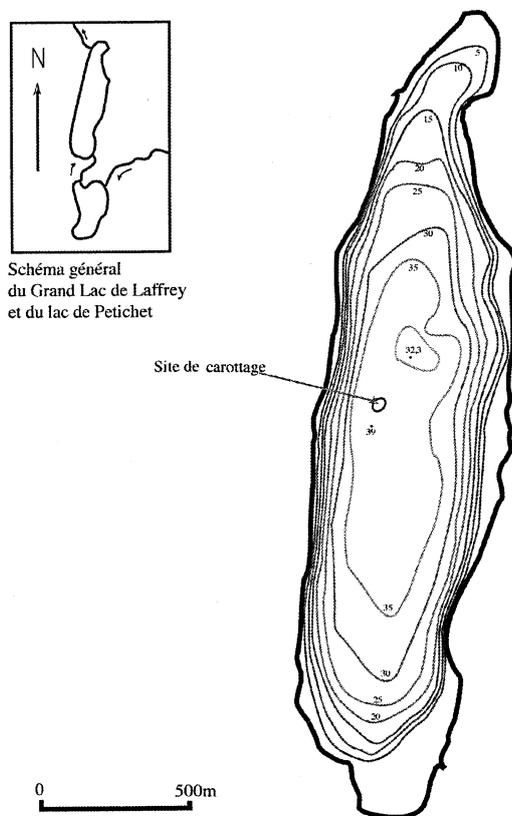


FIG. 1. – Bathymétrie du Grand Lac de Laffrey.

2. – ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE

L'analyse sédimentologique des carottes révèle la présence d'événements instantanés qui s'intercalent dans la sédimentation continue. La taille des grains mesurée au granulomètre laser (fig. 2) confirme l'analyse visuelle. L'utilisation d'autres méthodes associées à la précédente (teneur en eau, cohésion non drainée, microscopie) permet d'identifier ces niveaux sur la totalité de la carotte. Dans les 6 m de carotte étudiée on retrouve 8 niveaux d'interruption, dont 6 se situent dans le premier mètre. Les paramètres granulométriques, physiques et microscopiques montrent qu'il s'agit de remaniements gravitaires de sédiments des pentes. Une matrice emballée des éléments plus grossiers (coulées fluidisées).

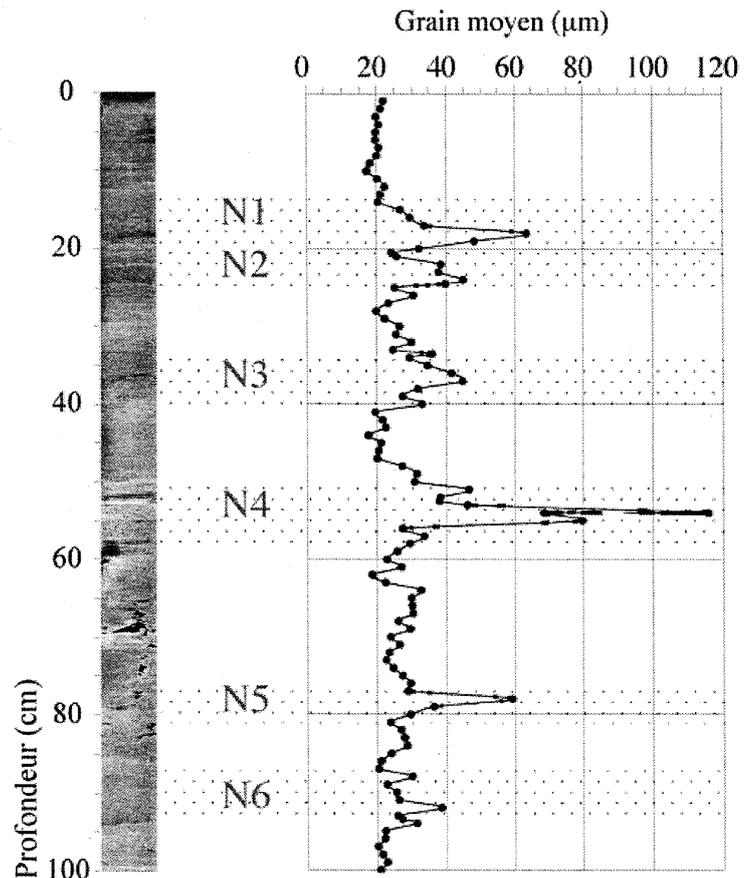


FIG. 2. – Identification des niveaux instantanés.

3. – DATATION DES ÉVÉNEMENTS

L'établissement d'un modèle d'âge sur la carotte étudiée est réalisé grâce à l'association de différentes méthodes (on tient compte dans ce modèle âge-profondeur du caractère instantané des remaniements gravitaires). Pour la période récente (les 200 dernières années) on utilise la méthode du Plomb 210 ainsi que le repérage des niveaux de sédiments enrichis en Césium issu du nucléaire civil et militaire [Chernobyl 1986, essais nucléaires atmosphérique des années 1960]. On date ainsi les remaniements gravitaires du premier mètre de carotte (fig. 3). Pour la partie inférieure de la carotte des datations carbone 14 de macrorestes végétaux complètent le modèle et permettent la datation des deux autres remaniements (fig. 4). On observe une accélération de la vitesse de sédimentation (multipliée par 4) depuis 1000 BP due à un changement de faciès sédimentaire.

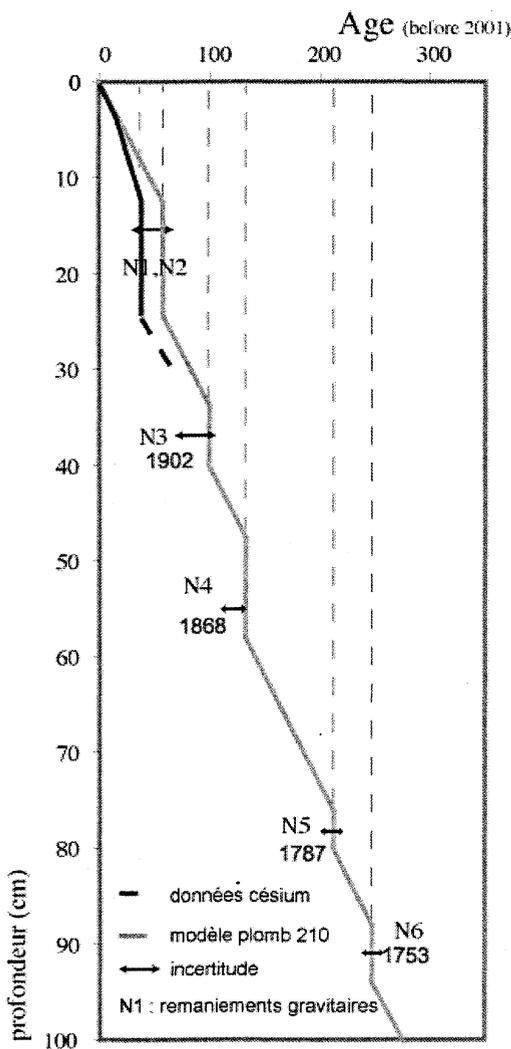


FIG. 3. – Datation des remaniements gravitaires récents.

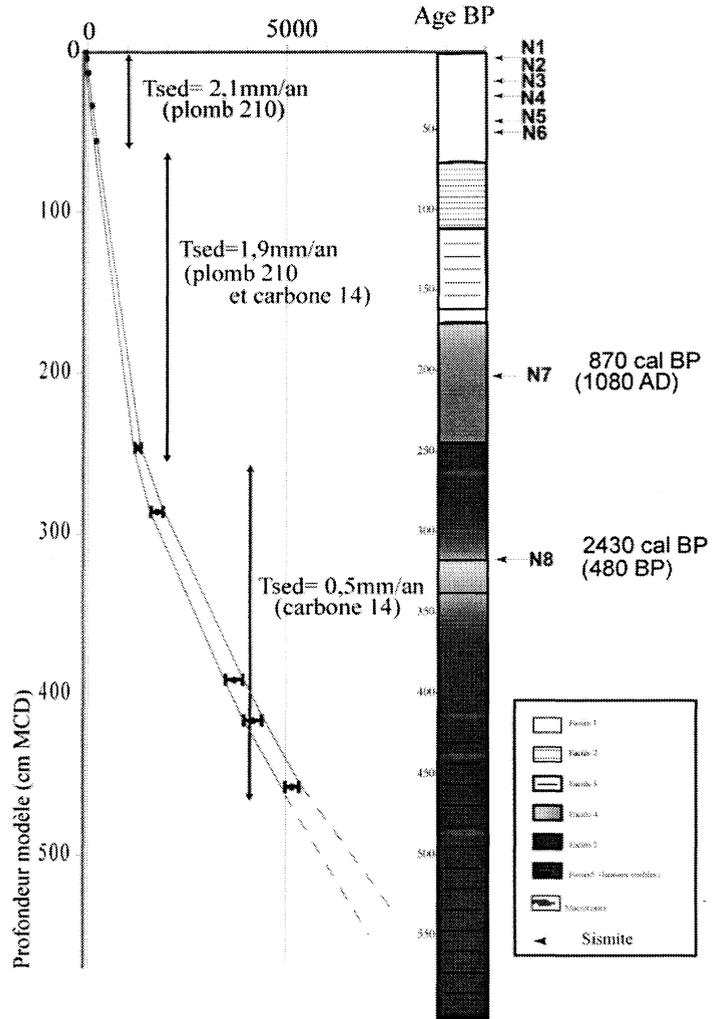


FIG. 4. – Modèle d'âge de la carotte du lac de Laffrey.

4. – COMPARAISON AVEC LA SISMICITÉ HISTORIQUE [Données d'après Lambert *et. al.*, 1997.]

Les niveaux successifs N1 et N2 datés en 1960 (Césium) peuvent être reliés aux séismes de Corrençon [1962] et Monteynard [1963]. Pour les niveaux N4, N5, N6 le modèle d'âge donne des datations qui correspondent (à moins de 5 ans près) à des séismes très fortement ressentis dans la région. Excepté le niveau N3 attribuable à un glissement aérien qui a aussi affecté le lac (début du siècle), tout les remaniements gravitaires du premier mètre sont des sismites.

Sur la période historique, tous les séismes d'intensité locale (MSK) supérieure à V/VI à Laffrey sont à l'origine d'une sismite (fig. 5).

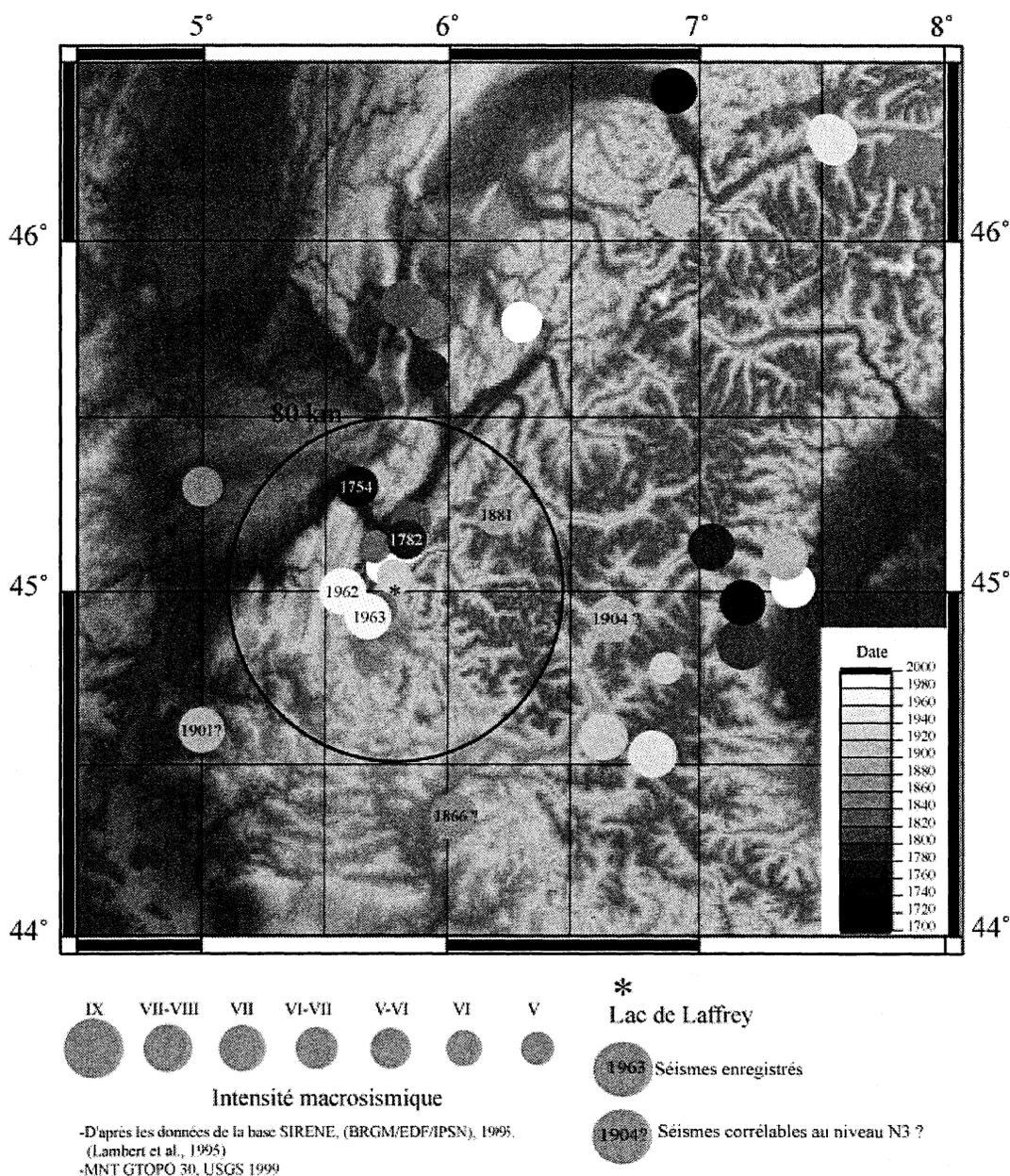


Fig. 5. – Localisation des séismes enregistrés dans le lac de Laffrey.

5. – SYNTHÈSE ET CONCLUSION

Si, dans la période historique, le lien entre remaniements gravitaires et séismes est évident, il est difficile de conclure pour la période anté-historique. L'existence de deux autres sismites sur 7000 ans pose problème. L'hypothèse d'un cycle sismique est difficilement envisageable en raison des particularités des sédiments anté-historiques. La multiplication de la vitesse de sédimentation à partir de 1000 AD, sans doute en raison de l'augmentation de l'érosion et du ravinement dans le bassin versant (défrichage, agriculture), peut expliquer cette discontinuité de l'enregistrement. L'accumulation de plus de sédiments sur les pentes favorise le déclenche-

ment de glissements gravitaires. Le système lacustre serait devenu ainsi plus sensible aux séismes, ce qui expliquerait la sensibilité du système dans la période historique.

Pour ces raisons, conclure sur les sismites anté-historiques (N7 et N8) est impossible.

La reconstitution de la sismicité (fig. 7) est impossible au-delà de 300 ans, car il serait nécessaire de corréler ces données avec celles de lacs potentiellement enregistreurs qui se trouveraient à l'abri de l'impact anthropique (lac d'altitude). Ceci est en cours de réalisation sur des lacs de Haute-Savoie (lac d'Anterne) ; les résultats préliminaires sur la période anté-historique indiquent un enregistrement des séismes sur près de 4000 ans.

Références

ARNAUD F. (2000). – Évolution historique du plomb d'origine anthropique dans les sédiments lacustres alpins. DEA de l'université des Sciences et techniques de Lille, 92 p.

CHAPRON E., BECK C., POURCHET M. & DECONINCK J-F. (1999).– Earthquake-triggered homogenite in Lake le Bourget. *Terra Nova*, **11**, 86-92.

Tuteurs : M. DESMET, J.-L. REYSS, Univ. Savoie, LSCE.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, UMR 5025 - Université de Savoie.

Cinétique de transformation coésite-quartz : implications pour la préservation de la coésite

Jean-Philippe PERRILLAT

1. – INTRODUCTION

La découverte de coésite en inclusion dans les roches métamorphiques [Chopin, 1984 ; Smith, 1984] a conduit à la définition du métamorphisme de Ultra-Haute Pression (UHP), aujourd'hui reconnu dans de nombreuses ceintures orogéniques phanérozoïques [e.g. Carswell, 2000]. L'enfouissement de fragments importants de croûte continentale et océanique à des profondeurs mantelliques (> 90 km) puis leur exhumation apparaît à présent comme un processus fréquent. S'il est généralement admis que la subduction permet l'enfouissement du matériel, les conditions de l'exhumation restent mal connues et plusieurs modèles sont toujours en compétition [e.g. Coleman et Wang, 1995]. Un point fondamental de ces différents modèles est qu'ils doivent rendre compte de la préservation des minéraux de très haute pression tels que la coésite. Les données sur la cinétique de la transition coésite-quartz sont relativement rares compte tenu des difficultés techniques liées à leur étude expérimentale (haute pression et haute-température). Deux études récentes [Zinn *et al.*, 1997 ; Mosenfelder et Bohlen, 1997] ont été consacrées à l'étude de cette transition, et présentent des résultats très différents. De nouvelles données cinétiques sur la transformation coésite-quartz ont donc été acquises dans la gamme de pression 2,1-3,2 GPa et de température 500-1010 °C avec deux objectifs : (i) valider la méthode d'acquisition des données cinétiques *in situ* en presse gros volume de type Paris-Edinburgh, par diffraction de rayons X ; et (ii) confronter la loi cinétique obtenue à l'exemple naturel de la préservation de la coésite.

2. – ÉTUDE EXPÉRIMENTALE

On étudie la cinétique de la transition quartz → coésite en mesurant, par diffraction X, l'avancement de la réaction au sein d'un matériel polycristallin de quartz porté dans le champ de stabilité de la coésite. L'échantillon ainsi synthétisé permet de la même manière l'étude de la réaction de rétro-morphose coésite → quartz. L'ensemble des expériences a été réalisé sur la ligne DW11 du Laboratoire pour l'Utilisation du Rayonnement Electromagnétique (L.U.R.E.) par dif-

fraction en dispersion d'énergie d'un rayonnement X synchrotron. Le faisceau polychromatique illumine l'échantillon soumis aux conditions HP/HT, où se déroule la transition de phase. Le signal diffracté est détecté par un détecteur solide au Germanium et analysé par une carte multicanal °Camberra. Le spectre de diffraction montre une succession de pics de Bragg des phases diffractantes, i.e. quartz et/ou coésite. L'intensité relative des pics des différentes phases dépend du volume de la phase au sein de l'agrégat polycristallin. La presse gros volume Paris-Edinburgh [Mezouar, 1997] est utilisée pour l'obtention des hautes pressions. Elle permet d'appliquer des pressions jusqu'à 10 GPa sur l'assemblage expérimental. Celui-ci se compose d'un joint transmetteur de pression (mélange de bore amorphe et de résine époxy), d'un dispositif de chauffage (four en graphite) et d'un échantillon d'environ 6 mm³. La température (jusqu'à 2000 °C) est contrôlée par un thermocouple Chromel-Alumel. La pression est estimée à partir du décalage des lignes de diffraction d'un calibrant interne de relation V-P-T connue (c'est-à-dire NaCl, Au).

3. – ANALYSE DES DONNÉES CINÉTIQUES

L'avancement de la réaction (X) est déterminé à partir de l'évolution temporelle de l'intensité relative des pics de Bragg du quartz et de la coésite pour sept transformations coésite → quartz et cinq transformations quartz → coésite dans la gamme de pression 2,1-3,2 GPa et de température 500-1010 °C (fig. 1). Ces données sont caractérisées par une très bonne résolution temporelle, de l'ordre de la minute. L'incertitude sur la valeur de l'avancement (X) est faible pour les basses températures ($\pm 0,05$) et augmente pour les expériences au-delà de 900 °C sans toutefois dépasser $\pm 0,1$. L'observation qualitative de ces données d'avancement fait apparaître des cinétiques différentes pour les transformations progrades et rétrogrades. En effet, à température égale, la réaction quartz → coésite est plus rapide que la transition coésite → quartz (fig. 1).

La formation de quartz ou de coésite au sein de l'échantillon est le résultat combiné de phénomènes de nucléation et de croissance. La nucléation est le processus atomique par lequel les atomes de la phase

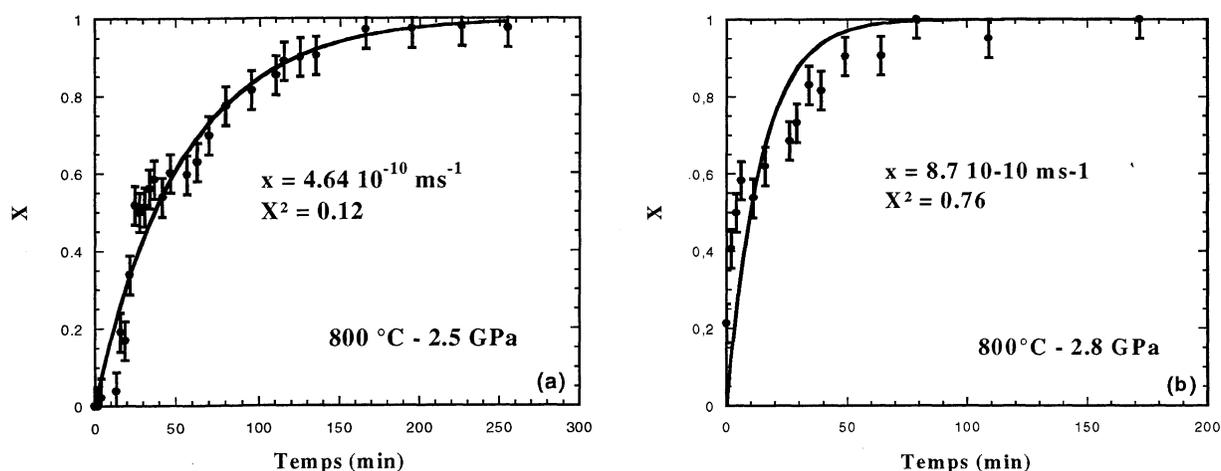


FIG. 1. – Exemples de données d'avancement de réaction (X) au cours du temps (t). (a) réaction coésite \rightarrow quartz ; (b) réaction quartz \rightarrow coésite. La courbe représentée est obtenue par ajustement numérique des données $X(t)$ à l'équation [2]. Les valeurs du taux de croissance (x) et du χ^2 associées à l'ajustement sont indiquées.

métastable s'organisent en nucléi de la phase stable. Le grossissement ultérieur de ces nucléi correspond au processus de croissance. L'influence relative de ces deux phénomènes sur la cinétique globale des réactions doit donc être déterminée. Pour ce faire nous avons utilisé la relation d'Avrami [1939] qui relie l'avancement de la réaction (X) au temps (t) selon la relation :

$$X(t) = 1 - \exp(kt^n) \quad [1]$$

où k et n sont deux constantes dont la valeur dépend de l'importance relative des phénomènes de nucléation et de croissance. Deux situations extrêmes peuvent être distinguées [Cahn, 1956] : lorsque le taux de nucléation est faible la valeur de n est proche de quatre ; lorsque le taux de nucléation est élevé, la valeur de n est proche de un. Nous avons donc déterminé les valeurs de n par deux méthodes indépendantes. Premièrement en réalisant des graphiques $\ln[\ln(1/(1-X))]$ en fonction de $\ln(t)$. Les données d'avancement de réaction s'y organisent selon des droites de pente n . Celles-ci s'échelonnent entre 0,44 et 0,58 pour les réactions progrades et entre 0,42 et 1,09 pour les réactions rétrogrades (tableau 1). La deuxième méthode consiste à ajuster numériquement les paramètres k et n de l'équation d'Avrami aux données $X(t)$. Les valeurs de n obtenues (tableau 1) sont proches de un à la fois pour les réactions progrades et rétrogrades. Ceci indique nécessairement un taux de nucléation élevé pour les deux types de transition. La cinétique globale de la réaction est donc contrôlée par le processus de croissance.

Par conséquent, notre étude s'est concentrée sur la détermination et l'extrapolation des taux de croissance à différentes conditions P-T. Pour ce faire les taux de croissance à P-T constantes sont calculés par ajustement des données d'avancement de réaction à une forme modifiée de l'équation d'Avrami [Cahn, 1956] :

$$X(t) = 1 - \exp(-2Sxt) \quad [2]$$

avec x le taux de croissance et S un terme de surface de grain approximé par $S = 3,35/d$ où d est le diamètre moyen des grains. Les taux de croissance ainsi calculés (Tableau 1) conduisent à deux conclusions majeures. Premièrement, la réaction prograde est plus rapide d'un ordre de grandeur que la réaction rétrograde. Par exemple à 700 °C, le taux de croissance passe de $1,6 \cdot 10^{-9} \text{ m s}^{-1}$ pour la transition quartz \rightarrow coésite à $4,1 \cdot 10^{-10} \text{ m s}^{-1}$ pour la transition coésite \rightarrow quartz. Deuxièmement, la croissance cristalline est un processus activé thermiquement comme en témoigne l'alignement des taux de croissance selon une droite dans un diagramme d'Arrhénius $\ln(x)$ vs. $1000/T(\text{K})$. À la fois pour la réaction prograde et rétrograde, les taux de croissance augmentent de façon exponentielle avec la température. L'extrapolation des taux de croissance dans l'espace P-T est donc réalisée en utilisant l'équation de Turnbull [1956] :

$$x = k_0 T \exp\left(-\frac{Q}{RT}\right) \cdot \left[1 - \exp\left(-\frac{\Delta G_r}{RT}\right)\right] \quad [3]$$

où k_0 est une constante, T la température, R la constante des gaz parfaits, Q l'énergie d'activation du processus et ΔG_r la variation d'énergie libre associée à la transition. Les valeurs de Q et k_0 peuvent être déterminées pour la transition coésite \rightarrow quartz en réalisant un diagramme d'Arrhénius. La pente de la droite obtenue nous donne accès à la valeur de $Q = 163 \pm 23 \text{ kJ.mol}^{-1}$, son ordonnée à l'origine à la valeur de $k_0 = 2,10^3 \text{ s.i.}$ L'équation [3] nous permet de calculer un taux de croissance à n'importe quelle pression et température, c'est-à-dire la vitesse de réaction de rétro-morphose puisque la nucléation est considérée instantanée. Cette loi cinétique peut être représentée graphiquement en traçant des courbes d'isovitesse de croissance dans l'espace P-T (fig. 2).

Ech.	Transition (GPa)	Pression (°C)	Température	Exposant n		Taux de croissance
				(a)	(b)	(m s ⁻¹)
3	Qtz→Coe	2.8	500	-	-	-
3	Qtz→Coe	3.1	550	0.96	0.44	2.1 10 ⁻¹⁰
2	Qtz→Coe	3.0	700	0.73	0.54	7.9 10 ⁻¹⁰
2	Qtz→Coe	2.8	800	0.42	0.46	8.7 10 ⁻¹⁰
2	Qtz→Coe	3.2	900	0.61	0.58	6.2 10 ⁻¹⁰
3	Coe→Qtz	2.2	550	-	-	-
1	Coe→Qtz	2.6	600	1.70	1.09	4.1 10 ⁻¹¹
2	Coe→Qtz	2.3	700	0.69	0.94	4.1 10 ⁻¹⁰
2	Coe→Qtz	2.5	800	1.00	0.82	4.6 10 ⁻¹⁰
3	Coe→Qtz	2.4	900	-	0.66	1.7 10 ⁻⁸
4	Coe→Qtz	2.8	910	0.62	0.42	8.7 10 ⁻⁹
5	Coe→Qtz	2.9	1010	-	-	6.4 10 ⁻⁸

(a) exposant n déterminé par ajustement des données à l'équation d'Avrami [1].
 (b) exposant n déterminé par la pente du graphique ln(ln(1/1-X)) vs. ln(t).

TABLEAU 1. – Conditions et résultats des différentes expériences. La valeur de l'exposant n de l'équation d'Avrami est indiquée, de même que le taux de croissance (x) issu de l'ajustement des données X(t) à l'équation [2].

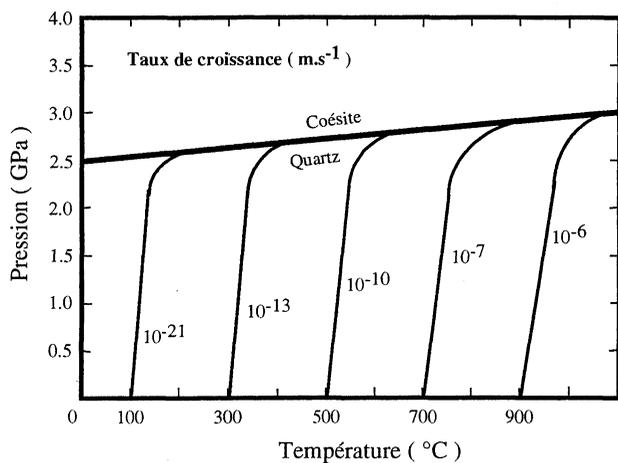


FIG. 2. – Courbes isovitesse de transformation coésite → quartz dans l'espace P-T. La variation exponentielle des taux de croissance avec la température est clairement visible.

4. – IMPLICATIONS POUR LA PRÉSERVATION DE LA COÉSITE DANS LES ROCHES DE ULTRA-HAUTE PRESSION

La coésite se présente toujours en inclusion au sein d'une phase hôte (grenat, omphacite, disthène...) (fig. 3). Le monocristal de coésite est entouré d'une bordure de quartz polycristallin issu de la rétro-morphose de la coésite. Les grains de quartz y sont allongés radialement par rapport à l'inclusion définissant une texture dite en "palissade". Des fractures radiales au sein du minéral hôte bordent les inclusions. Sur certains échantillons des plages de quartz diffus se développent au sein

du monocristal de coésite. Elles correspondent à des quartz de deuxième génération formés postérieurement à la fracturation de l'hôte. Les taux de rétro-morphose de trois familles d'échantillons naturels (Monts du Lyonnais-Massif Central français, Dora Maira-Alpes occidentales, Vallée du Kaghan-Pakistan) sont mesurés en calculant le volume relatif de quartz et de coésite, à partir de lames minces.

Dans un premier temps, nous avons utilisé la loi cinétique de rétro-morphose pour modéliser les chemins P-T compatibles avec la préservation d'un grain de coésite dans la matrice. Les chemins obtenus sont caractérisés par un fort refroidissement à haute pression jusqu'à 300 °C environ, suivi d'une décompression isotherme. Ce type de chemin est incompatible avec

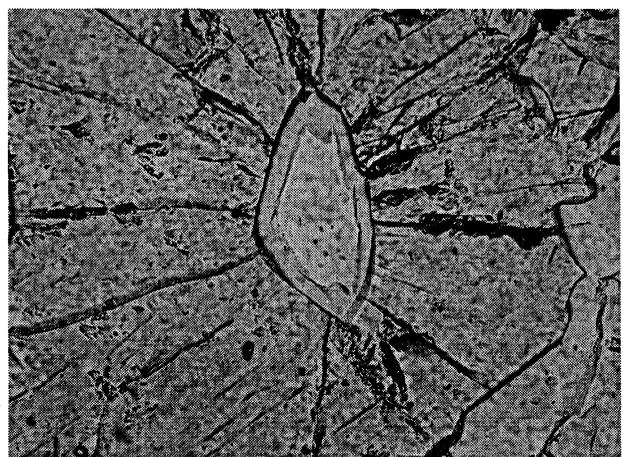


FIG. 3. – Texture de rétro-morphose d'une inclusion de coésite au sein d'une omphacite (lumière naturelle) (Éclogite de la Vallée du Kaghan, Pakistan). La largeur de l'inclusion est de 50 µm.

ceux déterminés pour les unités UHP par les méthodes thermobarométriques. Le rôle du système minéral hôte-inclusion est donc primordial pour la préservation de la coésite. En effet, lors de la décompression d'un tel système, du fait des propriétés thermo-élastiques différentes entre l'inclusion de coésite et l'hôte, et de l'augmentation de volume liée à la transition coésite \rightarrow quartz (environ 7%), le minéral hôte maintient une pression interne élevée sur l'inclusion [Gillet *et al.*, 1984 ; Van der Molen et Van Roermund, 1986], inhibant ainsi la rétromorphose.

Dans un deuxième temps nous avons donc réalisé une modélisation numérique tenant compte à la fois du rôle élastique du minéral hôte et de la loi cinétique de rétromorphose. Ce modèle calcule en chaque point du chemin rétrograde la pression sur l'inclusion et, le cas échéant, la vitesse de croissance du quartz. Ce modèle est appliqué aux trois unités UHP pour lesquelles nous disposons d'échantillons naturels. Pour chacune de ces unités, le taux de rétromorphose final est calculé (fig. 4). Les résultats de ces modélisations montrent que dans tous les cas la pression sur l'inclusion est maintenue sur la courbe d'équilibre coésite-quartz jusqu'à 400 °C. De plus, les taux de rétromorphose calculés sont en accord avec ceux mesurés sur les échantillons naturels, excepté

peut-être pour ceux de la Vallée du Kaghan. Ces résultats confirment que la préservation de coésite est intimement liée au rôle de "chambre de compression" joué par le minéral hôte.

Enfin, l'influence de la forme du chemin P-T et des vitesses d'exhumation sur le taux de rétromorphose a été testée dans l'éventualité d'utiliser le taux de rétromorphose pour mieux contraindre le tracé des chemins P-T-t. Pour ce faire, les taux de rétromorphose calculés pour trois chemins rétrogrades respectant les mêmes données P-T-t ponctuelles sont comparés. Un chemin correspond à une interpolation linéaire entre les points P-T-t, les deux autres marquent respectivement un passage à plus haute et plus basse température de l'ordre de 100 °C. Les taux de rétromorphose sont similaires dans les trois cas. Au-dessus de 400 °C la cinétique de transformation coésite \rightarrow quartz est suffisamment rapide pour s'opérer par incréments de transformation instantanée contrôlés par le rôle élastique de la phase hôte. La forme du chemin P-T n'a donc pas d'influence sur le taux de rétromorphose. Il en est de même pour les vitesses d'exhumation dont nos modélisations ont montré qu'elles n'influencent pas non plus le taux de rétromorphose

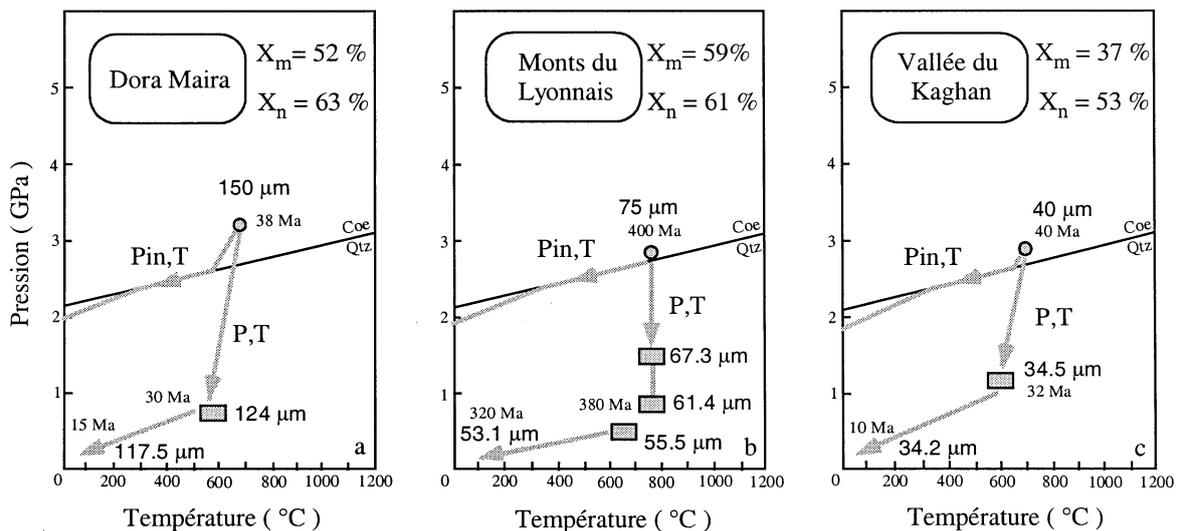


FIG. 4. – Résultats des modélisations de la préservation de coésite en inclusion. X_m : taux de rétromorphose calculé par le modèle ; X_n : taux de rétromorphose mesuré sur les échantillons naturels ; P,T : chemin suivi par le minéral hôte ; Pin,T : chemin suivi par l'inclusion.

5.- CONCLUSION

Le suivi *in situ* par diffraction de rayons X des transitions de phase apparaît comme une méthode particulièrement bien adaptée pour l'étude cinétique des réactions métamorphiques du fait de la bonne résolution

temporelle et de la faible incertitude des données cinétiques. Dans le cas de la transition polymorphique coésite-quartz, l'analyse des données cinétiques par des modèles simples de nucléation-croissance de grains permet de déterminer la loi cinétique de la réaction de rétromorphose. Son application aux exemples naturels de coésite en inclusion dans les roches métamorphiques

de UHP souligne le rôle majeur du minéral hôte qui contrôle la rétro-morphose ; la forme du chemin P-T et les vitesses d'exhumation n'ayant pas d'influence conséquente. L'étude cinétique de la réaction diamant-graphite, à priori plus lente, permettrait peut être

d'utiliser le taux de rétro-morphose pour contraindre le tracé des chemins P-T-t. La cinétique constituerait ainsi une approche complémentaire aux méthodes traditionnellement utilisées pour l'étude de l'exhumation des roches UHP.

Références

- AVRAMI M. (1939).– Kinetics of Phase Change. *J. Chem. Phys.*, **7**, 1103-1112.
- CAHN J. W. (1956).– The kinetics of grain boundary nucleated reactions. *Acta Metall.*, **4**, 449-459.
- CARSWELL D. A. (2000).– Ultra-high pressure metamorphic rocks. *Lithos*, **52**, 276 p.
- CHOPIN C. (1984).– Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of Western Alps: A first record and some consequences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 107-118.
- COLEMAN R. G. & WANG X. (1995).– Ultrahigh Pressure Metamorphism. Cambridge University Press, United Kingdom, 528 p.
- GILLET P., INGRIN, J. & CHOPIN, C. (1984).– Coesite in subducted continental crust: P-T history deduced from an elastic model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**, 426-436.
- MEZOUAR M. (1997).– Étude du diagramme de phase de l'antimoniure d'indium InSb sous hautes pression et température. Thèse de doctorat, Université Paris VII, 322 p.
- MOSENFELDER J. L. & BOHLEN S.R. (1997).– Kinetics of the coesite to quartz transformation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **153**, 133-147.
- SMITH D. C. (1984).– Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, **310**, 641-644.
- TURNBULL D. (1956).– Phase Changes. *Solid State Phys.*, **3**, 225-306.
- VAN DER MOLEN I. & VAN ROERMUND H. L. M. (1986).– The pressure path of solid inclusions in minerals: the retention of coesite inclusions during uplift. *Lithos*, **19**, 317-324.
- ZINN P., HINZE E., LAUTERJUNG J. & WIRTH R. (1997).– Kinetic and Microstructural Studies of the Quartz-Coesite Phase Transition. *Phys. Chem. Earth*, **22**, 105-111.

Tuteurs : I. DANIEL, J.-M. LARDEAUX, H. CARDON, UMR 5570 CNRS-ENSL-Université Lyon I.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Dynamique de la Lithosphère, UMR 5570 CNRS-ENSL-Université Lyon I.

Pétrologie et géochimie des unités magmatiques de la côte équatorienne : implications géodynamiques

Émilie POURTIER

1. – INTRODUCTION

L'Équateur est un petit pays d'Amérique latine, situé sur la côte Pacifique et entouré par la Colombie au nord

et le Pérou au sud et à l'est. Trois grandes provinces physiographiques se distinguent en allant d'ouest en est : la plaine côtière ou *Costa*, la zone andine ou *Sierra* et le domaine amazonien ou *Oriente*.

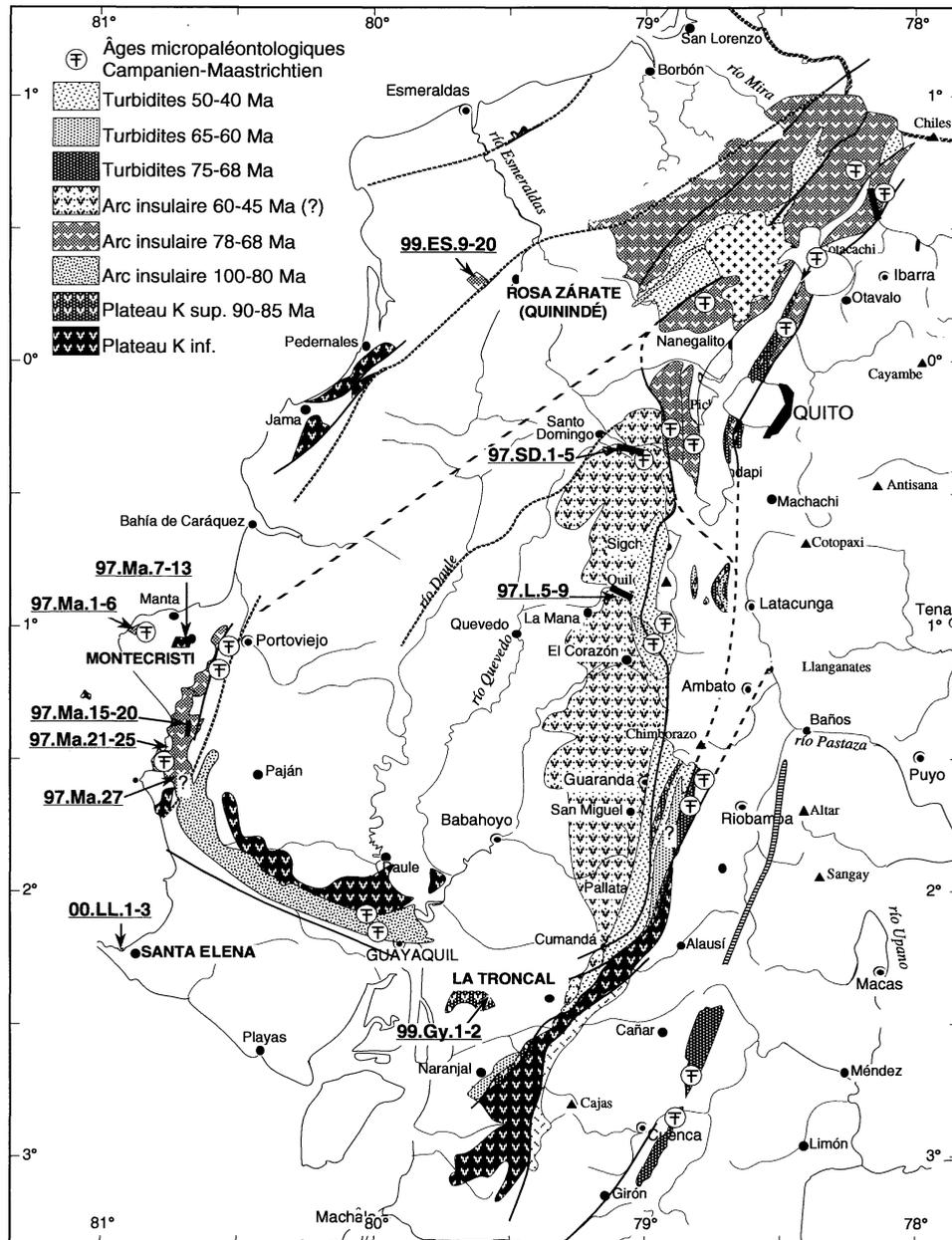


FIG. 1. – Carte géologique simplifiée de l'Ouest équatorien et localisation des échantillons étudiés, d'après Jaillard (inédit). En noir : plateau Crétacé inférieur. En gris : plateau 90 Ma. En « traits ondulés » : arc San Lorenzo. En quadrillé : arc Macuchi.

L'Équateur fait partie de la chaîne andine, laquelle est classiquement décrite comme l'exemple type d'une zone de convergence océan-continent. Cependant, les études antérieures [Reynaud *et al.*, 1999 ; Lapierre *et al.*, 2000 ; Mamberti, 2001] ont montré que le substratum équatorien est formé par les restes de deux plateaux océaniques accretés à la marge continentale, ainsi que par leurs arcs insulaires sus-jacents : le plateau Crétacé inférieur daté localement à 123 Ma dans la Cordillère occidentale [Lapierre *et al.*, 2000], le plateau océanique Caraïbe-Colombie (P.O.C.C.), formé à 90 Ma à partir de l'actuel point chaud des Galápagos et parmi les arcs insulaires étudiés, l'arc San Lorenzo et l'arc Macuchi (fig. 1).

2. – PÉTRO-GÉOCHIMIE

Les laves de plateau océanique sont des basaltes à texture ophitique qui témoignent de conditions lentes de refroidissement, où l'olivine cristallise précocement suivie par un assemblage plagioclase – pyroxène. Les pyroxènes sont des augites magnésiennes pauvres en chrome et en titane, qui évoluent progressivement vers de la pigeonite voire de l'orthopyroxène. Les plagioclases sont très calciques avec de faibles teneurs en K₂O. Les minéraux Fe-Ti (titanomagnétite et ilménite) sont de cristallisation tardive. Cette séquence de cristallisation est caractéristique des laves tholéitiques. Par ailleurs, ces roches sont affectées par un métamorphisme de bas degré de type hydrothermal souligné par la présence de chlorite-smectites, de talc, d'actinote et d'albite.

Ces roches, peu altérées (*L.O.I.* entre 1-3 %), ont une composition chimique homogène. Elles ont des teneurs importantes en MgO (5-9 %), en CaO (9 à 13 %) et en TiO₂ (0,9 à 2 %) et de faibles teneurs en alumine (13,5 à 15,8 % d'Al₂O₃) et en alcalins. Les spectres de terres rares sont plats et montrent soit un enrichissement relatif en MREE (fig. 2a), soit un appauvrissement en LREE [échantillons de La Troncal avec (La/Yb)_N = 0,6] (fig. 2b). Les spectres multi-éléments n'ont pas d'anomalies en Nb-Ta, les anomalies positives en Ba, K et en Pb reflétant les phénomènes d'altération.

Les andésites basaltiques et les andésites de l'arc San Lorenzo présentent des textures de trempe avec des assemblages plagioclase-clinopyroxène-orthopyroxène, qui ont des compositions très proches de ceux des laves de plateau océanique. De la magnétite apparaît en fin de

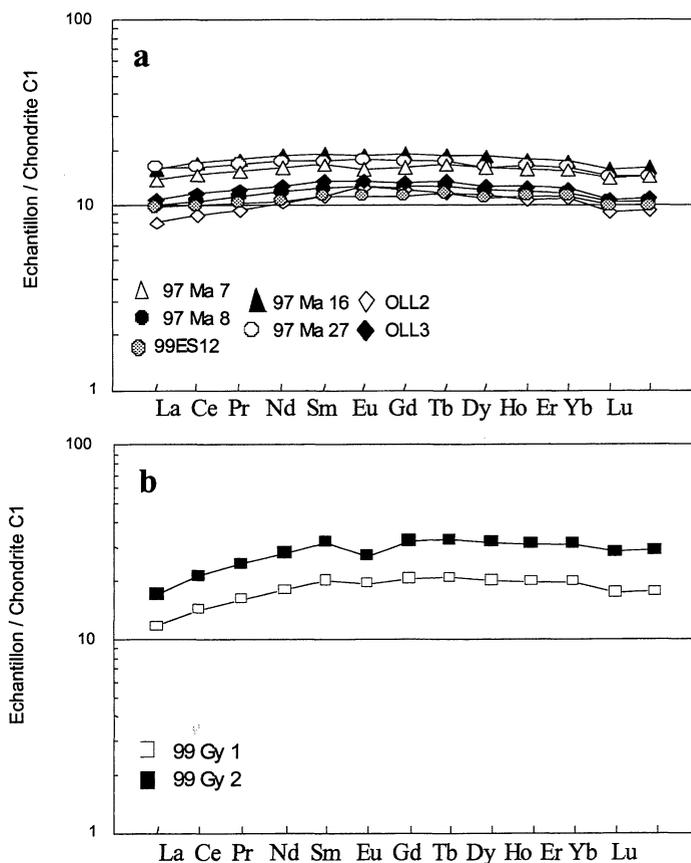


FIG. 2. – Spectres de Terres Rares des laves de plateau océanique des régions de Manta, de Quinindé et de Santa Elena (a) et de La Troncal (b). Valeurs de normalisations de Sun et McDonough [1989].

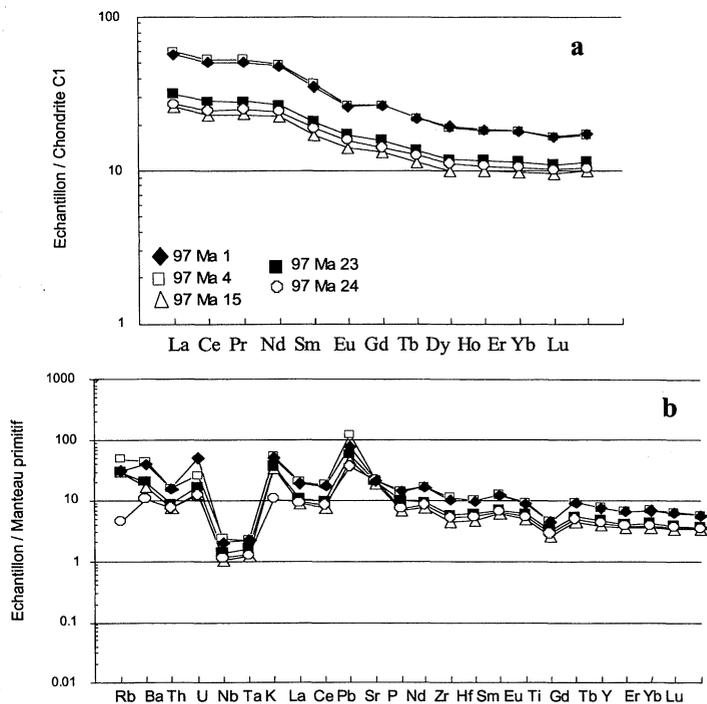


FIG. 3. – Spectre de Terres Rares (a) et spectre multi-éléments (b) des laves de l'arc San Lorenzo. Valeurs de normalisation de Sun et McDonough [1989].

cristallisation. Ces laves calco-alkalines montrent une altération en céladonite (97,22 Ma). Les roches de l'arc Macuchi ont des compositions basaltiques et des textures porphyriques à plagioclases. Elles sont plus riches en alcalins que les laves de l'arc San Lorenzo, et ont subi un métamorphisme de bas degré dans les faciès prehnite-pumpellyite voire albite-épidote.

Les laves d'arcs sont peu altérées ($L.O.I. < 2\%$). Par rapport aux laves de plateau océanique, elles sont plus riches en silice (50-57 % de SiO_2), en alumine (14,5 à 21,5 % d' Al_2O_3) et en alcalins et plus pauvres en magnésium ($MgO < 4\%$) et en titane ($TiO_2 < 1\%$). Les spectres de terres rares sont enrichis en LREE [$(La/Yb)_N = 3,9-2,7$ pour San Lorenzo] (fig. 3a), et les diagrammes multi-éléments montrent des anomalies négatives en Nb-Ta et en Ti, caractéristiques des séries orogéniques (fig. 3b).

3. – GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Comme toutes les roches de plateau océanique (Ontong Java, Nauru), les basaltes de l'Ouest équatorien ont des valeurs d' ϵNd comprises entre + 6,9 et + 7,8. Les rapports isotopiques en $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$, compris entre 0,703059 et 0,704022, tombent dans le champ du *mantle array* et sont donc significatifs de la composition de la source.

Sur le diagramme $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ en fonction de $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$, les échantillons s'alignent le long de la ligne de référence de l'hémisphère Nord (*N.H.R.L.*) et se placent dans le champ des MORB de la ride Est-Pacifique (fig. 4a). Seul l'échantillon 97,16 Ma se positionne dans le champ des laves récentes des Galápagos et 97,27 Ma, qui est encore plus enrichi, dans le champ des laves de la formation Duarte, qui sont caractéristiques du plateau Caraïbe. Les forts rapports $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ indiqueraient une contribution des sédiments pélagiques dans la source mantellique [Doe, 1970].

Les roches de l'arc San Lorenzo ont des rapports isotopiques voisins de ceux des laves de plateaux océaniques sur lesquelles elles se sont mises en place. Leurs ϵNd sont aux alentours de + 6,4.

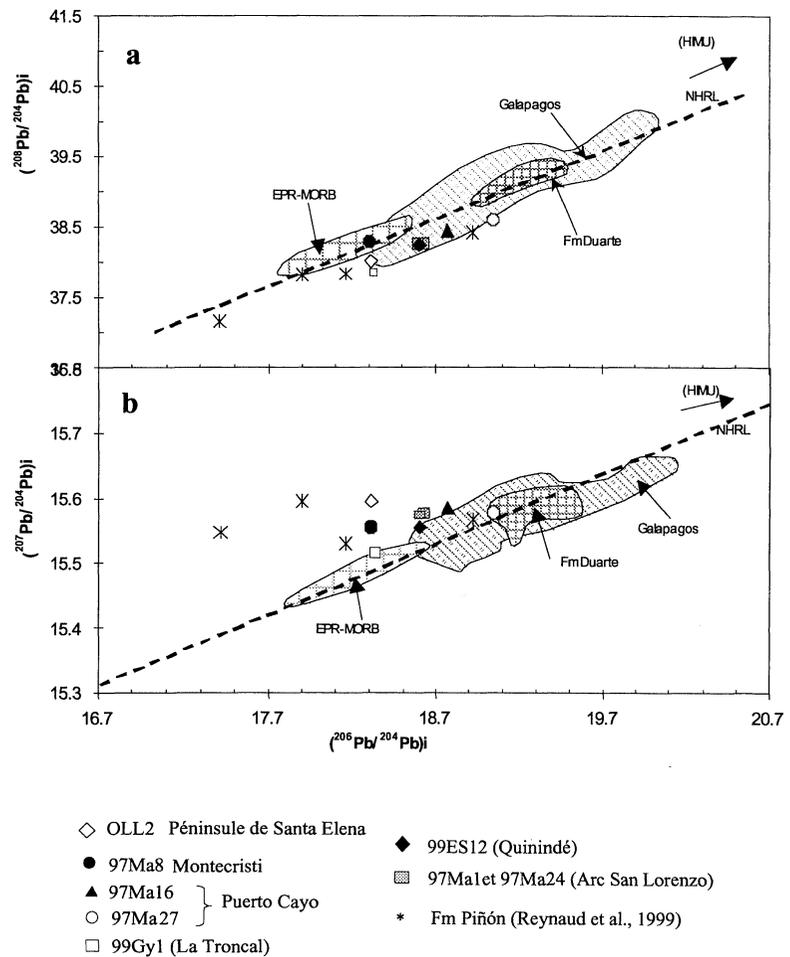


FIG. 4. – Diagrammes de corrélation $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ (a) et $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ vs $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ (b) pour les basaltes de la côte équatorienne. Les champs des EPR-MORB (MORB de la ride Est-Pacifique) et des laves de l'île de Galápagos sont définis par White *et al.*, [1987, 1993]. La NHRL est donnée par Zindler et Hart [1986]. Le champ de formation Duarte est défini par Dupuis [1999].

4. – CONCLUSION

Les plateaux océaniques Crétacé inférieur et Caraïbe possèdent des caractéristiques pétrographiques, minéralogiques et chimiques comparables ; seule leur signature isotopique en plomb permet de les distinguer. La plupart des laves de la côte équatorienne ont des affinités avec le plateau océanique Crétacé inférieur, mis à part les échantillons 97,16 Ma et 97,27 Ma qui, eux, se rapprochent du plateau océanique Caraïbe-Colombie, et dériveraient donc d'une source hétérogène entre un pôle appauvri de type MORB et un pôle enrichi de type HIMU.

Un schéma géodynamique de la marge équatorienne depuis le Crétacé a été proposé par Mamberti [2001]. À 120 Ma, se met en place, sur la plaque Farallon, un premier plateau océanique à partir d'un point chaud centré

ou situé à proximité d'une dorsale, dans le Pacifique Sud-Est. Ce plateau migre passivement en direction de la marge équatorienne, alors que la plaque Farallon subducte sous la marge méridionale du plateau et génère ainsi un arc intra-océanique. Le plateau océanique Caraïbe-Colombie se forme vers 90 Ma à partir de l'actuel point chaud des Galápagos. À 80 Ma, s'accrète le plateau Crétacé inférieur avec la formation San Juan-Multitud, ce qui entraîne un changement dans le sens de la subduction et permet l'apparition de l'arc San

Lorenzo. Jusqu'à 38 Ma, des fragments des deux plateaux océaniques se juxtaposent successivement à la marge équatorienne : l'unité Guaranda vers 68 Ma (P.O.C.C.), la formation Piteaux océan Ma (plateau 123 Ma), la formation Pedernales-Naranjal à 48 Ma (plateau Caraïbe) et enfin l'arc Macuchi vers 38 Ma. Toutes ces formations seront reprises ultérieurement par de grands accidents décrochants à composante dextre, notamment la faille de Romeral et l'accident du D.G.M. (*Dolores-Guayaquil Megashear*).

Références

- DOE B. R. (1970). – Lead isotopes. *Springer-Verlag, New-York*, 137 p.
- DUPUIS V. (1999). – Origine et mise en place des témoins accrétés du plateau océanique Caraïbe en République Dominicaine (Grandes Antilles). *Doctorat en Sciences de la Terre, Université de Nice-Sophia Antipolis* (inédit).
- LAPIERRE H., BOSCH D., DUPUIS V., POLVÉ M., MAURY R. C., HERNANDEZ J., MONIÉ P., YEGHICHEYAN D., JAILLARD E., TARDY M., MERCIER DE LÉPINAY B., MAMBERTI M., DESMET A., KELLER F. & SENEBIER F. (2000). – Multiple plume events in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *J. Geophys. Res.*, **105**, 8403-8421.
- MAMBERTI M. (2001). – Origin and evolution of two distinct Cretaceous oceanic plateaus accreted in Western Ecuador (South America) evidenced by petrology, geochemistry and isotopic chemistry. *Thèse de Doctorat, Université de Lausanne*, 267 p.
- REYNAUD C., JAILLARD E., LAPIERRE H., MAMBERTI M. & MASCLE G. H. (1999). – Oceanic plateau and island arcs of southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of north-western South America. *Tectonophysics*, **307**, 235-254.
- SUN S.S. & McDONOUGH W.F. (1989). – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In : Saunders A.D. & Norry M.J. (eds), *Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Publi.* **42**, 313-343.
- WHITE W. M., HOFMANN A. W. & PUCHELT H. (1987). – Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt. *J. Geophys. Res.*, **92**, 4881-4893.
- WHITE W. M., MCBIRNEY A. R. & DUNCAN R. A. (1993). – Petrology and geochemistry of the Galápagos Islands : portrait of a pathological mantle plume. *J. Geophys. Res.*, **98**, 19533-19563.
- ZINDLER A. & HART S. R. (1986). – Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 493-571.

Tuteurs : A. DEMANT, Univ. Marseille, H. LAPIERRE, UJF Grenoble, E. JAILLARD, IRD Grenoble.
Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Pétrologie magmatique, Univ. Aix-Marseille.

Étude de l'influence de la subduction sur la convection mantellique supérieure par expérimentation numérique : étude préliminaire

Etor QUERENDEZ

Au cours de cette étude, le code numérique bidimensionnel par éléments finis de Christensen [1983, 1984] a été utilisé pour tester l'influence de la subduction sur l'organisation spatiale et temporelle de la convection mantellique supérieure et ses conséquences en surface. Ce code permet de résoudre des problèmes de convection thermique ou thermochimique pour un nombre de Prandtl infini. Pour nos modèles, le fluide est pris visqueux et non newtonien et les conditions initiales pour la subduction sont soit conductives, soit convectives.

Les résultats obtenus montrent une dépendance forte entre les paramètres angle et vitesse de subduction sur l'effet produit par la convection associée. La cellule convective secondaire qui apparaît par couplage de la plaque plongeante et du manteau environnant, entraîne un amincissement thermique de la base de la lithosphère

re dont l'évolution est totalement contrôlée par le devenir du slab au cours du temps. Ainsi, dans les premiers stades de la subduction l'amincissement thermique sera contrôlé par l'angle et la vitesse de subduction : il sera d'autant plus important que l'angle et/ou la vitesse sont faibles. Au cours de l'évolution temporelle de la subduction apparaît un autre paramètre : le passage à la verticale du slab. Ce phénomène va avoir pour conséquence la remontée de la cellule de convection. Ce passage à la verticale est lui-même contrôlé par l'angle et la vitesse initiale de la subduction : des vitesses fortes vont maintenir le slab plus longtemps selon des angles non verticaux, alors que des vitesses faibles tendent à donner des slabs verticaux dès les premiers stades. L'amincissement lié à ce phénomène se fera principalement latéralement et sera donc plus important pour des vitesses moyennes voire faibles, ainsi que pour des angles moyens.

Tuteur : E. TRIC, Univ. Nice -Sophia Antipolis.

Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Sophia Antipolis, URA/UMR 6526.

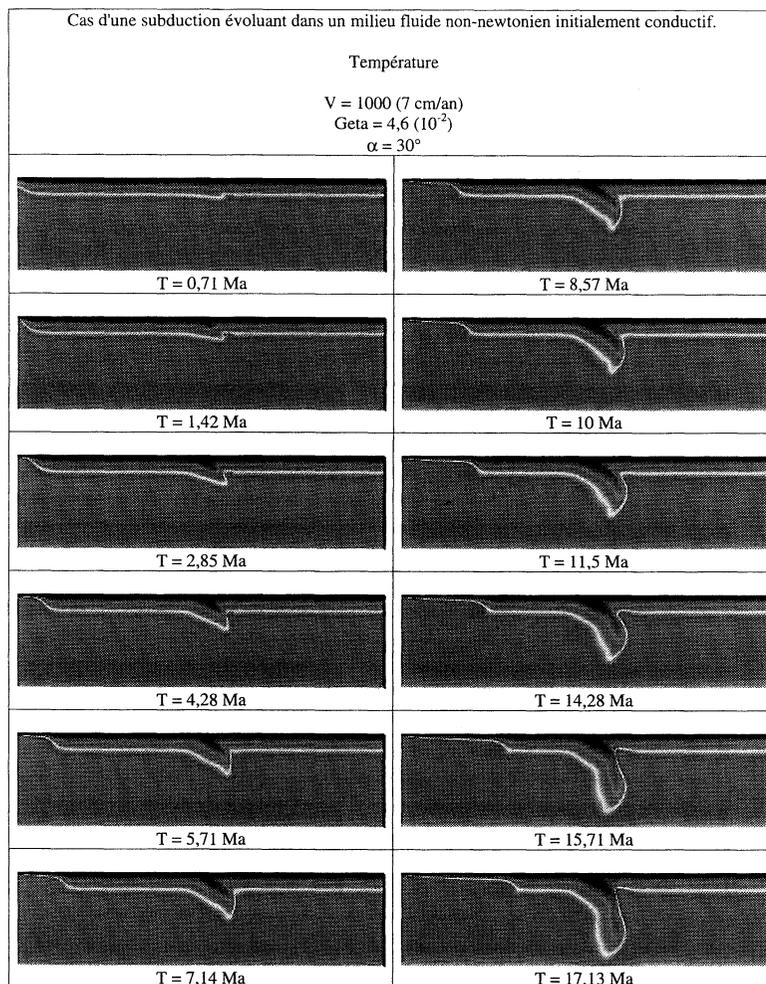


FIG. 1. – Évolution d'une subduction dans un milieu non-newtonien initialement conducteur pour une friction intra-plaques $Geta$ de $4,6$ (10^{-2}).

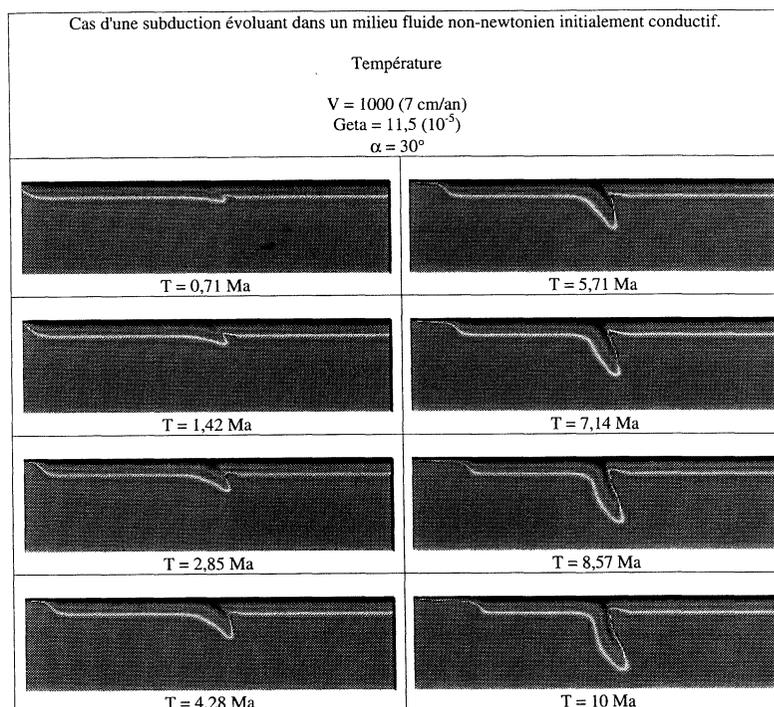


FIG. 2. – Évolution d'une subduction dans un milieu non-newtonien initialement conducteur pour une friction intra-plaques $Geta$ de $11,5$ (10^{-3}).

	Angle	30°		
	Vitesse	300	1000	2000
Evolution du slab :	<i>De l'angle</i>	Très fort dès le début, le slab se verticalise progressivement	Moins fort (60°), constant jusqu'à t=5.5 Ma puis se verticalise fortement	30° sur les 100 premiers km puis 55° à t=2.95Ma puis chute jusqu'à 60° à t=3.45Ma
	<i>De la forme</i>	Amincissement au niveau du coude au cours du temps	Forme rectiligne	Slab rectiligne dès T=2Ma
	<i>De l'épaisseur</i>	Très épaisse dès le début 140km, tend à diminuer	Épaisseur forte au coude (135km) qui diminue et reste cste par la suite (120km)	120km d'épaisseur au coude puis augmentation progressive jusqu'à 130km sur tout le slab
Evolution de la croûte	<i>Accumulation ou non de marqueurs</i>	Accumulation pour une profondeur de 30 à 65 km	Légère accumulation entre 40 et 65 km de profondeur	Légère accumulation entre 50 et 60 km de profondeur
Dynamique mantellique	<i>Sous la plaque subductante</i>	La cellule occupe la moitié de la boîte	Idem	idem
	<i>Recirculation</i>	Forte et se généralise à l'ensemble de la profondeur	Forte qui tend à descendre et occuper l'ensemble de la prof	Apparaît pour t=0.6Ma et se propage jusqu'à la base
Amincissement lithosphérique en arrière de la zone de subduction	<i>Remontée de l'isotherme 1150°</i>	Remontée de 15 km pour t=14.5Ma puis tend à descendre	Remontée de 15 km pour t=3.84Ma puis tend à augmenter	Remonte de 15 km
	<i>Extension latérale maximale</i>	150 km	110 km	80km

TABLEAU 1. – Principales observations faites dans les cas où l'état initial est conducteur à couche limite thermique de type erf, pour un angle de 30° et des vitesses de 2 cm/an (300), 7 cm/an (1000), et 14 cm/an (2000).

	Angle	50°		
	Vitesse	300	1000	2000
Evolution du slab en fonction du temps:	<i>De l'angle</i>	Passage à un angle de 60° à t=15Ma puis 75° à t=19Ma	Passage brutal de 55° à t=3Ma à 70° à t=6.75Ma	35° à t=1.5Ma puis 60° à t=3.45Ma et 70° à t=4Ma
	<i>De la forme</i>	Forme linéaire	Le slab est linéaire	Forme ovoïde à t=1.5Ma puis prend une forme rectiligne
	<i>De l'épaisseur</i>	Passage de 160 km à t=9.49Ma à 150 pour t=19Ma	Épaisseur constante au cours du temps avec léger amincissement par élongation	Épaisseur ne varie pas au cours du temps : 150km
Evolution de la croûte	<i>Accumulation ou non de marqueurs</i>	Accumulation importante entre 40 et 100km de prof.	Accumulation à 75km de profondeur pour t=8.9Ma	Légère accumulation pour t=0.8Ma à 60km de prof.
Dynamique mantellique	<i>Sous la plaque subductante</i>	Occupe la moitié de la boîte	Occupe la moitié de la boîte	Occupe la moitié de la boîte
	<i>Recirculation</i>	Apparaît à t=1.9Ma et se propage jusqu'au fond de la boîte	Apparaît pour 1.1Ma et s'étend progressivement jusqu'à la base de la boîte	Apparaît pour t=0.8Ma et s'étend progressivement jusqu'à la base de la boîte
Amincissement lithosphérique en arrière de la zone de subduction	<i>Remontée de l'isotherme 1150°</i>	Remontée maximale de 10km	Remontée maximale de 5km	Remontée de 10km pour t=4.24Ma
	<i>Extension latérale maximale</i>	170km	150km	160km

TABLEAU 2. – Principales observations faites dans les cas où l'état initial est conducteur à couche limite thermique de type erf, pour un angle de 50° et des vitesses de 2 cm/an (300), 7 cm/an (1000), et 14 cm/an (2000).

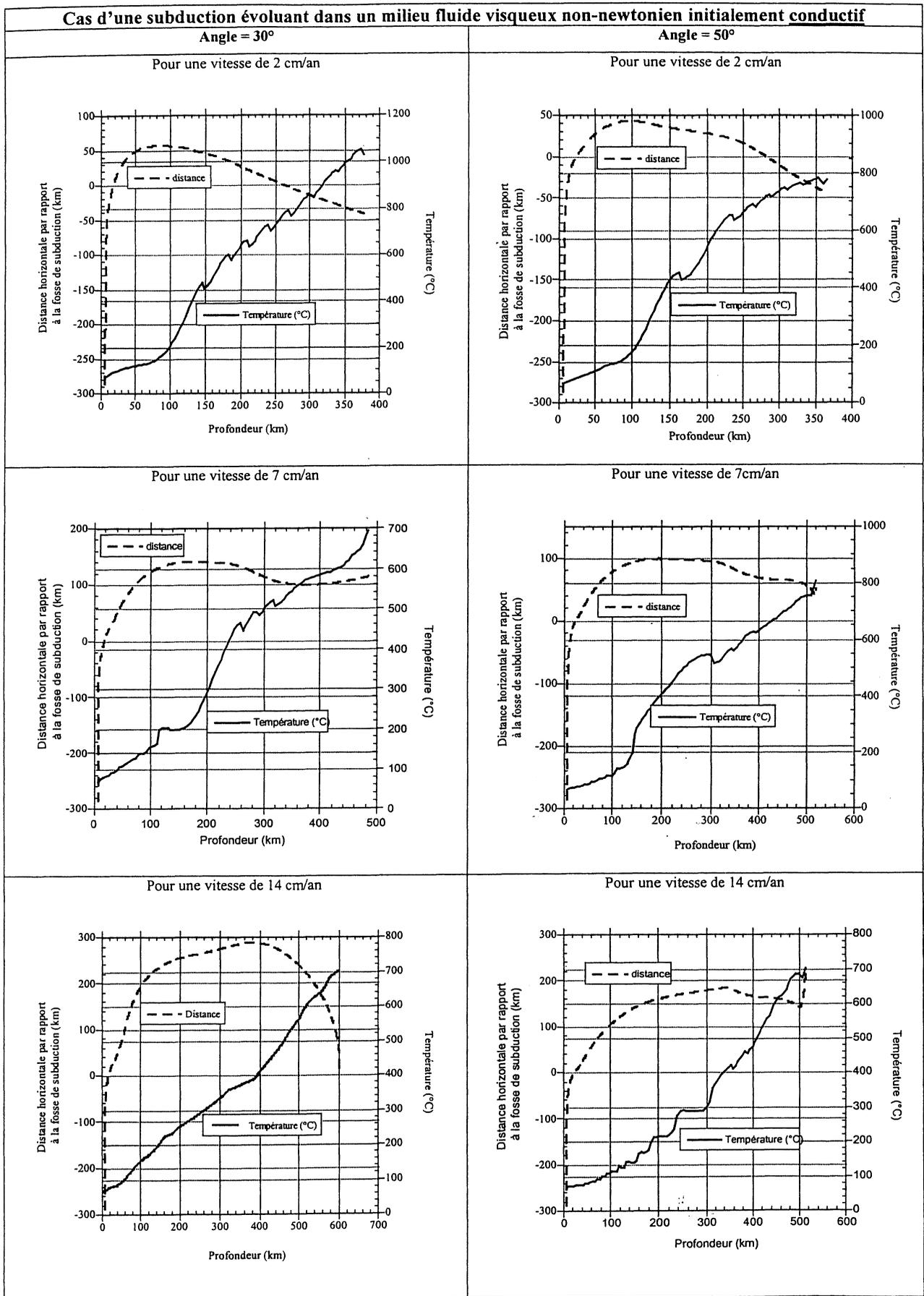


FIG. 3. – Comparaison, pour un même modèle initial, de l'influence de l'angle et de la vitesse sur le devenir spatial et thermique d'une particule située directement sous la croûte océanique (profondeur inférieure à 10 km). Cas de l'état initial conducteur.

Source et évolution tectono-métamorphique de métasédiments mafiques de la ceinture de Quetico, Province Archéenne du Lac Supérieur (Canada)

Franck VALLI

1. – INTRODUCTION

La province supérieure du Canada est constituée de ceintures de roches vertes linéaires et est interprétée comme s'étant formée par accrétions successives d'arcs volcaniques à l'aplomb de zones de subduction [Card, 1990 ; Thurston et Chivers, 1990]. Cette hypothèse a été récemment validée par les nombreux profils sismiques effectués à travers le craton Canadien [Ludden *et al.*, 1993 ; Calvert *et al.*, 1995 ; Cook *et al.*, 1999]. Dans ce contexte les ceintures métasédimentaires situées entre les bandes de roches vertes sont interprétées comme étant des paléo-prismes d'accrétions [Percival, 1989]. La chaîne de Quetico est une de ces ceintures métasédimentaires et est essentiellement d'origine turbiditique. Elle s'étend sur plus de 1200 km pour une largeur moyenne de 50-70 km. Elle est délimitée au nord par l'arc de Wabigoon et, au sud, par celui de Wawa (fig. 1). Au centre de cette sous-province de Quetico, dans la zone du lac Jean, une lentille de roche « ultramafique » a été décrite comme dérivant d'ophiolites ou de diapirs de serpentinites [Fralick *et al.*, 1992]. Les ophiolites et les diapirs de serpentinites sont communs dans les marges en convergences actuelles [Nicolas, 1989 ; Fryer *et al.*, 1995], alors qu'à l'Archéen leur existence est toujours débattue [Hamilton, 1998 ; De Witt, 1998]. La lentille de roche « ultramafique » de la zone du lac Jean peut donc fournir des informations cruciales sur la tectonique archéenne ainsi que

sur le développement et l'évolution du prisme de Quetico. Une campagne de terrain a été réalisée en juillet 2000 avec quatre objectifs principaux : (i) caractériser les roches « ultramafiques », (ii) évaluer leur origine et leur(s) source(s), (iii) déterminer l'évolution tectono-métamorphique de la lentille « ultramafique » et des métasédiments encaissants, (iv) comparer la chaîne de Quetico avec les prismes d'accrétion actuels.

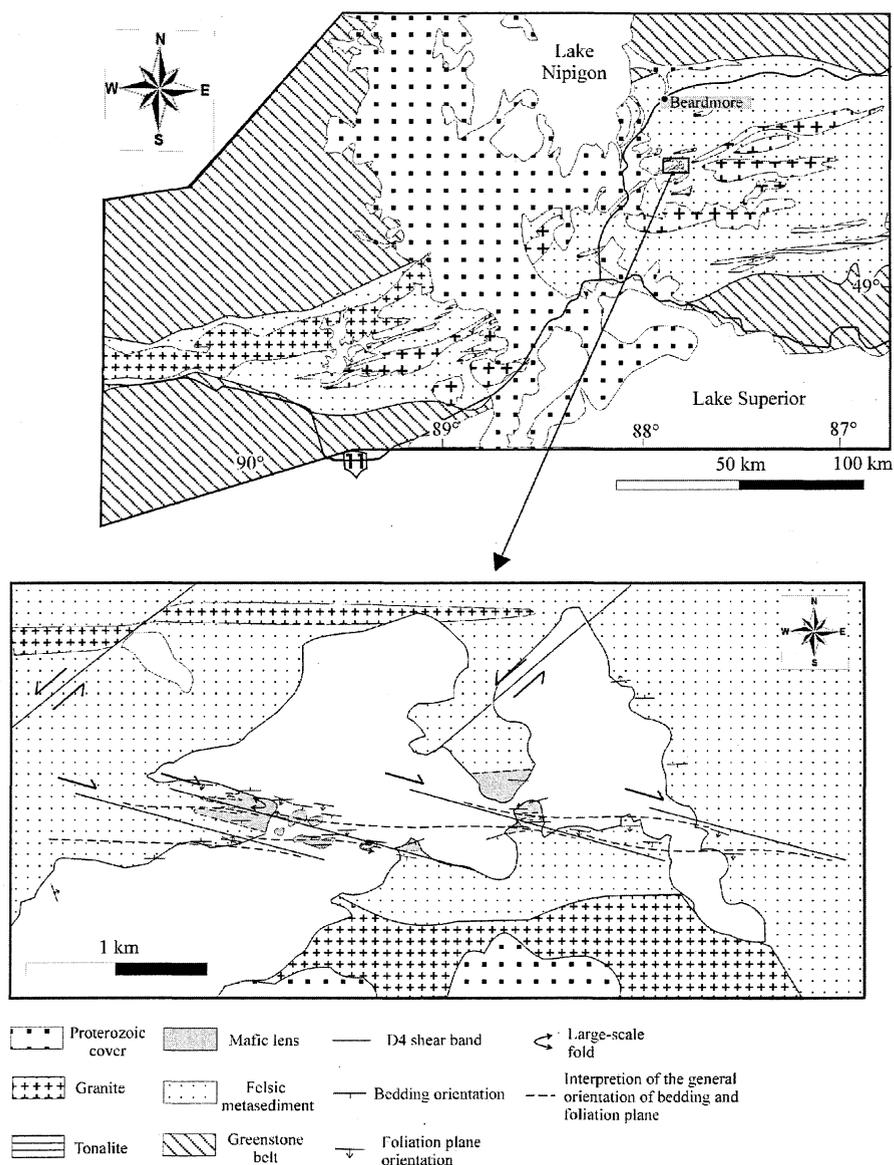


FIG. 1. – Carte géologique simplifiée de la zone d'étude située dans la partie centrale de la chaîne métasédimentaire de Quetico [modifiée d'après la carte 2056 de Pye, 1964].

2. - LES ROCHES MAFIQUES DE LA ZONE DU LAC JEAN

2.1. Distributions, lithologie et origine

La lentille de roche « ultramafique » a une longueur totale de 3 km pour une largeur de 200 m et affleure le long des rives et sur les îles du lac Jean (fig. 1). Cette lentille est orientée est-ouest et est encaissée par des métasédiments quartzo-feldspathiques similaires aux métasédiments typiques formant la chaîne de Quetico. Les roches « ultramafiques » se subdivisent en 3 unités : une unité riche en biotite et amphibole, une unité riche en amphibole et une unité felsique. Les roches des 3 unités contiennent plus de 10% (vol%) de quartz et/ou de feldspaths et sont donc mafiques plutôt qu'ultramafiques. L'observation de structures sédimentaires comme des climbing ripples, du litage ou des figures de charges, ainsi que la présence dans chaque unité de clastes millimétriques, implique une origine sédimentaire des roches du lac Jean.

2.2. Composition chimique et sources

Après analyse microscopique, 20 échantillons ont été sélectionnés pour des analyses chimiques sur roches totales. La projection des échantillons dans des diagrammes d'éléments immobiles contre éléments immobiles (Ti, Mg, Al, Mn, Cr, Co, Ni, Zn) montre un alignement presque parfait (coefficient de corrélation > 0,7). Une des extrémités représente les roches de l'unité felsique ainsi que les sédiments encaissants ; l'autre extrémité correspond aux compositions des échantillons de l'unité riche en amphibole. Cet alignement suggère un mélange entre deux sources. La première correspond à la source des sédiments quartzo-feldspathiques de Quetico, pour la seconde, les fortes teneurs en Cr (< 866 ppm) en MgO (< 13 .wt %) et en CaO (< 9 .wt %) nécessitent un mélange avec des basaltes komatiitiques (fig. 2) [Valli *et al.* 2002].

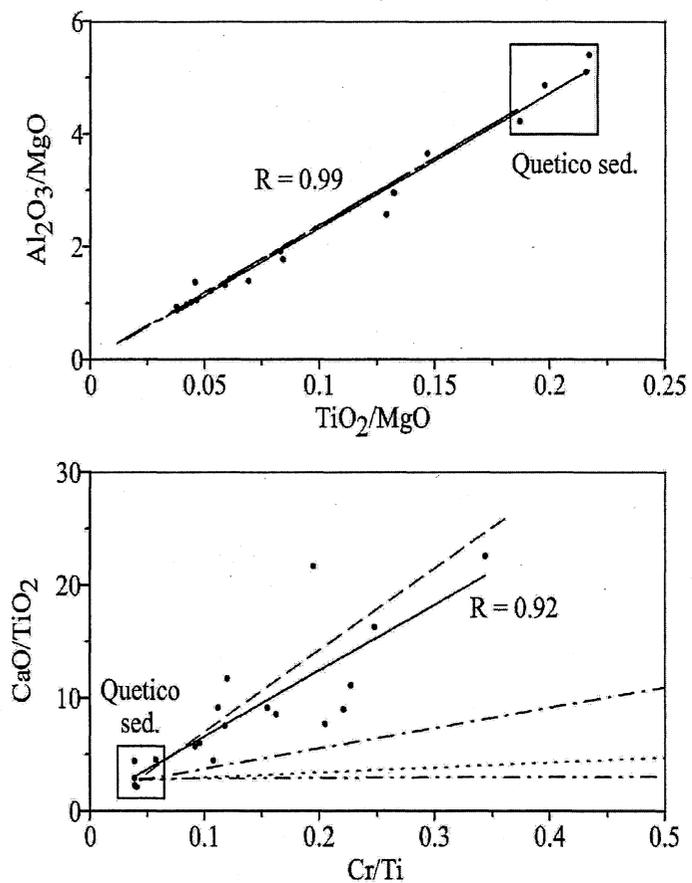


FIG. 2. - Ligne de régression (droite en train plein) des roches sédimentaires mafiques comparée avec différentes droites de mélange impliquant les sédiments de Quetico et différentes roches mafiques et ultramafiques : basalte komatiitique [ligne en tirets, Ayer, 1999], komatiite de la partie sud de Wabiggon [ligne en tirets et pointillés, Ayer, 1999] ; harzburgite [ligne en tirets et double pointillés ; Yamamoto *et al.*, 1992] et lherzolite [ligne en pointillés, Rollinson, 1993].

similaires s'observent dans toute la chaîne de Quetico et sont associés à une phase de déformation transpressive D3 [Williams, 1991]. Postérieurement, de grands décrochements N110 dextre (D4) recoupent ces structures. Dans ces bandes de cisaillement cristallisent des biotites et/ou amphibole selon le faciès. A l'échelle régionale les foliations pré-S3 et S3 viennent se paralléliser aux bandes de cisaillement D4 N110 pour former de grandes sigmoïdes dextres (fig. 1). Ces cisaillements N110 dextres sont conjugués à des accidents N50 sénestres ; le régime de contrainte résultant est un régime en compression sud-sud-est.

3. - DÉFORMATIONS DANS LA ZONE DU LAC JEAN ET CORRÉLATIONS AVEC LA DÉFORMATION RÉGIONALE

Une première phase de déformation se caractérise par le développement d'une foliation à staurotite et biotite. Cette première foliation est plissée par des plis de plan axiaux E-W verticaux où cristallise une nouvelle foliation à sillimanite-biotite-grenat. Des plis verticaux

4. - MÉTAMORPHISME

Dans les faciès basiques, les cristaux d'amphibole sont zonés. La composition évolue depuis un pôle trémolitique au centre vers des compositions de magnésio-

hornblende à la bordure. Les trémolites cristallisent communément dans les conditions P-T des schistes verts, alors que les magnésio-hornblendes se forment dans le faciès des amphibolites [Spear, 1993]. Ces amphiboles représentent donc un enregistrement du chemin P-T prograde. Les échanges cationiques entre amphibole et plagioclase [Holland et Blundy, 1994] permettent de calculer une température de $700 \pm 70^\circ\text{C}$ pour le pic de métamorphisme.

Dans les faciès quartzo-feldspathiques, la première foliation (pré-S3) cristallise dans le champ de stabilité de la staurotide et de la biotite c'est-à-dire dans le champ des amphibolites. Au cours d'une évolution prograde cette foliation pré-S3 est plissée et la staurotide se déstabilise pour donner une nouvelle foliation S3 à sillimanite-biotite-grenat. La thermobarométrie classique sur les couples grenat-biotite [Pigage et Greenwood, 1982 ; Williams et Grambling, 1990], grenat-plagioclase-sillimanite-quartz [Hodges et Crowley, 1985 ; Koziol et Newton, 1988 ; Hoisch, 1990], staurotide-grenat [Perchuk, 1989], couplée avec les résultats du programme THERMOCALC [Powell *et al.*, 1998] ainsi qu'avec les grilles pétrochimiques de Spear et Cheney [1989] permettent de calculer une pression de $0,6 \pm 0,1$ GPa pour une température $> 650^\circ\text{C}$ pour le pic de métamorphisme. Ce résultat est compatible avec la température de $700 \pm 70^\circ\text{C}$ estimée dans les faciès basiques.

Une étude détaillée de la composition des grenats depuis leur centre jusqu'à leur bordure montre clairement une deuxième phase de croissance. Cette deuxième cristallisation se fait à l'équilibre avec des biotites et des plagioclases permettant de calculer une pression de $0,25 \pm 0,11$ GPa et une température de $540 \pm 80^\circ\text{C}$ pour cet événement métamorphique BP-HT. Cet événement BP-HT est synchrone de la déformation D4. Ce régime de déformation perdure lors de la cristallisation tardive de chlorite indiquant des conditions P-T schistes verts.

5. – CORRÉLATION DES ÉVÉNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES À L'ÉCHELLE RÉGIONALE (CHAÎNE DE QUETICO)

Quatre épisodes tectono-métamorphiques ont été reconnus dans la sous-province de Quetico [Williams, 1991]. La première déformation régionale (D1) débute juste après la sédimentation (2698-2690 Ma), elle produit un enfouissement des roches jusque dans le faciès des amphibolites [conditions de MP-MT ; Pan et Fleet, 1999]. Cet épisode correspond vraisemblablement à notre événement tectono-métamorphique syn-pré-D3 de MP-MT. Par conséquent la déformation pré-D3 reconnue dans la zone du lac Jean correspond à la déformation régionale D1. Cet épisode fut suivi d'une déformation régionale principalement décrochante (D2) non observée dans la zone du lac Jean. La phase de déformation

régionale suivante (D3) est également transpressive et correspond au développement de plis verticaux [Williams, 1991]. Des plis similaires ont été identifiés dans la zone du lac Jean et nous avons montré qu'ils étaient synchrones du développement des conditions du pic de métamorphisme. La phase de déformation D4 dans la zone du lac Jean correspond à des bandes de cisaillements conjuguées formées en régime compressif sud-sud-est. Cette déformation D4 est synchrone de l'événement métamorphique de BP-HT. Les conditions P-T déterminées pour cet événement ($P = 0,25 \pm 0,11$ GPa, $T = 540 \pm 80^\circ\text{C}$) suggèrent fortement qu'il correspond à l'épisode régional de BP-HT décrit par Percival [1989]. Une rétrogression des roches aux conditions du schiste vert se développe à la fin de l'épisode de déformation D4. Cette phase de rétrogression est reconnue à l'échelle régionale par plusieurs auteurs [Percival, 1989 ; Pan et Fleet, 1999].

L'âge des événements régionaux de déformation D3 et D4 n'est pas connu. De plus, l'âge de l'événement régional D2 et ses relations avec le métamorphisme régional est toujours débattu. Percival [1989] suggère un âge de 2689-2684 Ma pour D2 ainsi qu'un âge de 2671-2667 Ma pour l'événement de BP-HT. A l'opposé Pan *et al.* [1998] suggèrent un âge de 2689-2666 Ma pour l'épisode D2 impliquant son association à l'événement de BP-HT. Dans la zone du lac Jean le métamorphisme de BP-HT est synchrone de l'épisode de déformation D4 et conforte donc la séquence temporelle de Percival et Sullivan [1988] et Percival [1989]. Pour confirmer ces relations temporelles nous avons daté des monazites (à la microsonde de l'université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand) ayant cristallisé pendant l'événement syn-D4 de BP-HT.

6. – DATATION SUR MONAZITE

Les 34 cristaux de monazite analysés présentent une composition homogène en terres rares suggérant une seule génération de cristaux. Pour chaque cristal de monazite daté, sa position structurale avait été préalablement déterminée au microscope, ainsi nous avons pu dater un événement métamorphique précis, en l'occurrence l'événement BP-HT. L'âge moyen calculé par le programme *final4* [Montel *et al.*, 1996] donne 2667 ± 20 Ma avec un excellent M.S.W.D. de 0,36 confirmant ainsi la présence d'une seule génération de monazite. Cette nouvelle donnée géochronologique ainsi que nos observations structurales sont uniquement compatibles avec l'âge de 2671-2667 Ma déterminé par Percival et Sullivan [1989] pour l'événement BP-HT syn-D4. Nous avons ainsi pu reconstituer un chemin P-T-t complet pour les métasédiments de la zone du lac Jean (fig. 3).

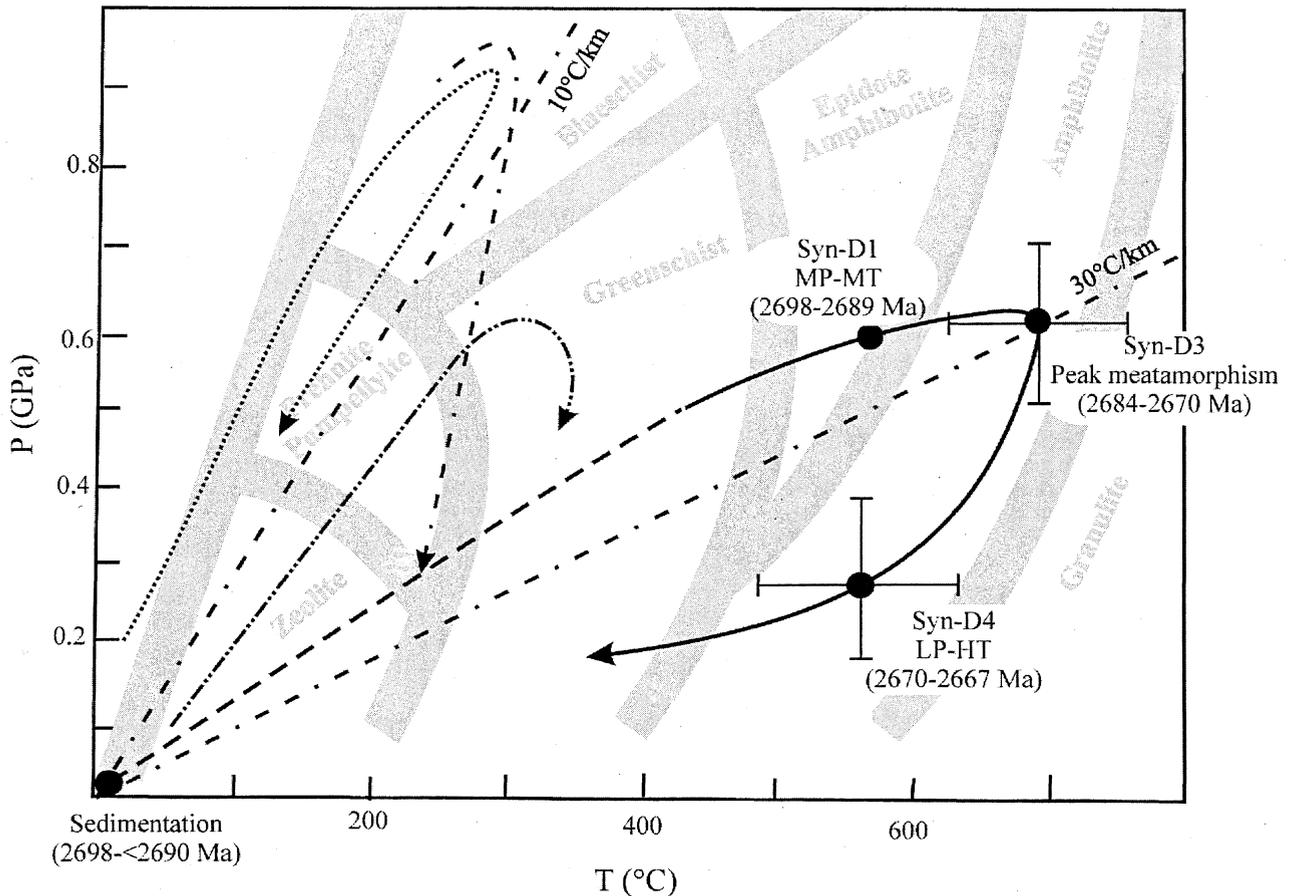


FIG. 3. – Chemin P-T-t (ligne en trait plein) estimé pour les roches du lac Jean comparé avec les chemins observés dans les prismes d'accrétion modernes. Queyras [ligne en pointillés et triple tiretés ; Schwartz *et al.*, 2000], Sambagawa [ligne en tiretés et double pointillés, Ernst, 1988] et Franciscain [ligne en pointillés ; Ernst, 1988]. Les faciès métamorphiques sont de Spear [1993]. Les lignes en pointillés double tiretés représentent les gradients géothermiques.

7. – Comparaison avec les prismes récents

Les données géochronologiques suggèrent un enfouissement des sédiments de Quetico jusqu'à 20 km de profondeur en moins de 9 Ma, et leur exhumation jusqu'aux conditions de l'événement BP-HT en environ 15 Ma. Dans les prismes récents les vitesses typiques d'enfouissement sont de l'ordre de 3-8 cm/an [Demets *et al.*, 1990] et celles d'exhumation sont comprises entre 0,2 et 1mm/an [Duchêne *et al.*, 1997 ; Schwartz *et al.*, 2000 ; De Sigoyer *et al.*, 2000]. Ces vitesses appliquées au chemin P-T suivi par les roches de Quetico impliquent un enfouissement en environ 1 Ma et une exhumation d'une durée allant de 12 à 60 Ma. Les estimations pour les métasédiments de Quetico sont compatibles avec celles des zones de subduction

modernes suggérant que le régime tectonique néo archéen était essentiellement similaire à l'équivalent actuel.

Les zones de subduction modernes contiennent des roches métamorphiques de HP-BT comme des schistes bleus et des éclogites. L'absence de ces roches métamorphiques dans les terrains archéens est toujours débattu aujourd'hui [De Wit, 1998]. Les études thermobarométriques de ces roches dans les terrains phanérozoïques suggèrent un gradient géothermique faible, $\approx 10^\circ \text{C/km}$ (fig. 3) [Ernst, 1998 ; Ernst et Liou, 1999 ; Schwartz *et al.*, 2000]. Comme beaucoup d'autres terrains sédimentaires archéens, la chaîne de Quetico ne contient pas de roches HP-BT. Cette absence de roches HP-BT peut être attribuée à un gradient géothermique élevé ($\approx 30^\circ \text{C/km}$) à l'Archéen.

Références

- AYER J. A. (1999). – Petrogenesis and Tectonic Evolution of the Lake of the Woods Greenstone Belt, Western Wabigoon Subprovince, Ontario, Canada. (inédit). PhD thesis, University of Ottawa, Canada. 207 p.
- CALVERT A. J., SAWYER E. W., DAVIS D. W. & LUDDEN J. N. (1995). – Archean subduction inferred from seismic image of a mantle suture in the Superior Province. *Nature*, **375**, 670-674.
- CARD K. D. (1990). – A review of the Superior Province of the Canadian Shield, a product of Archean accretion. *Precambrian Res.*, **48**, 99-156.
- COOK F. A., VAN DER VELDEN A. J., HALL K.W. & ROBERTS B. J. (1999). – Frozen subduction in Canada's Northwest Territories: Lithoprobe deep lithospheric reflection profiling of the western Canadian Shield. *Tectonics*, **18**, 1-24.
- DEMETS C., GORDON R. G., ARGUS D. F. & STEIN S. (1990). – Current plate motions. *Geophys. J. Int.* **101**, 425-478.
- DE SIGOYER J., CHAVAGNAC V., Blichert-Toft J., Villa I. M., Luais B., Guillot S., Cosca M. & Mascle G. (2000). – Dating the Indian continental subduction and collisional thickening in the northwest Himalaya: Multichronology of the Tso Moriri eclogites. *Geology*, **28**, 487-490.
- DE WIT M. J. (1998). – On Archean granites, greenstones, cratons and tectonics: does the evidence demand a verdict? *Precambrian Res.*, **91**, 181-226.
- ERNST W. G. (1988). – Tectonic history of subduction zones inferred from retrograde blueschist P-T paths. *Geology*, **16**, 1081-1084.
- ERNST W. G. & LIU J. G. (1999). – Overview of UHP metamorphism and tectonics in well-studied collisional orogens. *Internat. Geol. Reviews*, **41**, 477-493.
- FRALICK P. W., WU J. & WILLIAMS H. R. (1992). – Trench and slope basin deposits in an Archean metasedimentary belt, Superior Province, Canadian Shield. *Can. J. Earth Sci.*, **29**, 2551-2557.
- FRYER, P., AMBOS E. L. & HUSSONG D. M. (1995). – Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology*, **13**, 774-777.
- HAMILTON W. B. (1998). – Archean magmatism and deformation were not products of plate tectonics. *Precambrian Res.*, **91**, 143-179.
- HODGES K. V. & CROWLEY P. D. (1985). – Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. *Am. Mineral.*, **70**, 702-709.
- HOISCH T. D. (1990). – Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 225-234.
- HOLLAND T. & BLUNDY J. (1994). – Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **116**, 433-447.
- KOZIOL A. M. & NEWTON R. C. (1988). – Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *Am. Mineral.*, **73**, 216-223.
- LUDDEN J. N., HUBERT C., BARNES A., MILKERIT B. & SAWYER E. (1993). – A three dimensional perspective on the evolution of Archean crust: LITHOPROBE seismic reflection images in the southwestern Superior Province. *Lithos*, **30**, 357-372.
- NICOLAS A. (1989). – Structures and dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Academic Publishers, 188 p.
- PAN Y. & FLEET M. E. (1999). – Kyanite in the western Superior Province of Ontario: implication for Archean accretionary tectonics. *Can. Mineral.* **37**, 359-373.
- PERCHUK, L. L. (1989). – Internal consistency of some Fe-Mg geothermometers based on Nernst law, a revision (In Russian, with English Abstr.). *Geoklimiya*, **5**, 611-622.
- PERCIVAL J. A. (1989). – A regional perspective of the Quetico accretionary complex, Superior Province, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 677-693.
- PERCIVAL J. A. & SULLIVAN R. W. (1988). – Age constraints on the evolution of the Quetico Belt, Superior Province, Canada. *Geol. Surv. Can., Paper*, **88-2**, 97-108.
- PIGAGE L. C. & GREENWOOD H. J. (1982). – Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem. *Am. J. Sci.*, **282**, 943-969.
- PYE E. G. (1964). – Map 2056 (scale of 1:63360), Georgia Lake area, Thunder Bay District. Ontario Department of Mines, Toronto.
- POWELL R., HOLLAND T. & WORLEY B. (1998). – Calculating phase diagrams involving solid solutions via non-linear equations with examples using THERMOCALC. *J. Metamorph. Geol.*, **16**, 577-588.
- ROLLINSON H. R. (1993). – Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, New York, 352 p.
- SCHWARTZ S., LARDEAUX J. M., GUILLOT S. & TRICART P. (2000). – The diversity of eclogitic metamorphism in the Monviso ophiolitic complex, western Alps, Italy. *Geodin. Acta*, **13**, 169-188.
- SPEAR F. S. (1993). – Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths. *Mineral. Soc. Am. Monogr.*, New York, 799 p.
- SPEAR F. S. & CHENEY J. T. (1989). – A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**, 149-164.
- THURSTON P. C., CHIVERS K. M. (1990). – Secular variation in greenstone sequence development emphasizing Superior Province, Canada. *Precambrian Res.*, **46**, 21-58.
- VALLI F., GUILLOT S., HATTORI K. H. (2002). – Source and tectono-metamorphic evolution of mafic and pelitic metasedimentary rocks from the central Quetico metasedimentary belt, Archean Superior Province of Canada. *Precambrian Res.* (sous presse).
- WILLIAMS H. R. (1991). – Quetico Subprovince. In: Thurston, P.C., Williams, H.R., Sutcliffe, R.H., Stott, G.M. (Eds.), *Geology of Ontario. Ontario Geological Survey, Special Vol. 4.*, Ontario, Canada, 383-403.
- WILLIAMS M. L. & GRAMBLING J. A. (1990). – Manganese, ferric iron, and the equilibrium between garnet and biotite. *Am. Mineral.*, **75**, 886-908.
- YAMAMOTO K., MASUTANI Y., NAKAMURA N. & ISHII T. (1992). – REE characteristics of mafic rocks from a fore-arc seamount in the Izu-Ogasawara region, Western Pacific. *Geochem. J.*, **26**, 411-423.
- ZALESKI E., VAN BREEMEN O. & PETERSON V. L. (1999). – Geological evolution of the Manitouwadge greenstone belt and Wawa-Quetico subprovince boundary, Superior Province, Ontario, constrained by U-Pb zircon dates of supracrustal and plutonic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **36**, 945-966.

Tuteur : S. GUILLOT, CNRS/UCB Lyon

Laboratoire d'accueil : Laboratoire Dynamique de la Lithosphère, UCB Lyon 1.

Structure et cinématique de la partie nord de la nappe de Digne : relations avec les sédiments synorogéniques

Yann VESSILER

MOTS CLÉS. – Nappe de Digne, écailles parautochtones, chaînes subalpines méridionales, dôme de Remollon, bassin molassique, Oligocène, tectoniques superposées, déformations synsédimentaires, bassin dauphinois, modélisation 3D.

Des données microtectoniques et une modélisation géométrique 3D permettent de proposer un nouveau scénario pour la cinématique de mise en place de la nappe de Digne. La mise en place serait polyphasée, avec un premier transport vers l'ouest à nord-ouest oligocène suivi d'un second transport vers le sud-ouest à sud miopliocène. Chacune de ces deux « phases » montre une quantité de transport conséquente et d'ordre de grandeur comparable. De plus la restauration de la nappe dans sa position d'origine d'après le mode de transport que nous proposons, implique une coïncidence entre les zones de transition plate-forme bassin et un approfondissement vers le nord-est révélé par le modèle 3D, qui pourrait être un héritage de la paléogéographie du bassin Dauphinois.

La nappe de Digne s'est individualisée au Tertiaire selon des limites probablement héritées de la distension mésozoïque. Le matériel érodé dans les unités en cours de déformation s'est déposé dans les bassins d'avant pays, marins ou continentaux, migrant au cours de la structuration des Alpes. Plusieurs directions de raccourcissement ont été enregistrées dans ces dépôts syntectoniques et observées par différents auteurs. Différentes interprétations ont été émises pour expliquer les variations de la direction de contrainte : succession de phases tectoniques, réorientations locales, glissements gravitaires. Ce travail se propose, en combinant observations de terrain et méthodes de visualisation 3D, de préciser la cinématique de mise en place de la nappe à l'Oligocène et au Néogène.

1. – ÉTUDE DE TERRAIN

Les données de terrain peuvent être présentées en deux groupes correspondant à deux cinématiques distinctes, l'une oligocène et l'autre mio-pliocène :

- Un premier groupe indiquant généralement des vergences ouest à nord-ouest avec souvent des axes de

plis (observés ou calculés) non horizontaux, indices d'une déformation ultérieure.

- Un second groupe plus homogène indiquant des vergences sud à sud-ouest et affectant indifféremment le mésozoïque et les sédiments oligocènes.

Les déformations du premier groupe qui n'ont été observées que dans le mésozoïque peuvent être interprétées de deux manières :

a) Elles sont restées dans leur attitude originelle, et leur disposition est alors difficile à comprendre.

b) Elles ont été basculées lors d'une déformation postérieure et doivent être restituées avant interprétation. Dans ce cas, nous avons choisi de les débasculer « par le plus court chemin » en ramenant la stratification à l'horizontale, tout en étant conscient que cette méthode pourrait être améliorée par une étude fine de cette seconde déformation à chaque site. Néanmoins notre méthode se trouve justifiée a posteriori par les observations suivantes :

- Sur l'ensemble des sites du premier groupe, les mesures initialement discordantes sont très cohérentes une fois débasculées.

- La tectonique à vergence ouest à nord-ouest que l'on fait ainsi apparaître se retrouve dans la littérature [Ehtechamzadeh-Afchar et Gidon, 1974 ; Arnaud *et al.*, 1977 ; Vergne *in* Gratier, Lejeune et Vergne, 1973 ; Faucher, 1987].

Nous avons donc observé sur l'ensemble du secteur deux déformations successives représentées sur la figure 1, avec un premier mouvement vers l'W à NW syn-oligocène suivi d'un second dans le cadran S-SW d'âge miocène supérieur - pliocène. Nos mesures correspondent aux observations des auteurs même si l'interprétation peut en être différente.

Les traces de mouvement vers le NW que nous avons observé ainsi que certaines mesures de Faucher [1987] ne peuvent s'accorder l'hypothèse d'une mise en place uniquement vers le SSW proposée par Gidon [1997] qui propose d'expliquer la création de structures orientées N70 à N80 lors du transport vers le SSW au moyen d'une rotation autour d'unités résistantes poinçonnant la nappe. Le modèle ne peut expliquer des schistosités à vergence nord-ouest.

Nous retiendrons donc l'hypothèse d'une mise en place polyphasée pour la totalité des unités allochtones.

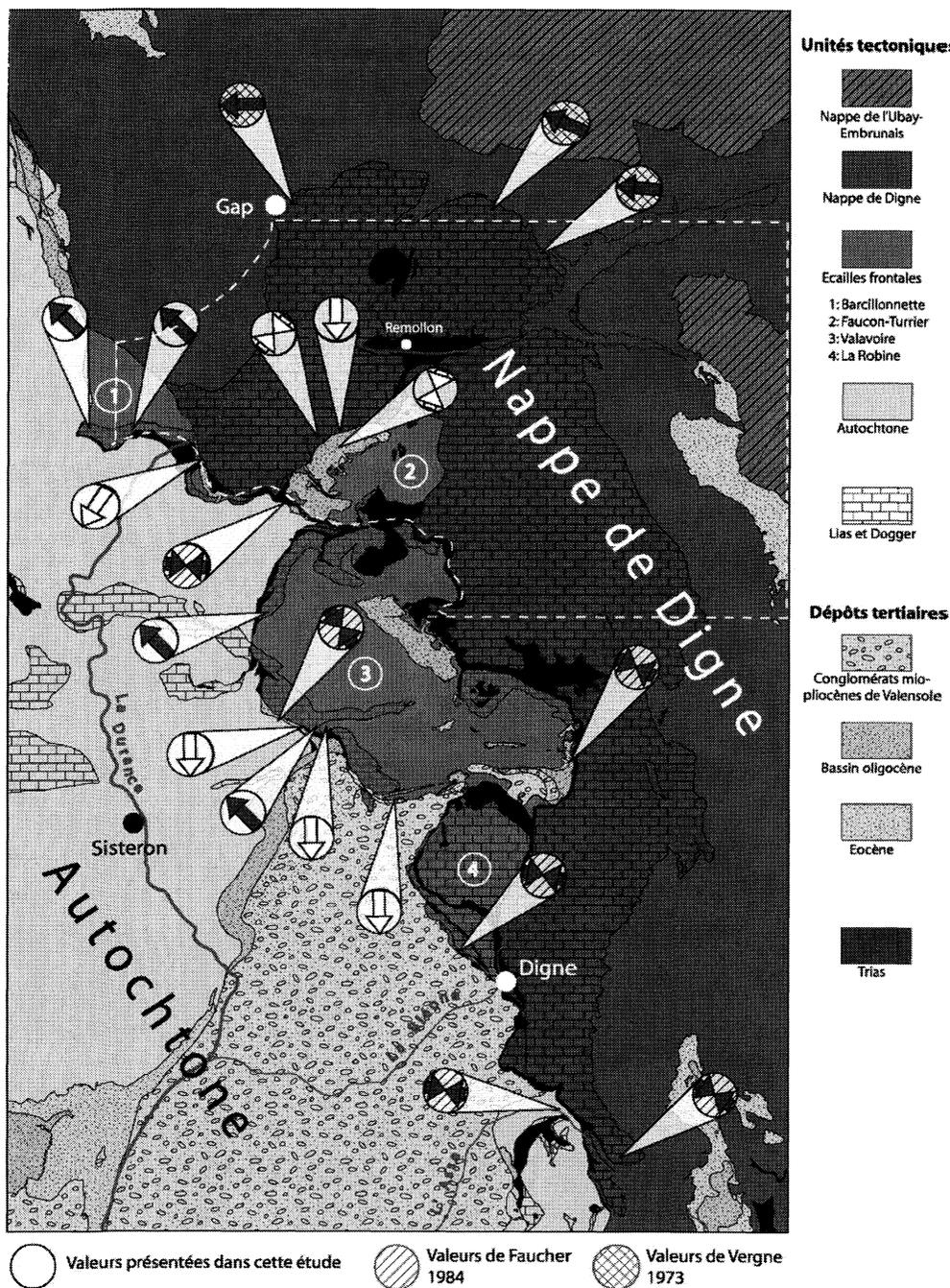


FIG. 1. – Directions de transport et de contraintes d'après les données microtectoniques. Flèche simples : direction de transport (schistosités). Flèches doubles : direction de raccourcissement (failles conjuguées). En noir : cinématique à vergence NW à W. En blanc : cinématique à vergence SW à S. En pointillés : localisation de la zone modélisée (fig. 2).

2. – MODÉLISATION GÉOMÉTRIQUE

Cette représentation 3D a été construite en utilisant le MNT et la carte géologique couplés, c'est-à-dire une base de données permettant d'obtenir en chaque point la nature géologique, l'altitude et les coordonnées Lambert III. Nous avons choisi de modéliser la base du Lias pour caractériser la géométrie profonde de la nappe

car l'épaisseur de la couverture est relativement bien connue jusqu'à ce niveau. D'autre part le Trias ayant servi de niveau de décollement, son épaisseur est très variable et il serait difficile d'en déterminer la base. Nous n'avons modélisé cette surface que dans la partie nord de la nappe de Digne, entre Gap et Barles, pour pouvoir visualiser la structure du Dôme de Remollon.

La surface construite ici suggère que la structure de Remollon soit due à la superposition de deux grands

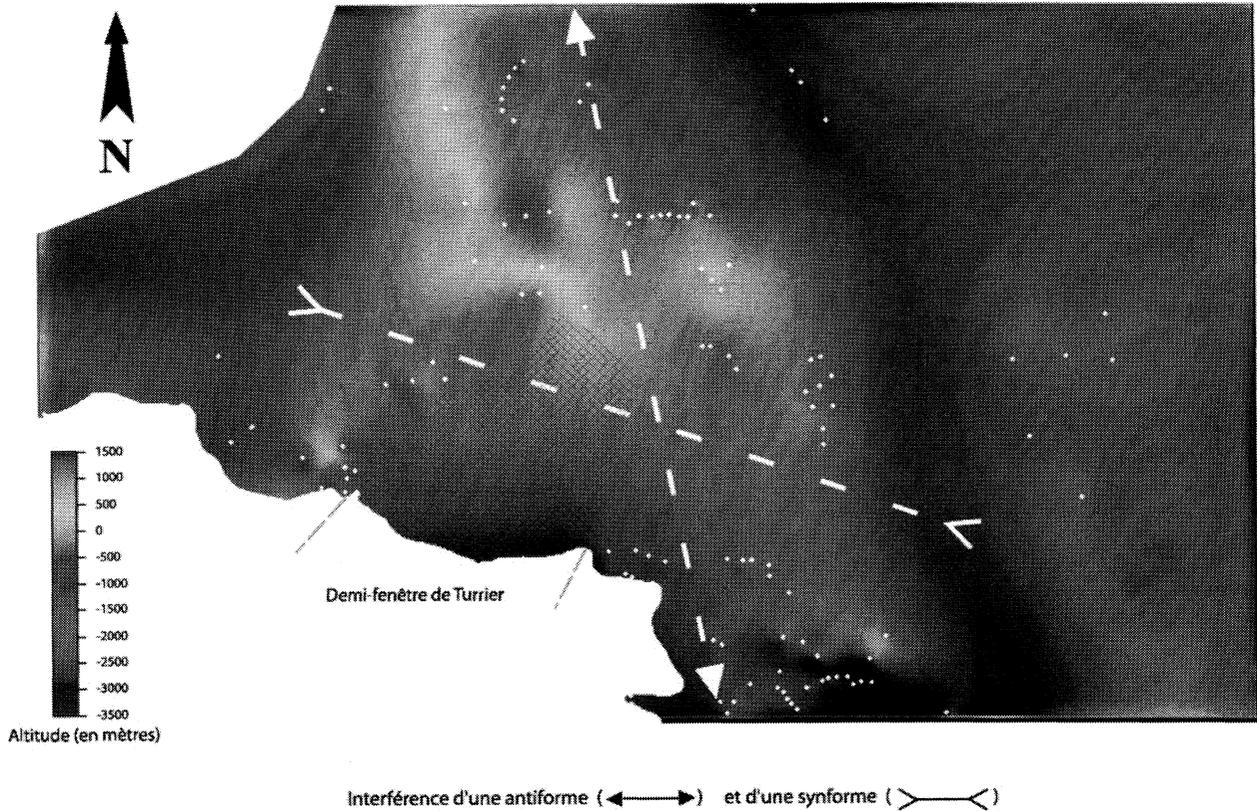


FIG. 2. – Modélisation 3D de la base de la nappe au niveau du dôme de Remollon.

plis, une antiforme d'axe N160 à N180 et une autre d'axe N110. Ce serait donc une interférence de deux serrages successifs affectant la nappe et son soubassement. L'orientation de la synforme N110 que l'on peut suivre depuis Tallard jusqu'à Seyne correspond à certaines structures observées à plus petite échelle sur le terrain, contemporaines de la mise en place finale de la nappe. Ceci suggère que cette synforme soit également tardive, liée au serrage NNE-SSW tardi-néogène. L'antiforme N160° serait donc due à une déformation antérieure, probablement un raccourcissement E-W ou E-NE - S-SW.

On constate donc par cette méthode de visualisation que le contact basal de la nappe de Digne a été affecté très tardivement par des ondulations de grande amplitude, postérieures à la mise en place initiale de la nappe.

On retrouve la superposition de deux phases de plissement observée à l'échelle du terrain et décrite dans la partie précédente. Ceci pour proposer que les mouvements vers l'ouest à nord-ouest ne sont pas dus à une simple réorientation de la contrainte au front de la nappe par un mécanisme gravitaire mais à deux directions de transport successives et croisées.

3. – DISCUSSION ET INTERPRÉTATIONS

- *Le caractère polyphasé de la tectonique de la nappe de Digne*

Cette étude met en évidence deux cinématiques bien distinctes, l'une vers le nord-ouest ou ouest, d'âge oligocène, l'autre vers le sud-ouest puis sud d'âge miopléocène. Si la seconde est clairement identifiée dans la littérature, la première a probablement été sous-estimée, souvent interprétée comme des épiphénomènes locaux liés aux glissements gravitaires lors du transport principal, alors que l'on constate qu'elle affecte de façon cohérente l'ensemble de la nappe, les écaïlles et l'autochtone.

- *Direction et quantité de transport*

On peut estimer le transport fini en observant le décalage des limites de faciès au front de la nappe.

La composante nord-sud du déplacement de la nappe a déjà été évaluée :

Gidon et Pairis [1986a] estiment un décalage d'environ 20 km de la limite nord des faciès à affinité provençale du Crétacé inférieur, entre le chaînon Ventoux-Lure dans l'autochtone et l'arc de Castellane. Laurent [1998]

propose un raccourcissement de même ordre (16 à 17 kilomètres) dans la branche sud de l'arc de Castellane par construction de coupes équilibrées.

Nous pouvons tenter d'évaluer de la même façon le décalage selon un axe est-ouest.

À la latitude de Remollon, la nappe se caractérise par une réduction des faciès du Lias en allant vers son front ouest causée par la sédimentation sur un seuil séparant deux sous-bassins dauphinois. Ainsi à La Saulce elle présente une faible épaisseur de lias semblable à celle des écaïlles parautochtones. On retrouve ce Lias réduit plus à l'est en écaïlle chevauchée par la nappe dans le ravin de Clapouse, entre Remollon et Turrier. Le Lias réduit est ici en position renversée mais présente la même schistosité à vergence sud que le Lias épais de la nappe qui le chevauche. On peut donc penser qu'ils ont été affectés par le serrage nord-sud tardif de la même façon et que le renversement de l'écaïlle s'était produit antérieurement, lors du transport vers l'ouest. La distance séparant le Lias réduit du front de la nappe à la Saulce et celui de l'écaïlle renversée de Clapouse est d'environ 12 à 14 km. Si ces deux séries étaient effectivement juxtaposées avant toute déformation cette distance représente une valeur minimale de la flèche suivant la composante est-ouest.

La composante est-ouest du déplacement est donc du même ordre de grandeur que la composante nord-sud.

• *Lien avec la géodynamique*

Oligocène : les déformations enregistrées sont causées par la progression des nappes internes. Le secteur étudié représente alors l'avant pays alpin, qui enregistre la fermeture du bassin flexural paléogène. La cause du changement de cinématique entre la fin de l'Oligocène et Miocène n'est pas établie mais il est à noter que le charriage des nappes du flysch à helminthoïdes présentes en bordure nord-est du secteur d'étude est également polyphasé avec deux directions successives de transport NW puis SW [Merle et Brun, 1984].

Mio-pliocène : si les déplacements vers le sud-ouest débutant à l'Aquitainien sont probablement dus à l'activité du front pennique, l'origine des déformations miocène supérieur-pliocène provoquant la déformation de la nappe et la réactivation de l'anticlinal des Mées peut être discutée :

- Elles peuvent être dues à la propagation du front alpin vers le SW comme le suggère la chronologie des déformations observées sur le terrain selon l'hypothèse de Champagnac [1999].

- Elles peuvent être liées au régime de compression régionale N-S décrit par Ritz [1992], causé par la remontée du bloc corso-sarde sous l'effet de la poussée de la plaque africaine. Ce régime est susceptible de réactiver des structures E-W de la Provence et des Baronnies ; il a donc pu se ressentir à proximité de la zone étudiée.

De plus ces deux régimes à vergences opposées ne sont pas incompatibles et ont pu additionner leurs effets, les déformations observées en étant la résultante.

• *Conséquences sur la paléogéographie jurassique*

Le front de la nappe de Digne et les écaïlles contiennent des variations de faciès du Lias traduisant le passage bassin - plate-forme. La nappe de Digne est d'ailleurs classiquement interprétée comme le résultat de l'inversion d'un bassin jurassique. On peut tenter, en restaurant les déplacements observés, de replacer les limites du bassin telles qu'elles étaient au Lias.

La transition entre les faciès épais et réduits du lias est visible dans la nappe en deux points de notre secteur : au nord, aux environs de la Saulce, et au sud entre Digne et Norante. On peut considérer que la limite de faciès s'aligne aujourd'hui selon une direction N165 donnée par ces deux points entre lesquels les faciès intermédiaires ont été éliminés laissant en contact chevauchant les faciès épais (nappe) et les faciès réduits (écaïlles).

On restaure en premier lieu la composante nord du déplacement fini. On a utilisé pour cela des valeurs de déplacement de 10 à 20 km. Le transport supposé ancien (syn-oligocène) est ensuite restauré en appliquant une translation de l'ensemble de la limite vers l'est de 15 km.

L'orientation N130 de la limite de bassin ainsi obtenue rappelle celle des failles normales et des blocs basculés de la marge sud du bassin dauphinois dans les Alpes-Maritimes [Dardeau, 1983].

La limite ainsi replacée se superpose approximativement à la rampe à pendage ENE dessinée par la nappe et visible sur la modélisation 3D de la base du Lias.

Cette rampe représente un décalage vertical d'environ 2000 m, compatible avec la différence d'épaisseur entre série mésozoïque de bassin et série de haut-fond. On peut donc proposer que la dépression visible à l'est de la rampe N160 sur la figure 2 représente l'origine du bassin jurassique de la nappe de Digne. L'inversion de ce bassin lors de l'individualisation de la nappe de Digne est connue et est démontrée notamment par la présence d'écaïlles de socle au front de l'écaïlle de Valavoire probablement arrachées à la bordure du horst jurassique [Gidon et Pairis, 1985].

4. – CONCLUSION

Ce travail a permis, à l'aide des données de terrain nouvelles et de la modélisation, d'apporter un regard critique sur les différentes hypothèses à propos de la mise en place de la nappe de Digne. Aucune ne permettant d'expliquer intégralement nos observations, une nouvelle interprétation est proposée dont voici les points essentiels :

- Le serrage est-ouest à nord-ouest-sud-est accompagné d'une schistosité à pendage relativement faible au front de la nappe, dans les écaïlles et dans l'autochtone, ne peut être lié qu'à un transport significatif contemporain des dépôts de la Molasse Rouge, dans une direction très différente de l'épisode suivant.

- La nappe a par la suite terminé sa mise en place vers le cadran sud-ouest à sud comme l'indiquent de nombreux auteurs. On peut ajouter que ces déplacements se sont probablement effectués avec une chronologie relative d'abord vers le sud-ouest puis vers le sud.

- Ces phases ont toutes deux provoqué des déplacements importants de l'ordre de 15 à 20 km, de la nappe, et dans une moindre mesure des écaïlles paraautochtones. La restauration de ces déplacements permet de replacer la transition entre les faciès du Lias épais caractéristiques de la nappe de Digne et réduit rencontré dans l'autochtone à l'endroit où l'on observe un approfondissement du socle sur le modèle 3D. Cette « rampe » orientée N140 à N160 correspondrait à la bordure occidentale du bassin dauphinois ayant été expulsé sur sa rampe frontale lors du premier serrage alpin.

Références

- ARNAUD H., GIDON M. & PAIRIS J. L. (1977).– Précisions sur la structure des chaînes alpines méridionales dans la région de Faucon-Turrier-Clamensane (Alpes-de-Haute-Provence). *Géol. Alpine*, **53**, 5-34.
- CHAMPAGNAC J. D. (1999).– Étude morphostructurale du plateau de Valensole, déformations récentes et modélisation. Mémoire de Maîtrise, Grenoble.
- DARDEAU G. (1983).– Le Jurassique dans les Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, Briançonnais et provençal. Thèse d'Etat, Nice, 391 p.
- EHTECHAMZADEH-AFCHAR M. & GIDON M. (1974).– Données nouvelles sur la structure de l'extrémité nord de la zone des chevauchements de Digne. *Géol. Alpine*, **50**, 57-69.
- FAUCHER T. (1987).– Direction de transport de la nappe de Digne. D.E.A. Univ. Grenoble, 86 p.
- GIDON M. (1997).– Les chaînons subalpins au nord-est de Sisteron et l'histoire tectonique de la nappe de Digne. *Géol. Alpine*, **73**, 23-57.
- GIDON M. & PAIRIS J. L. (1985).– La position structurale du Houiller des abords NE de Sisteron (Alpes-de-Haute-Provence, France) : à propos d'une interprétation nouvelle. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **301**, (II), 6, 411-414.
- GIDON M. & PAIRIS J. L. (1986 a).– La nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales) : origine, déplacement et signification régionale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **303**, (II), 10, 981-984.
- GRATIER J. P., LEJEUNE B. & VERGNE J. L. (1973).– Étude des déformations de la couverture et des bordures sédimentaires des massifs cristallins externes de Belledonne, des Grandes Rousses et du Pelvoux (depuis les Aravis jusqu'à la région de Remollon). Thèse Univ. Grenoble, 227 p.
- LAURENT O. (1998).– Modalités de la structuration d'un prisme de front de chaîne : l'exemple de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales, France). Thèse Univ. Nice - Sophia Antipolis, 279 p.
- MERLE O. & BRUN J. P. (1984).– The curved translation path of the Parpaillon nappe (French Alps). *Jour. Struct. Geol.* **6**, 711-719.
- RITZ J.F. (1992).– Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du sud : analyse en termes de contraintes. *Quaternaire*, **3**, (3-4), 111-124.

Tuteurs : T. DUMONT, G. MASCLE CNRS, UJF Grenoble.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Grenoble, UMR 5025 et UJF.

Subduction de la ride de Carnegie sous la marge d'Équateur : structure et déformation à partir des données de sismique multitrace

Ruth VILLAMAR

Le bloc côtier équatorien et sa marge occidentale subissent d'intenses déformations tectoniques résultant de la subduction de la Plaque Nazca et de la Ride de Carnegie, environ 7 cm/an [Kellogg et Vega, 1995], sous le nord de l'Amérique du Sud (fig. 1).

Cette déformation se manifeste par (1) une surrection de la côte et du plateau continental exprimée par la présence de terrasses marines quaternaires soulevées, (2) la sismicité superficielle, plus constante ($4 < M_b < 6$, 1964-1995) au sud de la marge (1°S) qu'au nord (1°S - 1°N) où elle est sujette à des ruptures moins fréquentes mais de plus grande magnitude ($M > 7$).

La plaque Nazca résulte de la fragmentation de la plaque Farallon lors d'une réorganisation majeure du système de plaques Farallon-Caraïbe-Amérique du Sud il y a environ 25 Ma [Lonsdale et Klitgord, 1978]. La partie septentrionale de la plaque Nazca est bordée à

l'est par le système de fosse de l'Amérique andine, et au nord par la Zone de Fracture de Panama et la dorsale des Galápagos (rift de Panama). Cette dorsale s'est initiée il y a environ 23 Ma à proximité du point chaud des îles Galápagos lors de la séparation des plaques Nazca et Cocos (fig. 1).

La ride volcanique de Carnegie est large de 200 km et portée par la plaque Nazca. Elle s'est formée au cours du Miocène par interaction magmatique entre le point chaud des Galápagos, et la dorsale Nazca-Cocos [Hey, 1997 ; Lonsdale, 1978]. Selon les auteurs, la ride de Carnegie serait entrée en subduction sous la marge d'Équateur il y a 3 Ma [Lonsdale, 1978] ou 8 Ma [Gutscher *et al.*, 1999], modifiant sa structure et sa sédimentation.

La croûte océanique adjacente au flanc sud de la Ride est âgée de 20-24 Ma. Elle résulte de l'activité de

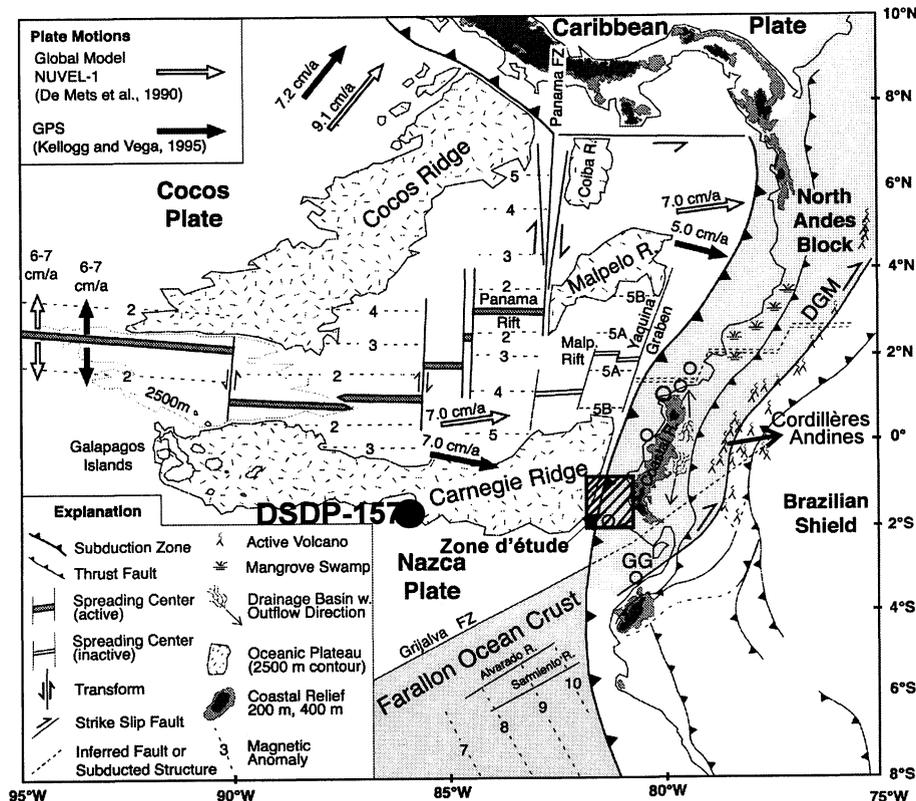


FIG. 1. – Contexte géodynamique de la zone de subduction au large de la marge andine [Gutscher, 1999]. La Ride de Carnegie, portée par la plaque Nazca, entre en subduction sous le bloc côtier équatorien. Notre zone d'étude, située sur le flanc sud de cette Ride à son contact avec la marge, est indiquée dans un encadré.

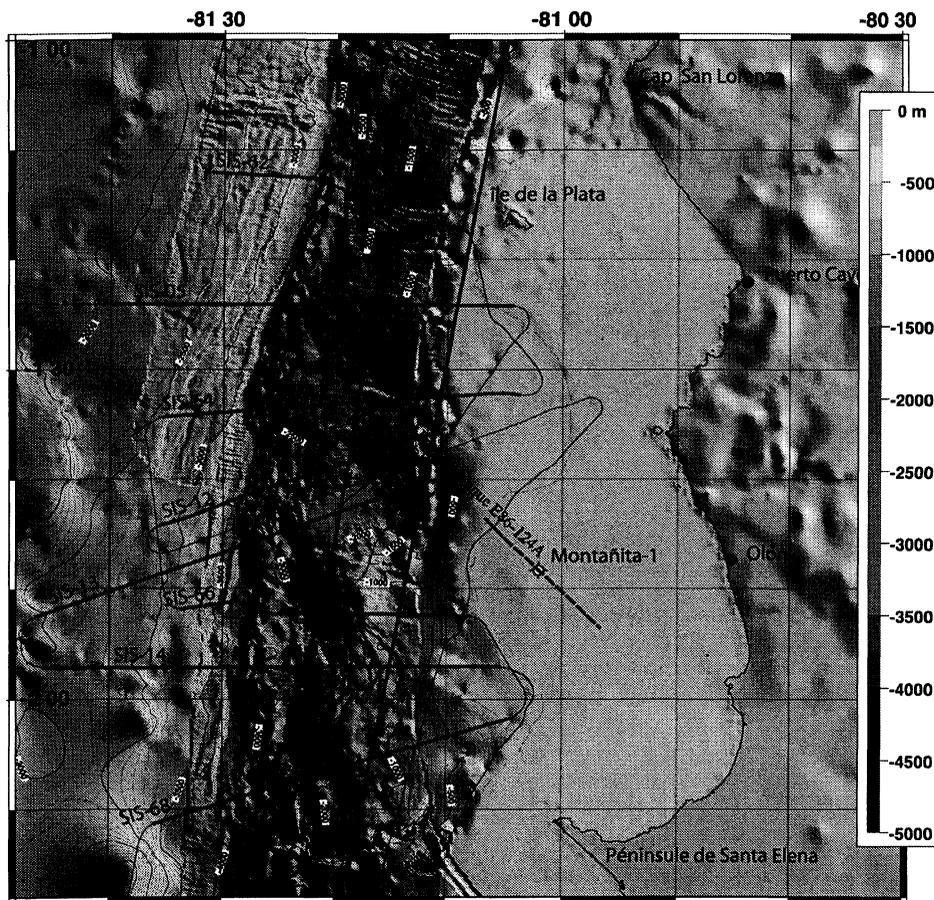


FIG. 2. – Les profils de sismique réflexion multitrace utilisés dans cette étude, ainsi que la position du forage pétrolier de Montañita-1, sont représentés sur la carte bathymétrique de la marge équatorienne.

la dorsale Nazca-Cocos immédiatement après la fragmentation de la plaque Farallón [Herron, 1972, Hey, 1997 ; Minster et Jordan, 1978]. Cette croûte océanique relativement jeune est séparée, vers le sud, par la zone de fracture Grijalva, d'une croûte océanique plus ancienne (> 30 Ma) et formée sur la dorsale medio-pacifique.

Pendant la campagne SISTEUR (Navire Océanographique Nadir sept-oct 2000) neuf profils de sismique réflexion multitrace ont été acquis sur la zone de contact entre le flanc sud de la Ride de Carnegie et la marge équatorienne (latitudes 1°10'S à 2°20'S), afin d'identifier ses éléments structuraux et son style tectonique (fig. 2). La source sismique était composée de 12 canons à air totalisant un volume 2.869 in³, tirés tous les 50 m. Un dispositif monobulle accordé, synchronisant le signal des canons sur la première oscillation de la bulle a été adopté afin de privilégier la pénétration. La flûte sismique était composée de 360 traces de 12,5 m autorisant une couverture multiple de 45. Les données de sismique sont interprétées conjointement avec les données bathymétriques multifaisceaux obtenues lors du transit de l'Atalante en 1997 (PUGU). Un profil de sismique de réflexion pétrolière et un forage de la banque de données de Petroecuador sont utilisés en complément, afin de

caractériser les formations géologiques de la plateforme continentale et les extrapoler vers la marge, dans notre zone d'étude (fig. 2).

Les données étudiées permettent d'établir les conclusions et hypothèses suivantes :

- La Ride de Carnegie est couverte par à peu près 0-450 m de sédiments pélagiques (site Deep Sea Drilling Program 157, localisation fig. 1) reposant sur un substratum constitué de coulées volcaniques du Miocène inférieur [Van Andel, 1973] dont le faciès acoustique réfléchif peut être suivi sous la marge d'Équateur jusqu'à 40-50 km de la fosse.
- Le mur externe de la fosse est déformé par des failles normales de flexure dont l'orientation contrôle le front de déformation.
- La fosse est vide de dépôts turbiditiques, le prisme d'accrétion frontal est absent et le pied de marge est souligné par un prisme imbriqué résultant du cisaillement inverse des roches de la marge.
- La marge est constituée par six unités acoustiques. La comparaison des cinq unités supérieures avec les

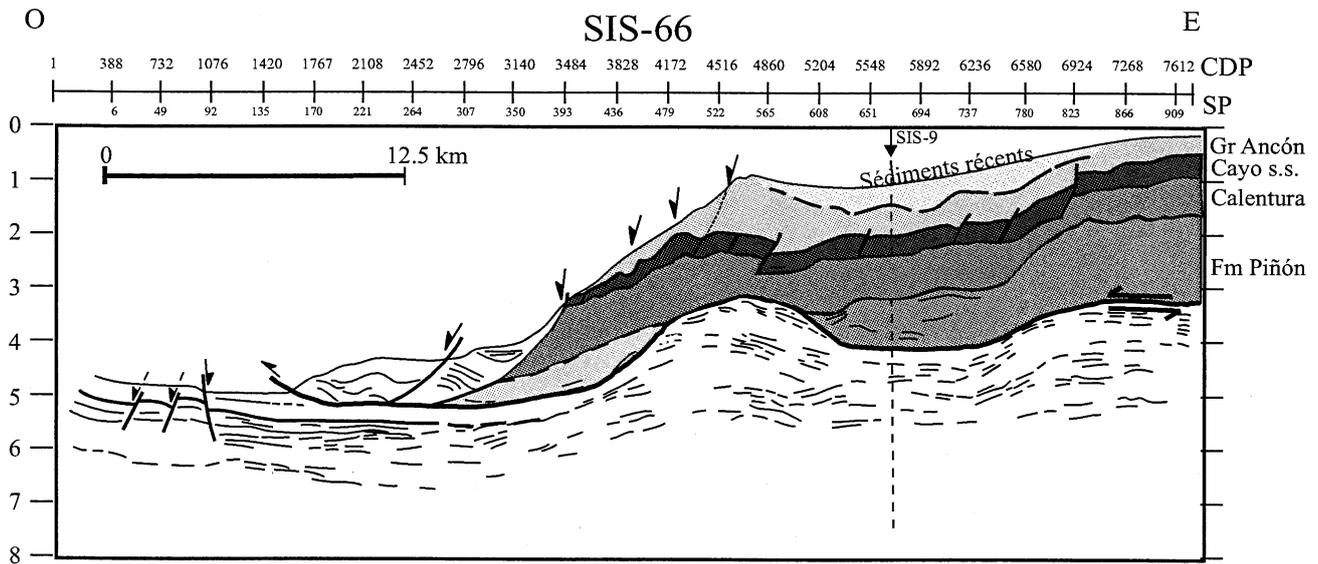


FIG. 3. – Interprétation du profil sismique de réflexion multitrace SIS-66 (campagne SISTEUR 2000).

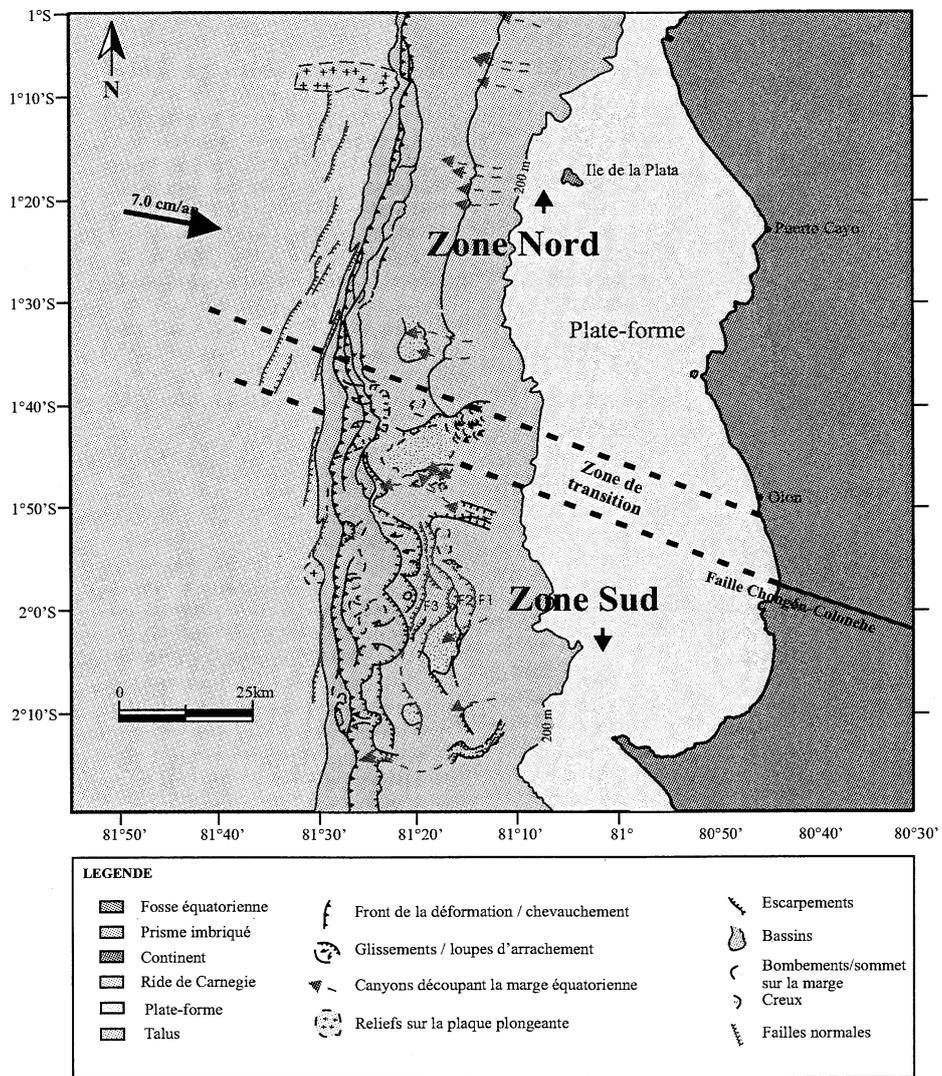


FIG. 4. – Schéma morphostructural de la marge équatorienne, obtenu à partir des données multifaisceaux acquises lors du transit PUGU.

données géologiques terrestres permet de reconnaître de bas en haut, la formation Piñón, substratum d'âge Crétacé inférieur, les unités volcano-sédimentaire Calentura et Cayo *s.s.* du Crétacé supérieur, l'Unité Ancón de l'Éocène moyen et des dépôts de pente et de bassins récents (fig. 3).

- Le style structural dominant de la marge est l'extension, et les quatre unités supérieures ont fortement subsidé au moins depuis l'Eocène. La subsidence semble être produite par l'érosion basale peut-être active, la pente de la marge pourrait néanmoins être soulevée par la Ride, comme la plate-forme continentale.

- Longitudinalement, la marge présente deux zones morphologiquement très distinctes : une zone nord de pente relativement stable et ayant subi une forte érosion tectonique, et une zone sud, le long de laquelle la pente est instable et déstructurée par la subduction de monts sous-marins. La région de transition entre les zones nord et sud peut être corrélée avec l'extension NO de la faille de Chongón-Colonche (fig. 4).

Références

- GUTSCHER M.A., MALAVIEILLE J., LALLEMAND S. & COLLOT J. Y. (1999). – Tectonic segmentation of the North Andean margin : impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **168**, 255-270.
- HEY R. N. (1977). – Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1404-1420.
- HERRON E. M. (1972). – Sea-floor spreading and the Cenozoic history of the East-Central Pacific. *G.S.A. Bull.*, **83**, 1671-1692.
- KELLOGG J. N. & VEGA V. (1995). – Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraints from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Geol. Soc. Am., Spec. Paper* **295**, 75-90.
- LONSADALE P. (1978). – Ecuadorian subduction system. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **62**, 12, 2454-2477.
- LONSDALE P. & KLITGORD K. D. (1978). – Structure and Tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**, 981-999.
- MINSTER & JORDAN (1978). – Present day plate motion. *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331-5354.
- VAN ANDEL (1973). – Site 157, in *Initial reports of the Deep Sea Drilling Project*, **16**, Washington, D.C., U.S. Govt. Printing Office, 53-150.

Tuteurs : J. Y. COLLOT, F. SAGE, IRD, Univ. Paris 6.

Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Villefranche sur mer, URA/UMR 6526.

Modélisation des carbonates de plate-forme de la formation Habshan (Oman)

Maria ZWEIGERT

1. – INTRODUCTION

L'objet de ce travail est l'étude des carbonates de plate-forme hauteriviens d'Oman, la formation Habshan. Cette formation a été étudiée dans le Jebel Akhdar, fenêtre tectonique située dans la partie nord-est de l'Oman. Douze coupes y ont été levées au cours d'une mission TotalFinaElf au printemps 2000.

Deux de ces coupes ont fait l'objet d'une étude très détaillée en lames minces. Quatre autres coupes ont été partiellement étudiées en lame mince. Ces six coupes corrélées constituent la base de données de la modélisation 3D de l'Habshan.

Le principal objectif de ce travail est l'étude de la logique de dépôt et de **l'évolution des dépôts sédimentaires en fonction du niveau marin**. Les modèles en 3D, en bathymétrie et en faciès, de la formation Habshan permettront une visualisation et une représentation idéale de cette évolution.

Deux directions structurales principales existent dans ce secteur, et reviennent à plusieurs reprises dans l'histoire tectonique de la plaque arabique [Loosveld *et al.*, 1996 ; Immenhauser *et al.*, 2000 ; Pratt et Smewing, 1990 ; Pratt et Smewing, 1993] :

- une direction N120, liée à l'ouverture de la Thétys ; c'est notamment la direction de la marge passive nord-omanaise, qui correspond à la direction de la bordure de plate-forme de l'Habshan ;

- une direction N 20-N30 qui apparaît lors des riftings pré-cambriens, ainsi que pendant l'ouverture de l'Océan Indien ; c'est la direction de l'accident tectonique majeur du Jebel Akhdar, qui constitue une zone de flexure à affaissement Est.

2. – L'ÉTUDE EN LAMES MINCES DES COUPES DE WADI BANI KHARUS ET DE WADI AL'FYN

Cette étude des lames minces consiste en la **quantification exhaustive de tous les éléments biogènes** rencontrés dans les lames minces afin d'établir dans un premier temps un découpage séquentiel précis à l'échelle de la paraséquence. Cette étude a ensuite

permis de proposer une interprétation des paléopro-

fondeurs et d'étudier les variations de l'accommodation et de l'espace disponible pour toute la durée du dépôt de cette formation.

Tous les organismes et leurs fragments, qui caractérisent un environnement particulier soumis à un ou plusieurs facteurs écologiques dominants, sont rassemblés dans des assemblages de faunes et de flores. Ce sont les modifications relatives des pourcentages de chacun de ces assemblages, observées dans une suite d'échantillons, qui permettent de mettre en évidence les variations des paléoenvironnements et d'accéder, indirectement, aux variations des paléoprofondeurs.

Le comptage des éléments dans les lames minces se fait à l'intérieur d'un rectangle de comptage de dimensions 1,2 cm sur 1,7 cm (qui correspond environ à un tiers de la lame en surface) fixé sur la lame mince à étudier, à un endroit qui est jugé représentatif de celle-ci.

Divers problèmes ont été rencontrés au cours de cette étude, liés notamment aux remaniements provoqués par les vagues et les courants, à l'échantillonnage parfois insuffisant et à la représentativité des lames minces par rapport au banc calcaire qu'elles sont censées représenter.

Une fois tous les comptages effectués, **huit assemblages de faune** ont été déterminés au sein de chacune des coupes. Les assemblages de faune regroupent les genres et espèces qui occupent une même niche écologique, c'est-à-dire des faunes que l'on retrouve associées dans les mêmes milieux et donc aux mêmes paléoprofondeurs. Ainsi l'assemblage A correspond à la faune la plus profonde comprenant foraminifères planctoniques, *Patellina*, *Epistomina* et petits spicules de spongiaires, alors que l'assemblage H caractérise les milieux lagunaires confinés avec rudistes, bacinelles, *Lithocodium*.

Au sein des deux coupes étudiées, nous avons mis en évidence deux séquences de dépôt de 3^e ordre. La première séquence de dépôt correspond à des sédiments déposés en milieux profonds allant de faciès de bassin à foraminifères planctoniques à des faciès de plate-forme externe de type mudstone à foraminifères vasicoles de talus.

La seconde séquence de dépôt est essentiellement oolithique. Nous distinguons notamment oolithes et oolithes oncolithisées qui se développent pendant l'intervalle transgressif. Le prisme de haut niveau voit apparaître des constructions à rudistes dans des milieux

relativement calmes et confinés, en association avec des encroûtements à bacinelles et *Lithocodium*.

De la base de l'Habshan vers le sommet tout l'espace disponible est comblé.

L'étude des paléoprofondeurs

L'étude et la détermination des paléoprofondeurs est basée sur deux facteurs différents. D'une part sur l'étude des écologies des populations de faune et d'algues des plates-formes carbonatées actuelles, ce qui nous permet de déterminer une paléoprofondeur pour les populations fossiles [Banner et Simmons, 1994]. D'autre part, la bathymétrie est estimée à l'aide de la quantité de sédiment déposé à partir des surfaces d'émersion et des faciès de plage (qui constituent des niveaux repères, déposés sous une tranche d'eau nulle). Ces deux principes de détermination des paléoprofondeurs sont appliqués simultanément à tous les échantillons et nous permettent donc de contrôler les résultats.

Pour les coupes de Wadi Nahr et Wadi Mu'aydin, il existait déjà un étagement paléobathymétrique établi par Raddadi [2000]. Ces résultats ont été révisés et intégrés dans notre étude.

La première séquence de dépôt est relativement profonde (paléoprofondeurs supérieures à -10 m), la seconde l'est beaucoup moins (bathymétries variant de 0 m aux limites de paraséquences à -6/-8 m au niveau des *mfs* relatives des paraséquences).

3. – LES CORRÉLATIONS (fig. 1)

Les six coupes ont été corrélées après leur étude en lame mince. Une attention particulière a été portée à l'intervalle transgressif de la seconde séquence de dépôt qui était à modéliser. Au sein cet intervalle transgressif cinq paraséquences et la moitié inférieure d'une sixième ont été déterminées dans chacune des coupes.

La surface émergente **SB1** correspond à la limite de séquence de dépôt **SB1** de l'Habshan, et la surface **TS** correspond à la surface transgressive. Entre ces deux surfaces est donc enregistré un prisme de bas niveau

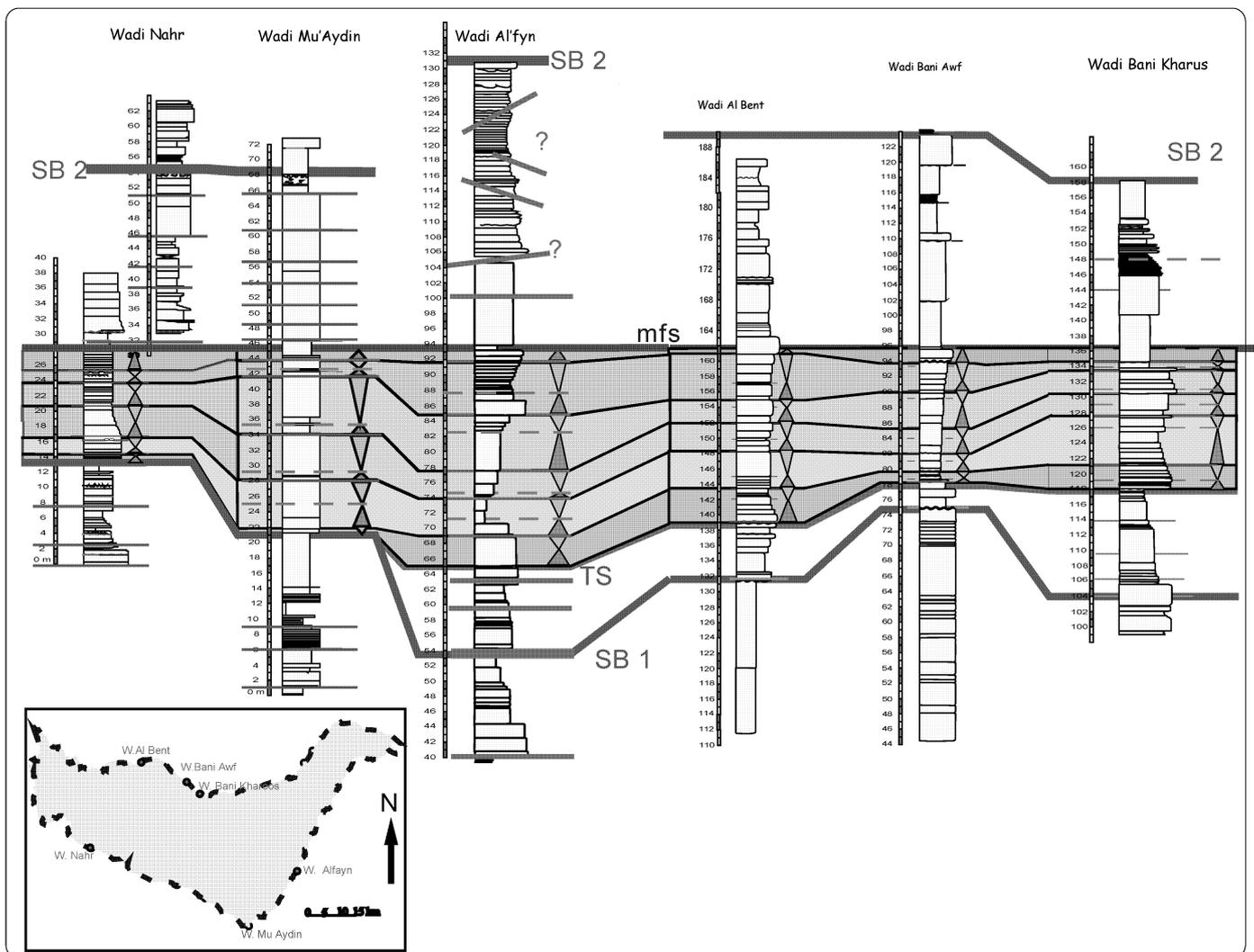


FIG. 1. – Corrélation des 6 coupes étudiées dans le Jebel Akhdar, avec une attention particulière portée à l'intervalle transgressif de la seconde séquence de dépôt qui constitue l'intervalle à modéliser.

progradant au niveau des coupes de Wadi Bani Kharus, Wadi Al Bent, Wadi Bani Awf et Wadi Al'fyn. Ce prisme de bas niveau est inexistant dans les zones les plus internes de la plate-forme c'est-à-dire à Wadi Nahr et à Wadi Mu'aydin, la limite de séquence de dépôt **SB1** et la surface transgressive **TS** sont confondues. Dans ce cas l'intervalle transgressif débute, sur les coupes du nord, au-dessus de la surface transgressive **TS**, et sur les coupes du sud au-dessus de la limite de séquence de dépôt **SB1**. L'existence de ce prisme de bas niveau est une hypothèse, puisque nous n'avons pas d'autres éléments qui puissent confirmer (ou contredire) cette observation.

Des études de faune ont également été effectuées sur les genres *Voloshinoides*, *Vercorsella* et *Novalesia* qui confirment les corrélations effectuées.

4. – MODÉLISATION DE L'INTERVALLE TRANSGRESSIF DE LA SECONDE SÉQUENCE DE DÉPÔT DE L'HABSHAN DANS LE JEBEL AKHDAR

L'objectif de cette partie, travail que j'ai réalisé chez TotalFinaElf à Pau, a été la construction d'un modèle numérique en 3D sur le logiciel Neptune fonctionnant sous Gocad, et mis en place par TotalFinaElf, sous la direction de Gérard Massonnat. Dans un premier temps un modèle en bathymétrie a été établi à partir du calcul des espaces d'accommodation. Une seconde étape consiste en une inversion bathymétrie/faciès aboutissant à un modèle probabilistique des faciès [Massonnat, 2000].

La modélisation a été limitée au seul intervalle transgressif de la seconde séquence de dépôt, le prisme de haut niveau étant incomplet dans un certain nombre de coupes. La première séquence de dépôt est apparue relativement inintéressante, n'étant composée que de sédiments profonds et peu diversifiés.

Dix faciès de référence ont été définis afin que les structures à modéliser soient corrélables à travers la plate-forme et afin que puisse être réalisée l'inversion qui aboutit au modèle 3D des faciès. À chaque faciès de référence correspond une fourchette bathymétrique.

La modélisation comporte 3 étapes principales.

a. La construction des courbes d'accommodation aux puits

Pour construire ces courbes, les courbes de bathymétries sont ré-échantillonnées en fonction des lignes temps (les surfaces synchrones telles que les limites de paraséquences et les *mfs* relatives). Ainsi nous obtenons un modèle plus réaliste, puisque nous tenons compte des taux de sédimentation différentiels.

L'étude des accommodations a permis de mettre en évidence l'activité hauterivienne de la zone de flexure

qui délimite le Jebel Akhdar à l'est, et qui se traduit par une accommodation beaucoup plus importante dans cette partie est du Jebel Akhdar qu'ailleurs dans la zone étudiée.

b. Le traitement de ces courbes et l'obtention de la grille bathymétrique tridimensionnelle.

La grille bathymétrique finale intègre trois facteurs différents ; l'épaisseur des coupes et les deux parties de l'accommodation : le facteur commun et les résidus (l'accommodation différentielle). Le modèle bathymétrique modélisé est obtenu par une simulation des épaisseurs et un krigeage des résidus. La simulation des épaisseurs est réalisée à l'aide d'un variogramme ayant des dimensions semblables à celles des dunes oolithiques actuelles se développant parallèlement à la bordure de plate-forme (plusieurs dizaines de km de long sur une demi-douzaine de km de large).

c. La modélisation stochastique basée sur les probabilités d'apparition des faciès de référence.

L'inversion bathymétrie/faciès consiste à attribuer un des faciès de référence à chaque cellule du modèle 3D des bathymétries. Pour cela, dans un premier temps, les matrices de probabilité des faciès, c'est-à-dire les probabilités relatives d'apparition de chacun des faciès à une bathymétrie donnée ont été calculées. Ainsi l'attribution des faciès dans chaque cellule dépend uniquement des matrices de probabilité définies précédemment.

Sur la figure 2 sont représentés les deux modèles, en bathymétrie et en faciès. Le secteur modélisé fait 70 km de long, 40 de large et a une épaisseur variant de 14 m (Wadi Nahr) à 24 m (Wadi Al'fyn).

Sur le modèle en bathymétrie se distinguent parfaitement les cinq paraséquences et demi avec les limites de paraséquences qui apparaissent en rouge (avec des bathymétries proches de 0) et les *mfs* relatives qui apparaissent en bleu clair (bathymétries de l'ordre de -8m). De façon générale, les coupes situées sur la bordure nord (c'est-à-dire dans la partie externe de la plate-forme) ont des paléop profondeurs plus importantes que les coupes situées en position plus interne au sud.

Sur le modèle en faciès s'observent toujours les cinq paraséquences et demi, les limites de paraséquences étant matérialisées par des faciès d'émersion en rouge et des faciès de type lag en rose. Dans tout l'intervalle, le faciès est majoritairement oolithique (en jaune et orange clair). Sur la face 3, ces corps oolithiques s'observent particulièrement bien, avec notamment leur migration, de paraséquence en paraséquence. Sur cette même face, qui constitue la partie la plus externe de notre modèle, des faciès profonds circalittoraux et vaseux (bleus) se déposent au niveau des *mfs* relatives de paraséquences. Les faciès d'émersion et de lags y sont quasi inexistantes.

Sont figurés également des sections du modèle en faciès avec leurs niveaux de la mer respectifs. Dans le

premier cas, nous sommes au niveau d'une *mfs* relative : les reliefs les plus importants correspondent à des dunes oolithiques, ailleurs se déposent des faciès vasicoles profonds. Le deuxième schéma correspond à une limite de paraséquence, les anciennes dunes oolithiques émergent, formant de véritables îles. Cette topographie « haute fréquence », inspirée des cordons oolithiques des plates-formes actuelles est le seul moyen de représenter les faciès en accord avec ce qui a été observé sur le terrain et en lame mince. Par ailleurs, dans un intervalle de 14 m d'épaisseur, il serait irréaliste d'introduire des variations topographiques à grande échelle.

5. – CONCLUSION

La modélisation en 3D, qui a été l'objectif final de cette étude a nécessité un travail important d'acquisition

et de traitement des données qui étaient les coupes échantillonnées. Sur deux de ces coupes une quantification de la faune et de la flore a permis d'établir un découpage séquentiel et d'obtenir des paléop profondeurs. quatre autres coupes ont ensuite été intégrées dans l'étude. La corrélation de l'intervalle transgressif de la seconde séquence de dépôt découpé en cinq paraséquences et demi a ensuite permis la modélisation 3D en bathymétrie et en faciès.

Je tiens à remercier mes tuteurs Annie Arnaud-Vanneau et Gérard Massonnat pour leur soutien et leur encadrement tout au long de ce stage de recherche. Je remercie également Henri Soudet et Eddy Metais pour leurs renseignements, Thomas Bideau et Chaker Raddadi qui m'ont expliqué ce qu'ils ont vu sur le terrain, ainsi que Carine Lezin avec qui j'ai eu le plaisir de déterminer certaines corrélations pour la modélisation et surtout Enrico Pernarcic pour son aide inestimable lors de la modélisation.

Références

- BANNER F. T. & SIMMONS M. D. (1994). – Calcareous algae and foraminifera as water depth indicators: an example from the Early Cretaceous carbonates of northeast Arabia. *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the middle East*.
- IMMENHAUSER A., SCHREURS G., GNOS E., OTERDOOM H. W. & HARTMANN B. (2000). – Late Paleozoic to Neogene geodynamic evolution of the northeastern Oman margin. *Geol. Mag.*, **137**, 1-18.
- MASSONNAT G. J. (1999). – Breaking of a paradigm: Geology can provide 3D complex Probability Fields for Stochastic Facies Modelling, (*sous presse*).
- PRATT B. R. & SMEWING J. D. (1990). – Jurassic and Early Cretaceous platform margin configuration and evolution, central Oman Mountains, in A. H. F. Robertson, M. P. Searle, and A. C. Ries, eds, *The Geology and tectonics of the Oman region: Geological Society Special Publication*, **49**, 69-88.
- PRATT B. R., SMEWING J. D. (1993). – Early Cretaceous Platform-Margin configuration and Evolution in the Central Oman Mountains, Arabian Peninsula, *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, **77**, 2, 225-244.
- RABU D., LE MÉTOUR J., BÉCHENNEC F., BEURRIER M., VILLEY M. & BOURDILLON-JEUDY DE GRISSAC C., (1990). – Sedimentary aspects of the Eo-Alpine cycle on the northeast edge of the Arabian platform (Oman Mountains), in A. H. F. Robertson, M. P. Searle, and A. C. Ries, eds, *The Geology and tectonics of the Oman region: Geological Society. Special Publication*, **49**, 49-68.
- RADDADI M. C. (2000). – Évolution paléobathymétrique et stratigraphique séquentielle d'une plate-forme carbonatée hauterivienne du Jebel Akhdar-Oman, *Géologie Alpine*, **76**, 285-291.
- RAMON J. H., LOOSVELD, ANDY BELL & TERKEN JOS J. M. (1996). – The tectonic evolution of interior Oman, *GeoArabia*, **1**, 1, 28-52.

Tuteurs : A. ARNAUD-VANNEAU, CNRS/UJF Grenoble, G. MASSONNAT, TotalFinaElf, Pau. Laboratoire d'accueil : LGCA Grenoble, puis TotalFinaElf, CSTJF, Pau.