DEA - 1996 -

Sommaire des résumés

pages

ALERINI M. - Mise en évidence d'un complexe sous-plaqué sous l'île de la Réunion par sismique grand-angle. ..... (*). 121-124

CHABROUX D. - Accrétion océanique dans les bassins marginaux : environnement géologique des sites hydrothermaux du bassin de Manus (SO Pacifique). ..... (*). 125-127

COSANI L. - Néotectonique et héritage structural entre massif du Mercantour et marge ligure : le secteur de Saorge-Taggia. ..... (*). 128-134

CROUZAT M. - Géométrie et caractères sédimentologiques du Crétacé inférieur des unités du Nord du massif de la Chartreuse : implications pour la structuration compressive néogène. ..... (*). 135-136

EINAUDI F. - Caractérisation géochimique de la transition magmatique liée au changement de régime géodynamique subduction-extension dans le Nord-Ouest du Mexique. ..... (*). 137-140

FARAMARZI B. - Les laves du volcan d'Ambrym (Arc des Vanuatu) : Étude de la distribution du bore. 141

GINET J.-M. - La subsidence post-rift de la marge transformante de Côte d'Ivoire - Ghana : apport des données de pendagemétrie F.M.S. 142-144

HENRIOT O. - Étude expérimentale des mécanismes de la localisation dans un matériau cohésif modèle : les argiles de Sievoz (Isère). 145-147

JEANSELME M. - Approche de l'évolution du clivage schisteux en fonction de l'intensité de la déformation. Application à quelques sites du Sud-Est de la France. 148-149

LESNE O. - Cinématique actuelle du rift Baïkal : apport de mesures de géodésie spatiale par Global Positioning System et modélisation numérique. ..... (*). 150-151

LEVRESSE G. - Le contact nord entre la Corse hercynienne et la Corse alpine : de la surface à l'asthénosphère. ..... (*). 152-153

LIGNIER V. - Caractérisations des destructurations synsédimentaires d'origine sismique dans des sédiments lacustres quaternaires « Les Argiles du Trièves » : Application à l'étude de la paléoséismicité würmienne des Alpes nord-occidentales. 154-155

PACCOLAT J. - Caractérisation de la déformation des sédiments crétacés de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana : apport de la modélisation analogique d'un glissement gravitaire. 156

PARAT F. - Les laves de l'unité de Poya : traceurs géochimiques et géodynamiques de l'évolution Crétacé-Paléocène du SW Pacifique. ..... (*). 157-160

REYNAUD C. - Géochimie et géodynamique des plateaux océaniques, arcs insulaires et arcs continentaux crétacés-paléocènes de l'Ouest équatorien. 161-165

ROGER S. - Étude d'enclaves ultrabasiques associées au volcanisme basaltique du rift Éthiopien : implications sur la nature et l'histoire du manteau sous-jacent. ..... (*). 166-168

SCHWARTZ S. - Le prospect de la Montagne d'Or (Guyane Française) : modèles tectonométamorphique et métallogénique. ..... (*). 169-171

USTAL M. - L'interface socle-couverture dans la région de Bourg d'Oisans (Alpes occidentales françaises) : modélisation numérique 3d et application à l'analyse des structures alpines et anté-alpines et de leur évolution cinématique. 172-174

Les documents marqués (*) sont consultables sur place et peuvent faire l'objet de photocopies à titre onéreux.

Mise en évidence d'un complexe sous-plaqué sous l'île de la Réunion par sismique grand-angle

Mathias ALERINI

Sur la plaque africaine, la ride des Mascareignes, dont l'île de la Réunion constitue l'extrémité sud, est entièrement d'origine volcanique. Elle est due à l'activité du point chaud de la Réunion, responsable également de l'éruption rapide des trapps du Deccan à la limite Crétacé-Tertiaire, il y a 66 Ma (1,5 million de km³ sur une période de 1 à 2 Ma), puis de la formation de la ride des Laquédives et des Maldives, du banc de Chagos, du plateau des Mascareignes et de l'île Maurice.

Nous avons analysé des données de sismique grand-angle de 4 OBS (Ocean Bottom Seismometer) : trois d'entre-eux étaient alignés selon une direction NW-SE, au NW de l'île, et le quatrième se situait au SE de l'île. Ces OBS s'alignent le long d'un profil perpendiculaire à la trace du point chaud (fig. 1).

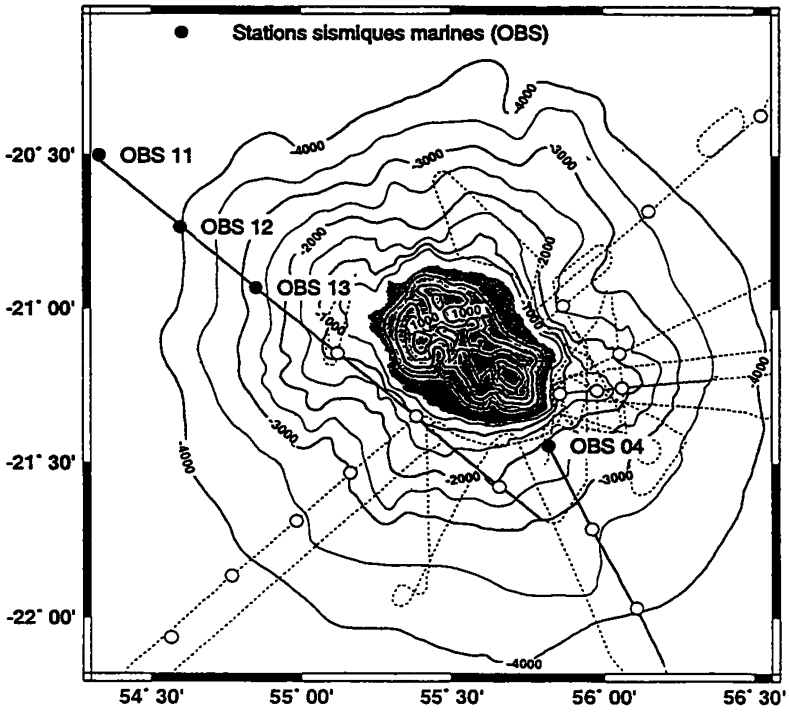


FIG. 1. – Carte des zones d'étude de la campagne MD/76/Réusis

Trois types de situations ont été rencontrées (fig. 2) : la première, sous l'OBS le plus éloigné de l'île, est une situation classique, où la croûte et le manteau sont séparés par un Moho de 770 m. Deux autres profils montrent une onde réfractée (P_i) entre l'onde réfractée dans la croûte (P_c) et l'onde réfléchie au toit du manteau ($P_m P$). Enfin, le dernier OBS montre une géométrie anormale entre les ondes P_c et $P_m P$; la branche post-critique de la $P_m P$ indique une vitesse différente de l'onde P_c. Cette situation suggère l'existence d'une couche intermédiaie entre la croûte et le manteau : le Moho n'est donc plus exprimé par la discontinuité habituelle.

Nous avons modélisé les amplitudes des phases par la méthode de la réflectivité de Fuchs et Müller [1971], utilisée classiquement dans l'étude des zones profondes. Cette méthode donne la solution exacte du problème, mais dans un modèle à 1 dimension, c'est-à-dire un modèle à couches planes. Les pendages aux alentours de la zone étudiée étant faibles, cette approximation peut être faite (fig. 3). La méthode utilisée est appelée modélisation directe par « essais-erreurs ». Des modèles sont essayés jusqu'à ce que nous en trouvions un satisfaisant. Ce type de méthode ne permet pas de connaître l'erreur sur les valeurs obtenues et ne garantit pas l'unicité de la solution. De plus c'est un processus très long puisqu'il n'y a pas de critères quantitatifs permettant de converger rapidement vers une solution.

Ce type de modélisation nous donnera la valeur des gradients et la nature des transitions. Elle nous permet donc d'obtenir une image de la structure interne, mais la représentation géométrique ne sera que très approximative. Il faut donc utiliser d'autres types de modélisation afin d'analyser convenablement les données.

Les transitions entre les couches ont toujours été modélisées par des gradients, discontinuités du deuxième ordre. Ceci signifie que les zones de transition sont composées de mélange des roches de la couche supérieure et de la couche inférieure. L'épaisseur moyenne de cette couche est de 2 km et elle n'existe que sous l'édifice, représentant un volume total de 40 000 km³. Les ondes P s'y propagent à une vitesse anormalement élevée de 7,5 km.s^{-1}. Nous interprétons cette couche comme étant un complexe plutonique sous-crustral.

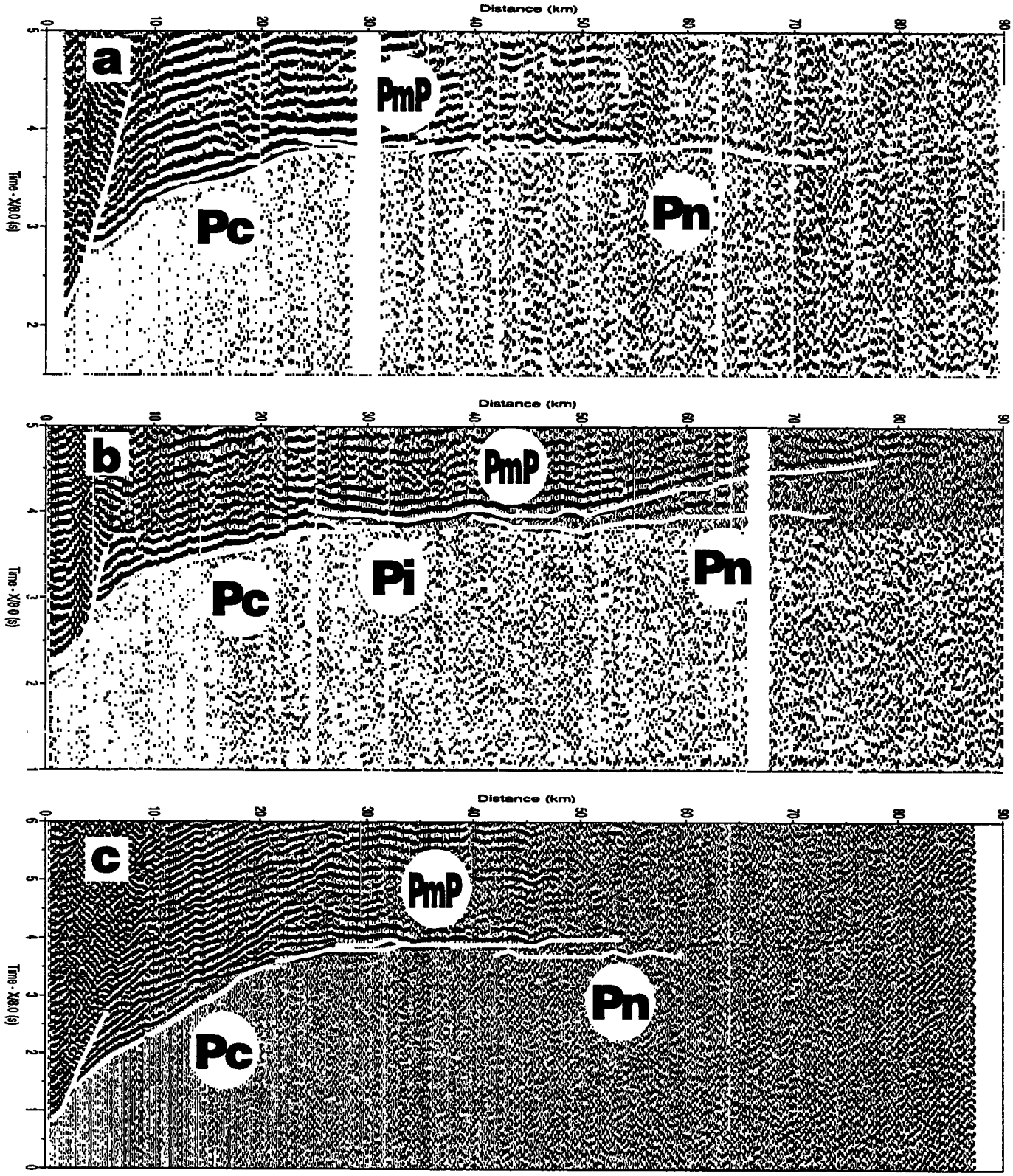


FIG. 2. – Différents cas de figures observés sur les données. De haut en bas, nous avons le cas classique, puis un cas montrant une arrivée correspondant à une onde réfractée de grande vitesse entre la croûte et le manteau, et enfin un cas montrant une onde réfléchie sur le Moho post-critique non asymptotique à la réfractée dans la croûte.

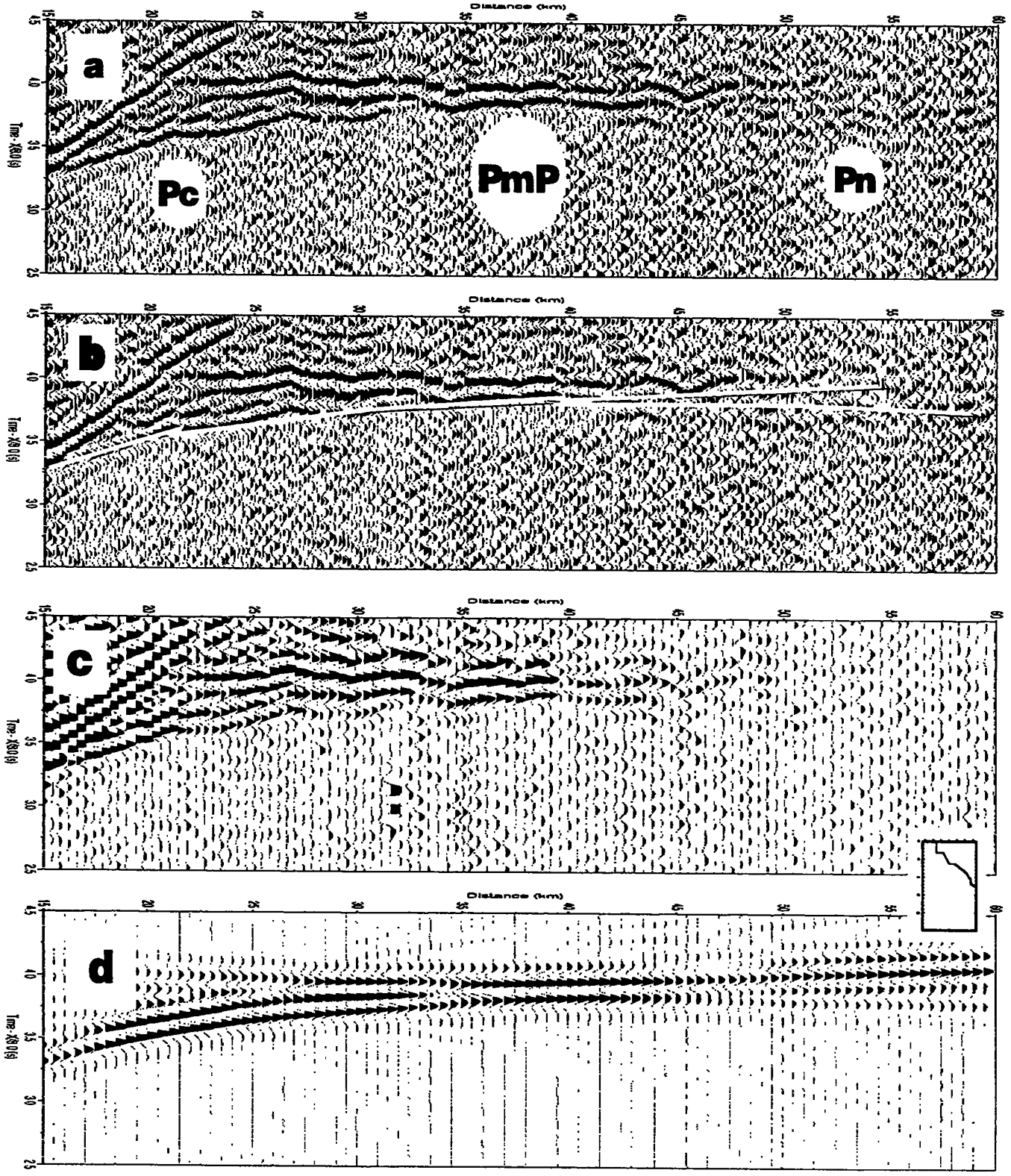


FIG. 3. – Résultats obtenus lors de la modélisation des amplitudes. En (a), nous trouvons les données déconvoluées et avec un gain par fenêtre, montrant clairement les différentes arrivées, en (b), la même chose, mais avec les temps d'arrivée calculés. En (c) sont représentées les données sans aucun gain ni déconvolution. Enfin, en (d) nous avons un profil synthétique correspondant aux données observées.

Les modèles obtenus nous permettent de déterminer un processus de mise en place. L'hypothèse de Ten Brik et Brochet [1987] expliquant la mise en place de cette formation par des processus mécaniques ne peut pas être appliquée à l'île de la Réunion. Nous suggérons qu'il est possible que cette couche sous-plaquée soit due à l'accumulation de matériel d'origine mantellique ayant une densité intermédiaire entre celle du manteau et celle de la croûte.

Enfin, il est surtout à remarquer que l'île de la Réunion est le premier cas montrant du sous-placage sous un volcan actif associé à l'activité d'un point chaud. Ceci devrait amener de nouvelles hypothèses quant à la mise en place de complexes plutoniques sous-plaqués.

Tuteur : P. Charvis, ORSTOM, Géosciences Azur Villefranche-sur-Mer.
*Laboratoire d'accueil : **Géosciences Azur Villefranche-sur-Mer.***

Accrétion océanique dans les bassins marginaux : environnement géologique des sites hydrothermaux du bassin de Manus (SO Pacifique)

David CHABROUX

Le bassin de Manus, est situé au large de la Papouasie Nouvelle-Guinée. Il constitue un des exemples récemment étudiés de distension et d'ouverture océanique intra-arc ou arrière-arc dans la zone de convergence complexe Australo-Pacifique. L'ouverture du bassin de Manus, initiée il y a environ 4 Ma, est associée au développement d'un hydrothermalisme actif. Le bassin est encadré au nord par la fosse de subduction fossile de Manus, et au sud par le système fosse active de nouvelle Angleterre et suture plissée, chevauchante de Papouasie Nouvelle Guinée (fig. 1).

L'ouverture actuelle du bassin de Manus est localisée sur trois segments de direction NE-SO décalés par trois failles transformantes : Willaumez (WIT) à l'ouest, Djaul (DT) et Weitin (WT) à l'est qui borde la marge de Nouvelle Irlande. Elles ont toutes trois une direction proche de N120. Les principaux segments de dorsales reconnus sont le *Manus Spreading Center,* (MSC) dans la partie centrale du système et le *South Eastern rift* (SER) limité à l'est par la faille de Djaul et bordant la marge de Nouvelle Irlande.

La campagne Manusflux (programme Franco-Japonais New Starmer) avait pour objectif l'exploration *in situ*, à l'aide du submersible Shinkai 6500 du MSC et du SER, et l'échantillonage des sites hydrothermaux associés. Parallèlement aux plongées un levé bathymétrique complet des deux zones actives a été réalisé.

L'analyse et le traitement des données de la campagne Manusflux ont permis de confirmer l'activité des deux segments d'accrétion du bassin de Manus (MSC et SER) d'un point de vue teconique, magmatique et hydrothermal. Le MSC montre sur sa longueur, le passage continu d'une morphologie en ride à une morphologie en graben, dominée respectivement par un épisode magmatique récent (Volcan Munkalin) et une activité tectonique importante (fig. 2).

C'est à ce second type qu'est associé l'hydrothermalisme de Vienna Woods. En revanche le secteur du volcan Munkalin n'a révélé aucune activité hydrothermale.

Le SER se situe dans un système complexe de type *pull-apart* à activité tectonique dominante ou se développe l'hydrothermalisme de Pacmanus et Desmos.

Les roches du plancher océanique caractérisent le contexte géodynamique arrière-arc (MORB, basaltes andésitiques, dacites) et influencent de manière sensible sur la nature de l'hydrothermalisme. Les sites hydrothermaux explorés sur chacun des deux segments développent une activité allant des émissions diffuses (basse température) aux fumeurs de grande taille (haute température).

A l'échelle du bassin, l'étude des données bathymétriques et géophysiques montre que la structure actuelle des zones actives représente un stade d'évolution récent contrôlé par de grandes transformantes sénestres, pendant la période normale du Brunhes. Des éléments morpho-structuraux semblent indiquer que le MSC s'est initié au nord de sa position actuelle avec une structure transverse plus complexe constituée de plusieurs segments de dorsale reliés par des failles de transfert. Par ailleurs les transformantes qui bordent le SER sont associées à des figures tectoniques contradictoires avec le mouvement décrochant sénestre régional. Ces observations conduisent à envisager un modèle d'ouverture du bassin plus complexe pour la période antérieure au Brunhes.

Tuteurs : E. RUELLAN, CNRS, UNSA, J.-M. AUZENDE, IFREMER, Nice, Sophia Antipolis.
Laboratoire d'accueil : UMR Géosciences Azur, Sophia Antipolis.

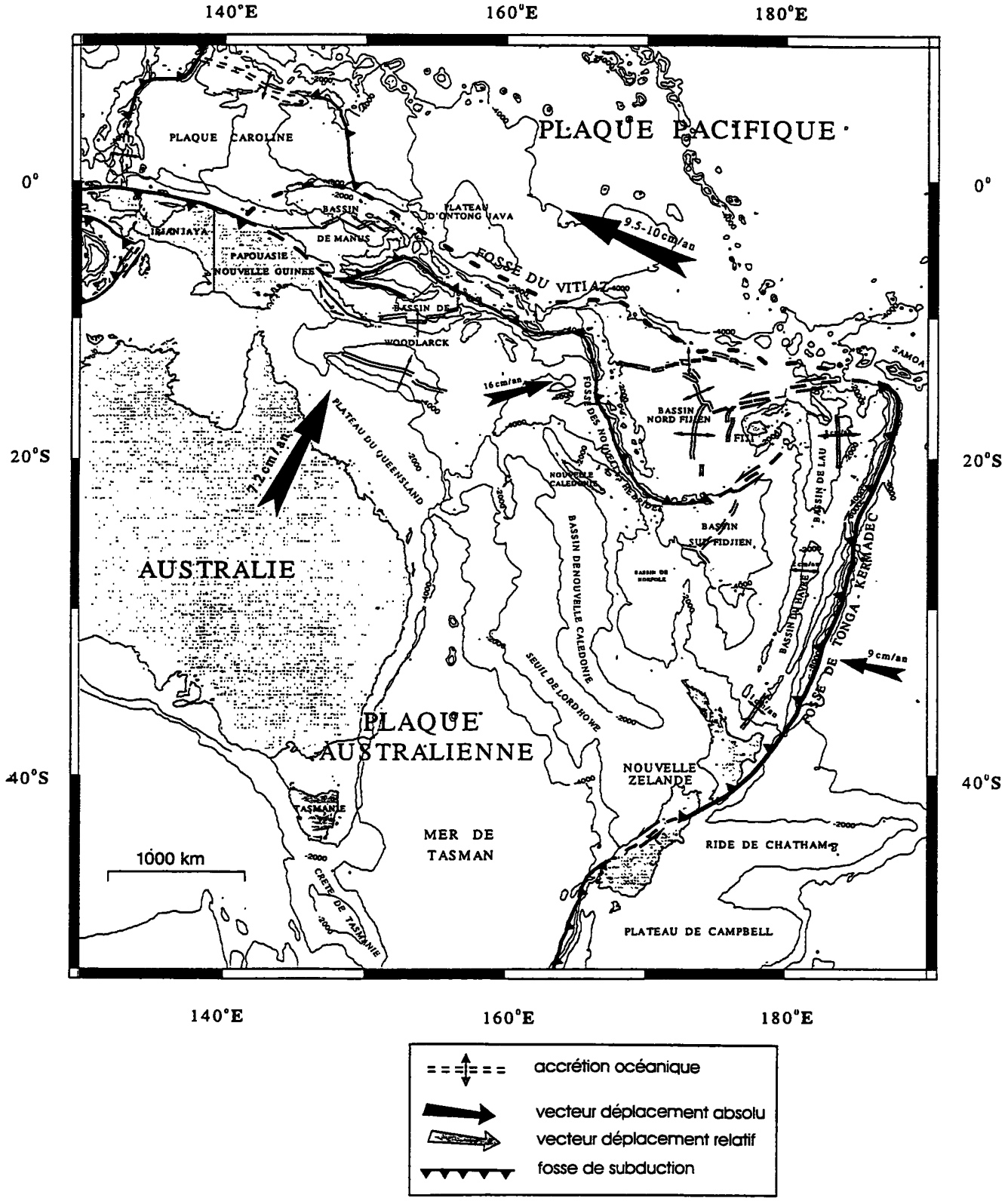
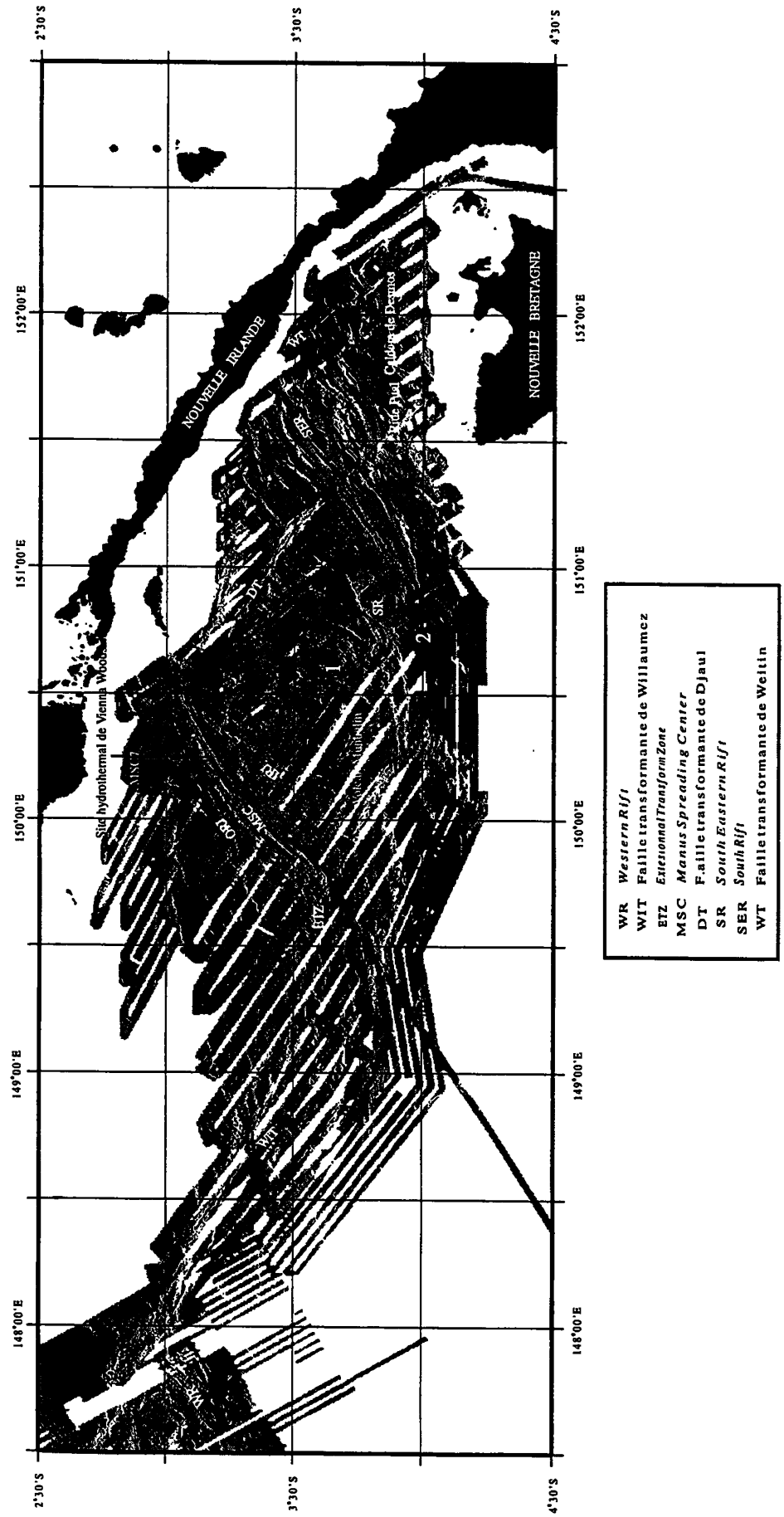


FIG. 1 – Carte structurale et cinématique du Sud-Ouest Pacifique.

Campagnes
Manusflux - Seamarc II - Hydrosqeep



WR *Western Rift*
WIT Faille transformante de Willaumez
ETZ *Extensional Transform Zone*
MSC *Manus Spreading Center*
DT F.aille transformante de Djaul
SR *South Eastern Rift*
SER *South Rift*
WT Faille transformante de Weitin

Carte de la morphologie du bassin de Manus
(effet d'illumination depuis le N)

Néotectonique et héritage structural entre massif du Mercantour et marge ligure : le secteur de Saorge-Taggia

Lionel COSANI

Les Alpes Maritimes et la marge ligure figurent parmi les zones les plus sismogènes de l'arc alpin occidental. L'étude sismotectonique de cette région a déjà permis de caractériser les principaux accidents actifs par le calcul de mécanismes au foyer, mais leur relation avec les structures liées à la déformation de la couverture n'est pas clairement établie. Ce travail s'inscrit à la suite des travaux de thèse de B. Maddedu (soutenance septembre 1996), qui contribue à l'étude sismotectonique de ce secteur. Mon objectif est de préciser les relations géométriques entre les structures liées aux déformations successives, d'où le terme d'héritage.

Parmi ces structures, deux ont été privilégiées. Il s'agit du faisceau d'accidents N120-140 parallèles à l'axe Saorge-Taggia et de la terminaison septentrionale de l'accident N020 à N040 de Monaco-Sospel-Breil (Pl. 1). Ces deux linéaments ayant une expression morphologique très marquée, il restait à préciser leur géométrie et leur cinématique, ainsi que leur chronologie. Ceci nous a conduit à évoluer à la fois sur la bordure Sud du massif du Mercantour-Argentera, au sein de la couverture subalpine et sur la marge ligure.

Ce travail contribue à l'étude des mouvements post-hercyniens à récents qui ont généré le patron structural actuel et la morphologie actuelle dans une zone comprise entre le cours inférieur du Var à l'Ouest et la zone de failles de Saorge-Taggia à l'Est. L'étude s'appuie sur une analyse détaillée de terrain, à la fois sur le secteur de Saorge et dans la ria pliocène de Taggia. Notre objectif, a été d'une part, d'interpréter le noeud tectonique que constitue le recoupement des directions structurales de Breil-Saorge et de Saorge-Taggia, et d'autre part de rechercher les effets de la zone de failles dans les dépôts plio-quaternaires de la plaine côtière de Taggia.

La zone étudiée se situe entre le cours inférieur du Var, la bordure méridionale du massif de l'Argentera et le cours inférieur du fleuve Argentina au niveau de la plaine plio-quaternaire de Taggia (Italie). C'est dans ce quadrilatère que l'on trouve les plus forts contrastes morphologiques, entre un fort relief élevé, tout proche d'un littoral extrêmement réduit à l'Est du Var par rapport au domaine situé à l'Ouest.

Dans cette zone, depuis la bordure Sud-Est du massif du Mercantour jusqu'à la marge ligure, la zone de décrochement dextre N120 « Saorge-Taggia » traverse à la fois les séries de flysch de la couverture subalpine et les napppes internes du flysch à Helminthoïdes. A l'Ouest, nous trouvons la bordure orientale, N-S puis NE-SW, de l'arc de Nice, que l'on suit depuis Monaco jusqu'à Saorge et limitant à l'Est l'arc de la Roya. L'étape principale de mise en place des écailles de couvertures et du fonctionnement sénestre de cette bordure est comprise entre l'Helvétien et le Messinien supérieur.

Le travail bibliographique sur cette zone fait ressortir pour :

* Les mouvements récents :

- un domaine davantage soulevé entre le cours inférieur du Var et Albenga (Italie),
- l'acquisition Quaternaire de la morphologie actuelle du domaine littoral,
- un soulèvement qui intéresse à la fois le massif de l'Argentera et la partie haute de la marge ligure,
- un manque de données quantitatives sur les mouvements récents à actuels dans cette région.

* L'héritage structural :

- la présence d'une zone mobile E-W en bordure méridionale du massif de l'Argentera, dont l'activité est enregistrée dès le Permien,
- des structures N070-090 qui sont peu représentées sur le terrain par rappport aux directions N120-140 et N020-040 mais qui apparaissent néanmoins morphologiquement comme les plus visibles (linéament ligure, limite de la marge),
- des accidents N020-040 et N120-140, représentant une structuration hercynienne du socle clairement admise.

A l'issue de l'analyse de terrain, les principaux résultats que nous obtenons sont :

Pour la ria pliocène de Taggia, située dans le prolongement ESE de la zone de déformation active

- il n'y a pas d'accident majeur visible qui affecte les dépôts pliocènes,
- un héritage morphostructural de direction N-S contrôle le remplissage fluviatile pliocène,
- l'essentiel du soulèvement du continent est quaternaire.

Pour le « noeud tectonique » de Saorge, situé à l'extrémité WNW active de la zone de failles

- les décrochements dextres N120 et sénestres N030 se connectent par l'intermédiaire de failles N070-100, réactivées en rétrochevauchement vers le Nord. Ce

dispositif de rétrochevauchements de la couverture vers le Nord apparaît dans le secteur d'angle aigu, délimité par les familles de failles N120 et N030-040 (Pl. 3).

- au Nord de Saorge, les accidents N040 s'enracinent dans le décollement de la couverture,

- les effet significatifs de deux accidents de socles de direction E-W et NE-SW s'observent dans la couverture.

Afin de rattacher les études localisées aux extrémités de la zone de faille « Saorge-Taggia » à un cadre géologique plus large, nous présentons une coupe de la croûte supérieure connectant le socle du massif de l'Argentera au NW à la marge ligure au SE. (Pl. 2).

Le tracé de la coupe choisi parallèlement au couloir faillé « Saorge-Taggia » ne permet pas de représenter en profondeur cette zone de failles, ni de recouper perpendiculairement les structures compressives de la couverture. La structuration N-S du littoral déduite des observations précédentes fait également défaut. Mais l'intérêt rechreché de ce tracé est de :

- représenter le plongement général du socle et de le confronter aux structures de la marge observées par la sismique réflexion, là où la pente du talus est la plus forte,

- de prolonger en profondeur les indices qui permettent de considérer l'influence du socle sur la géologie de surface,

- de souligner certaines particularités qui ont guidé l'interprétaton du dessin de la coupe,

- de soulever des interrogations qui nous amènent à discuter sur des interprétations possibles.

Nous présenterons chacun de ces aspects le long de la coupe, du Nord vers le Sud.

• Le profil établi à l'échelle de 1/100 000 montre une morphologie du talus continental moins abrupt qu'il ne l'est sur les profils de sismique réflexion. Néanmoins la pente reste forte entre 6 et 8 %. La pente générale de la marge et celle du relief ne trouvent pas leur point d'équilibre au niveau du rivage actuel. Ce qui traduit l'élévation de la partie haute de la marge.

• L'épaisseur du Permien va contraindre la représentation du plongement général du socle. Elle varie ici entre 1000 et 2000 m. Le pendage du Permien en surface est de 20° en rive droite de la Roya.

• L'héritage de la structuration des bassins permiens est conservé sur la bordure SE du massif hercynien suivant des directions E-W et N-S.

• Noter le décollement perché de la couverture de la cime de la Nauque.

• Pour expliquer (1) la disparition brutale du Permien à l'Est de la Roya et (2) l'activité sismique le long de la vallée, une écaille de socle est dessinée avec une vergence Est. Elle se prolonge dans la couverture jusqu'au niveau du recoupement des failles N030 et N120.

• Le pendage moyen du Permien au niveau de la Roya est de 20 % (11°) et n'est plus que de 6 % (3°) à l'Est du M. Toraggio.

• Les rétrochevauchement interprétés dans le secteur de Saorge apparaissent comme une zone triangulaire dans la couverture post-werfénienne.

• Des failles normales listriques effondrent en surface le flysch priabonien à l'Est du M. Torragio. Ces structures se raccordent à des décrochements N120 qui, entre le col Muratone et Pigna présentent une composante normale (Pl. 1). On peut considérer cet effondrement comme étant gravitaire et lié au soulèvement de la couverture entre la Roya et le M. Toraggio.

• L'absence d'éléments en faveur d'une déformation sous la nappe de flysch à Helminthoïdes, nous conduit à ne représenter aucune structure dans la couverture subalpine. Néanmoins on ne peut exclure un écaillage de celle-ci sous l'action du déplacement de la nappe.

• Le front d'érosion du chevauchement pennique qui est actuellement surélevé peut être relié à une remontée d'un bloc de socle.

• Il faut envisager la disparition progressive des faciès paléogènes du domaine subalpin sous les nappes internes. Car si la mise en place du Flysch à Helminthoïdes est datée du début de l'Oligocène pour le front le plus externe, elle est d'âge Éocène supérieur dans la partie interne [Lanteaume, 1991].

• A l'approche de la marge, le prolongement en profondeur du chevauchement pennique vers le SE apparaît décalé par le fonctionnement des blocs basculés lors de la distension d'âge Oligocène moyen à Burdigalien.

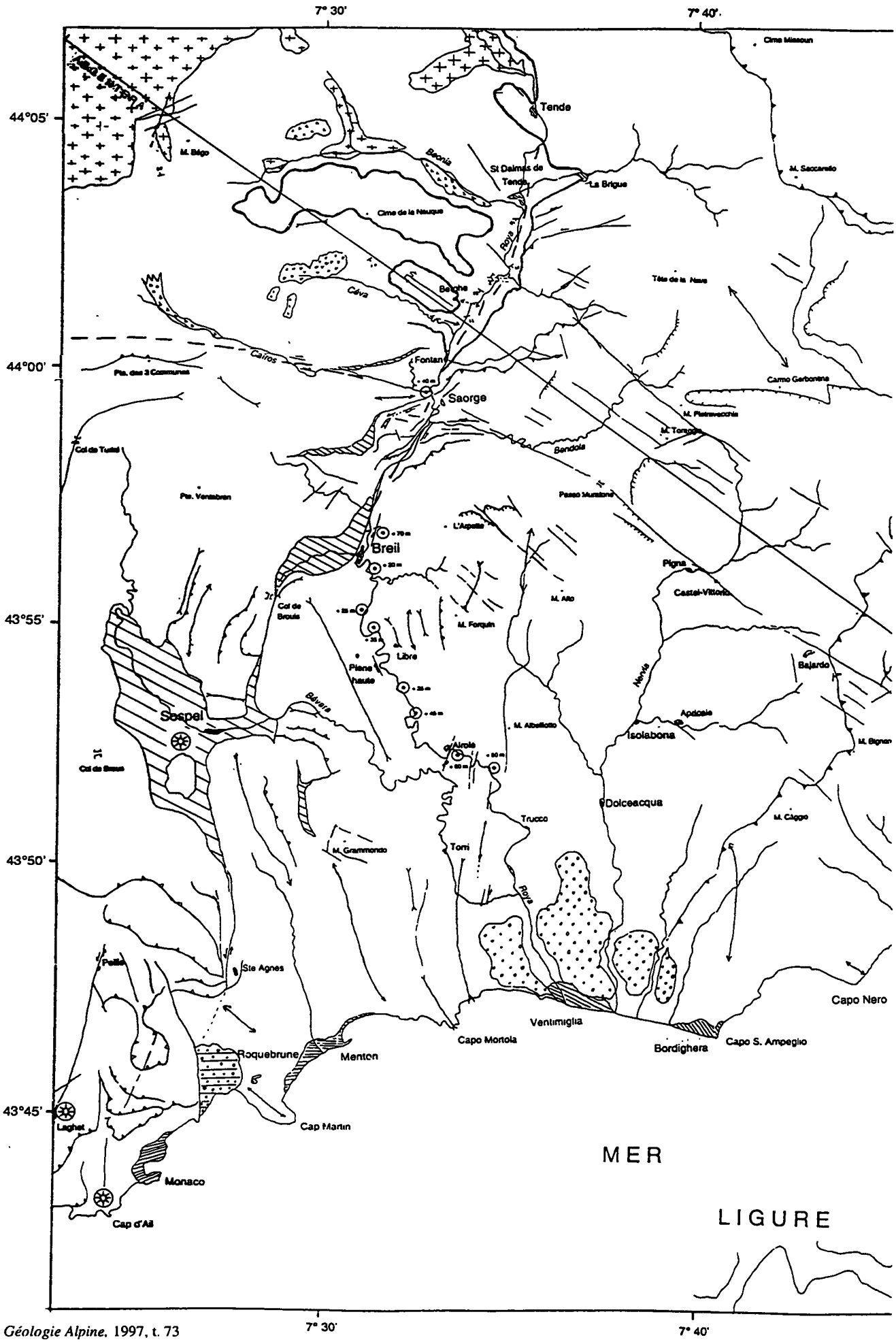
• Il faut alors s'interroger sur le prolongement en profondeur à la fois des faillles listriques des blocs basculés et du chevauchement pennique. Se fait-il au sein d'un niveau de décollement dans la couverture sédimentaire ? Dans ce cas, doit-on prolonger les niveaux plastiques du Trias, ou passe-t-on au Trias du faciès carbonaté du Briançonnais ligure ? Sinon s'enracinent-ils dans le socle hercynien par l'intermédiaire d'une interface ductile ?

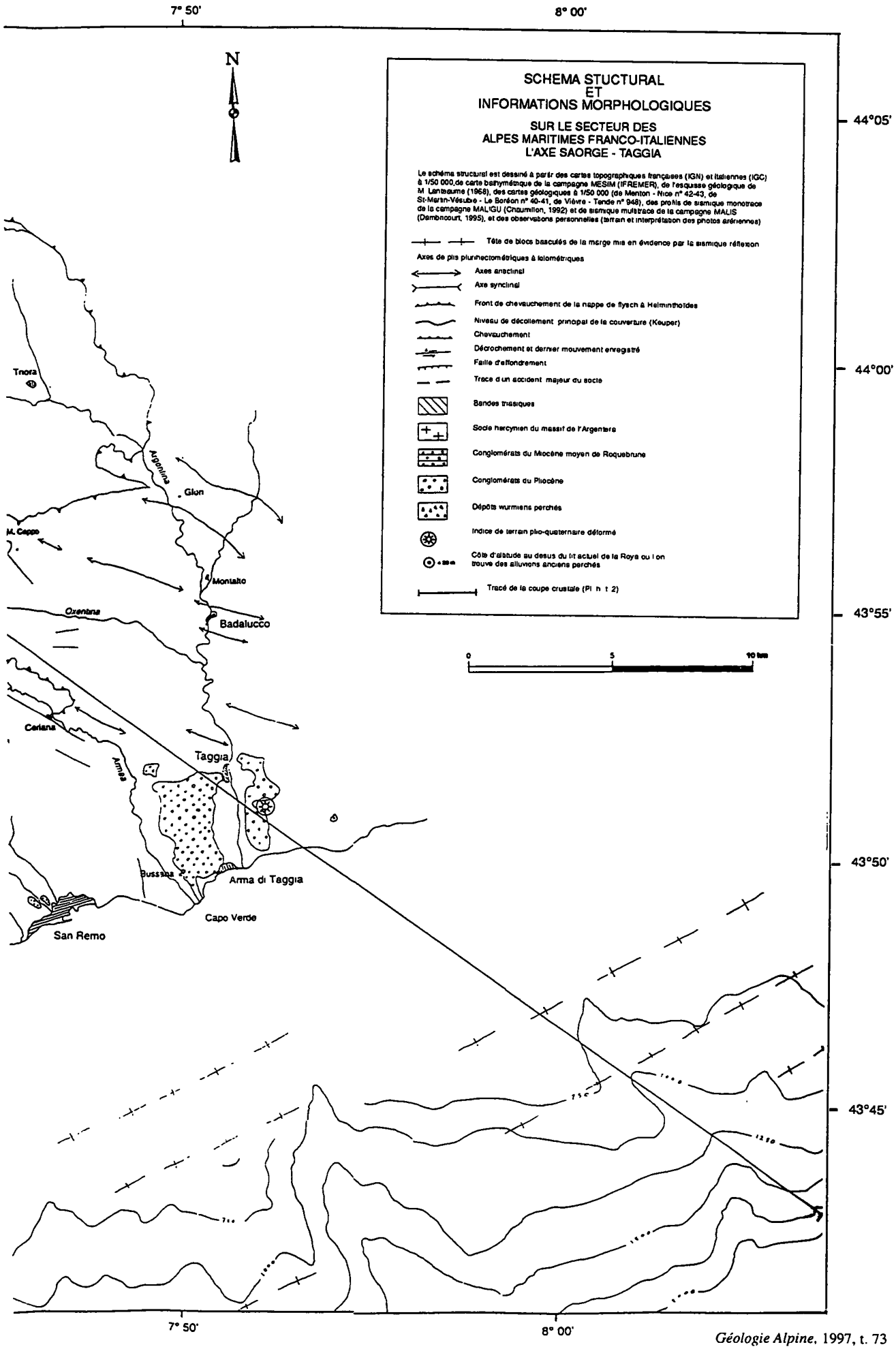
• Doit-on considérer deux natures différentes de croûte, tout en sachant qu'elle s'amincit vers le bassin ligure, puisque le Moho se situe entre 15 et 20 km de profondeur au pied de la marge [Fanucci *et al.*, 1894] ?

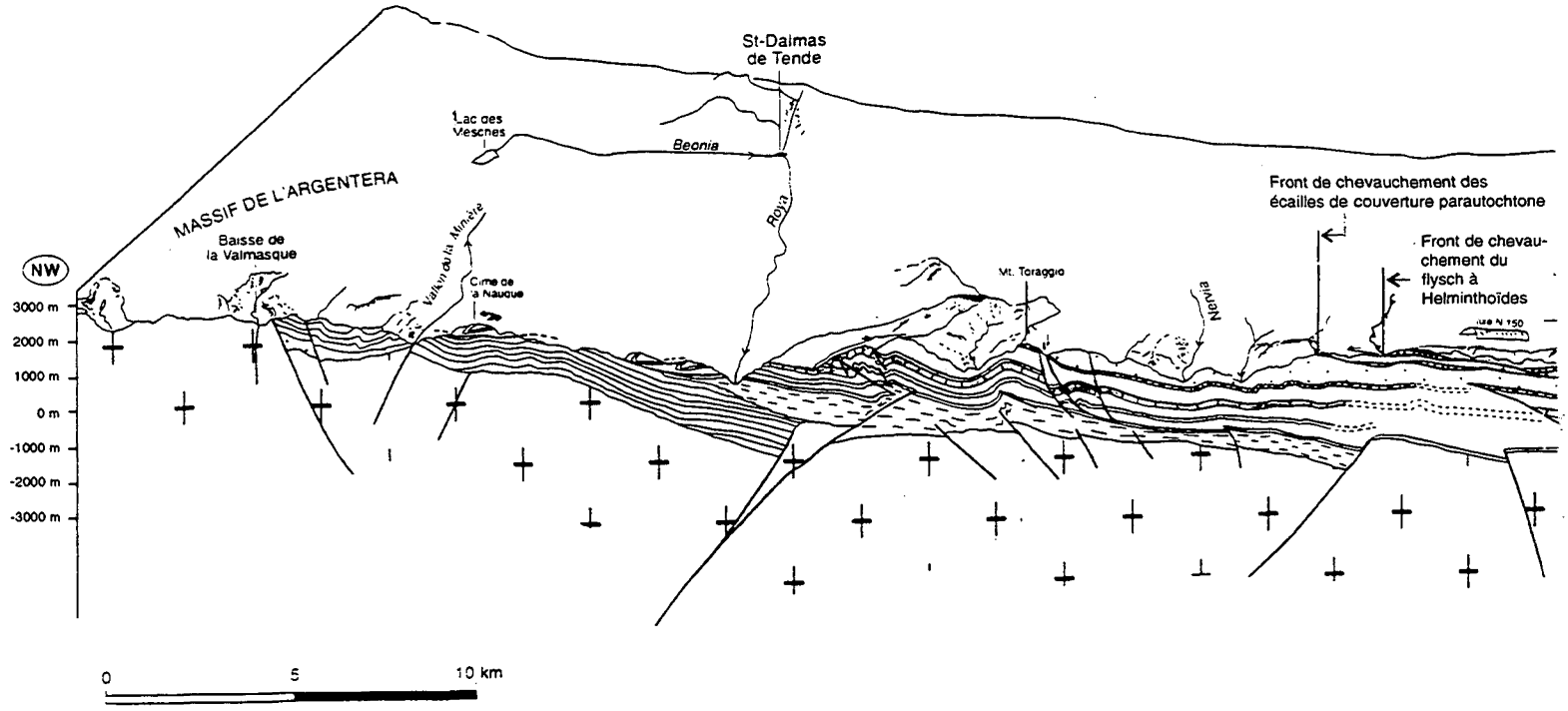
• Reste à expliquer l'origine des directions N-S qui guident les canyons sous marins actuels. Nous avons souligné le contrôle structural que présente ces directions lors de l'érosion au Messinien dans la plaine côtière de Taggia.

Dans un modèle d'ouverture du bassin ligure suivant une rotation antihoraire [Vanossi *et al.*, 1994], ces directions apparaissent néoformées avec l'ouverture en ciseau des futurs bassins pliocènes.

Tuteur : J.-F. Stephan, UNSA.
Laboratoire d'accueil : Geosciences Azur, Nice Sophia-Antipolis.


7° 30'
7° 40'
44°05'
44°00'
43°55'
43°50'
43°45'
Tende
St Dalmas de Tende
La Brigue
Beonia
Roya
Cime de la Nauque
Céva
Belghe
Fontan
Saorge
Cairos
Bendola
Breil
Col de Brouis
Libre
Piene haute
Bévera
Sospel
Airole
Trucco
Torri
Pigna
Castel-Vittorio
Isolabona
Dolceacqua
Bajardo
Nervia
Ste Agnes
Roquebrune
Menton
Cap Martin
Monaco
Cap d'Ail
Laghet
Capo Mortola
Ventimiglia
Bordighera
Capo S. Ampeglio
Capo Nero
MER
LIGURE


7° 50'
8° 00'
44°05'
44°00'
43°55'
43°50'
43°45'
N
SCHEMA STUCTURAL
ET
INFORMATIONS MORPHOLOGIQUES
SUR LE SECTEUR DES
ALPES MARITIMES FRANCO-ITALIENNES
L'AXE SAORGE - TAGGIA
Le schéma structural est dessiné à partir des cartes topographiques françaises (IGN) et italiennes (IGC) à 1/50 000,de carte bathymétrique de la campagne MESIM (IFREMER), de l'esquisse géologique de M. Lanteaume (1968), des cartes géologiques à 1/50 000 (de Menton - Nice n° 42-43, de St-Martin-Vésubie - Le Boréon n° 40-41, de Vièvre - Tende n° 948), des profils de sismique monotrace de la campagne MALTGU (Choumiloff, 1992) et de sismique multitrace de la campagne MALIS (Dembrocourt, 1995), et des observations personnelles (terrain et interprétation des photos aériennes)
Tête de blocs basculés de la marge mis en évidence par la sismique réflexion
Axes de plis plurikilométriques à kilométriques
Axes anticlinal
Axe synclinal
Front de chevauchement de la nappe de flysch à Helminthoïdes
Niveau de décollement principal de la couverture (Keuper)
Chevauchement
Décrochement et dernier mouvement enregistré
Faille d'effondrement
Trace d'un accident majeur du socle
Bandes triasiques
Socle hercynien du massif de l'Argentera
Conglomérats du Miocène moyen de Roquebrune
Conglomérats du Pliocène
Dépôts wurmiens perchés
Indice de terrain plio-quaternaire déformé
Côte d'altitude au dessus du lit actuel de la Roya ou l'on trouve des alluvions anciens perchés
Tracé de la coupe crustale (Pl h t 2)
0
5
10 km
Tnora
Argentina
Gion
M. Ceppo
Montalto
Badalucco
Oxentina
Cerlana
Armea
Taggia
Bussana
Arma di Taggia
Capo Verde
San Remo
7° 50'
8° 00'



Effondrement apparent du flysch paléogène subalpin.

Représentation d'une faille de socle de direction N040, corrélée avec l'activité sismique le long de la Roya.

Soulèvement du front de chevauchement pennique.

Axe anticlinal au droit fenêtre tectonique de

Couverture subalpine

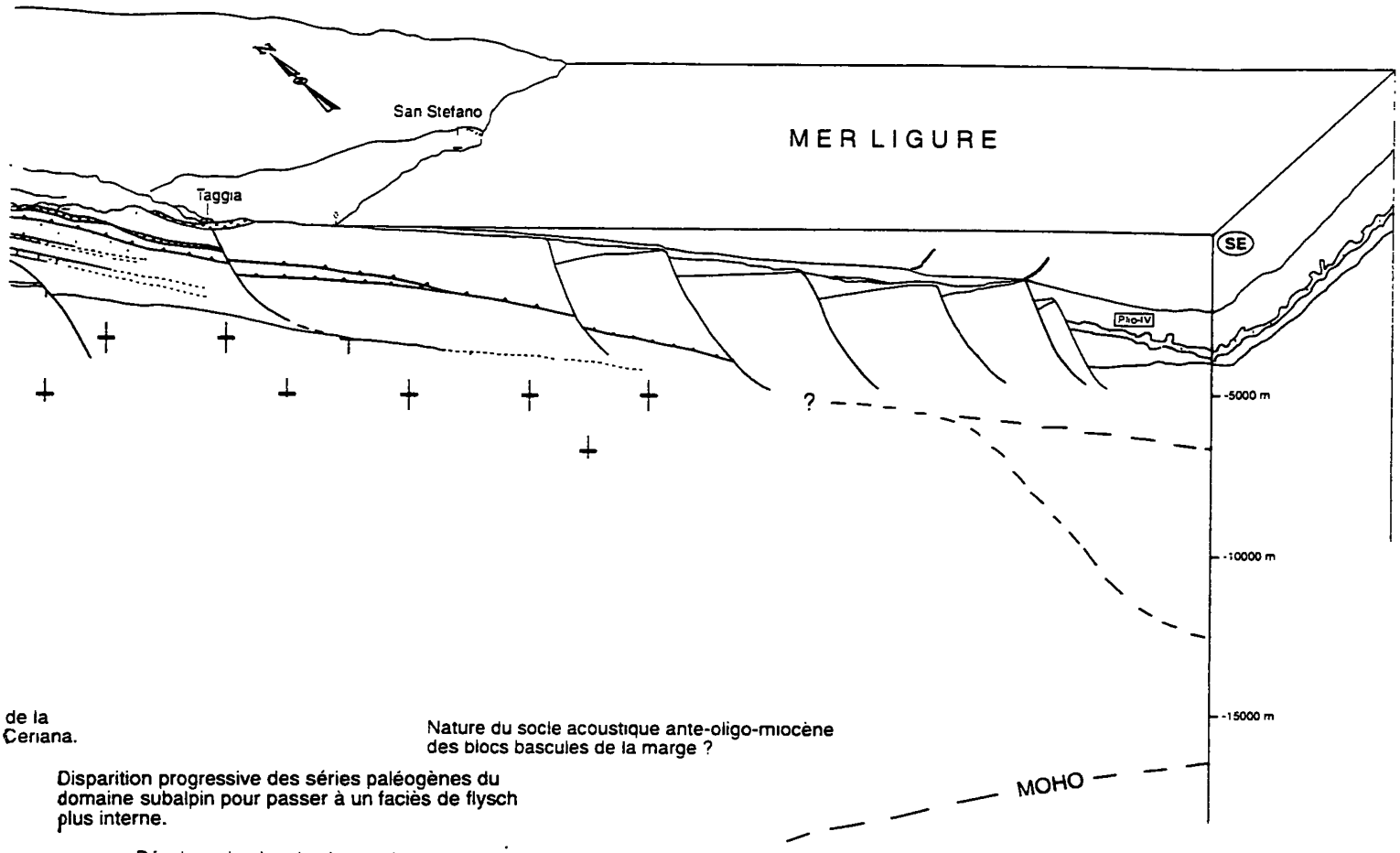
- Dépôt plio-quaternaire
- Flysch priabonien subalpin
- Calcaires éocènes
- Calcaires du Crétacé supérieur
- Calcaires du Crétacé inférieur
- Calcaires du Jurassique

- Ensemble du Trias moyen à supérieur
- Quartzites du Trias inférieur
- Ensemble des séries du Permien
- Socle cristallin de l'Argentera

Couverture allochtone

- Flysch à Helminthoïdes (feston de San Remo-Saccarello)
- Flysch crétacé à éocène de Bajardo
- Unité de Subbriançonnais

Coupe crustale entre le massif du Mercantour-Argentera et la marge ligure



de la
Ceriana.

Nature du socle acoustique ante-oligo-miocène des blocs bascules de la marge ?

Disparition progressive des séries paléogènes du domaine subalpin pour passer à un faciès de flysch plus interne.

Décalage du plan de chevauchement pennique par la distension de la marge.

Subsidence au pied de la marge et soulèvement corrélatif de la partie proximale.

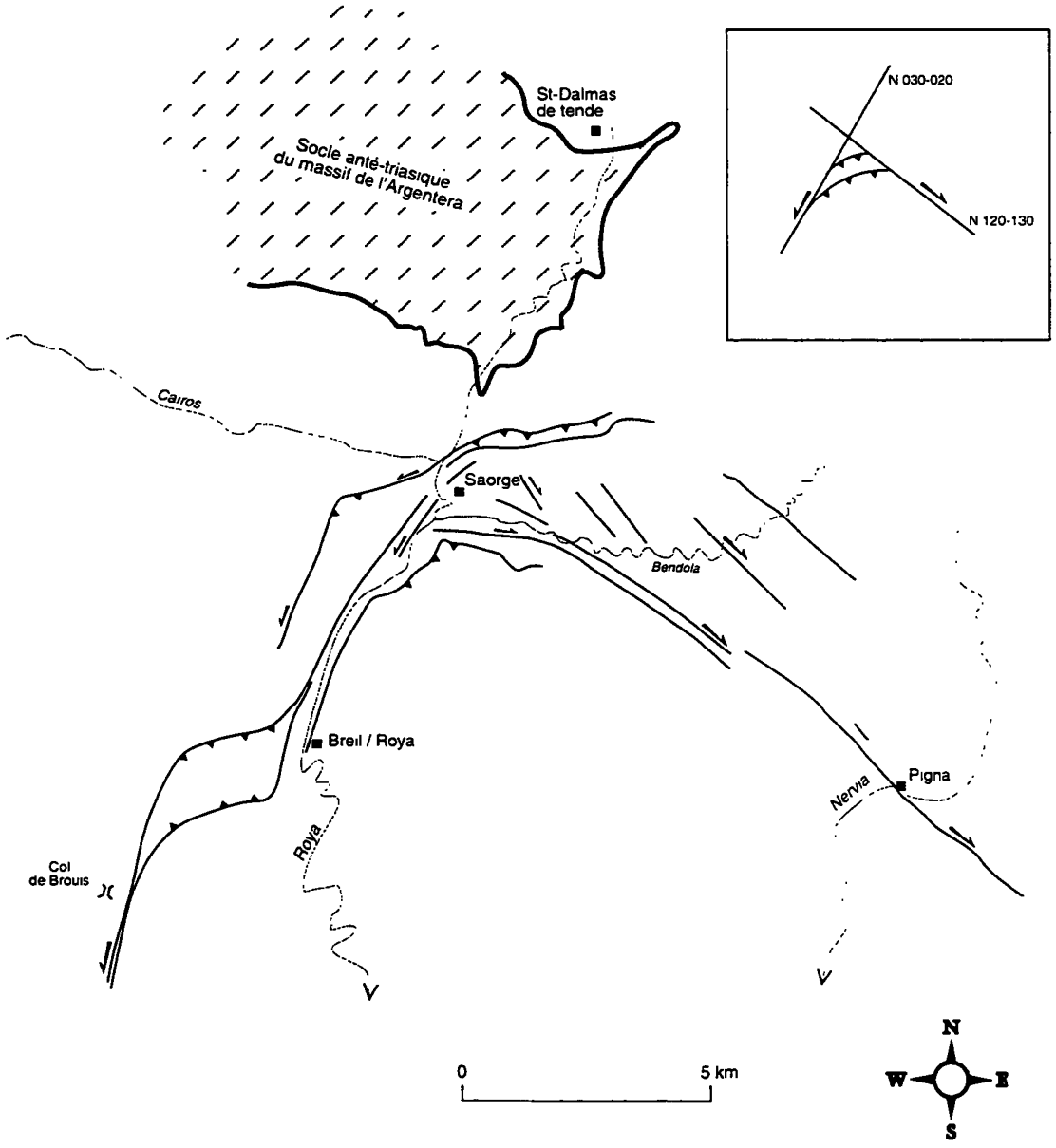
Quel est le niveau de découplage dans la couverture sédimentaire ou à l'interface couverture/socle qui permet l'enracinement :
- des failles normales listriques de la marge,
- du plan de chevauchement pennique.

Couverture du socle acoustique

- Dépôt plio-quaternaire marin
- Evaporites du Messinien
- Dépôt oligo-miocène

SCHEMA STRUCTURAL SIMPLIFIE

DE LA TERMINAISON SEPTENTRIONALE DE LA ZONE DE FAILES DE "SAORGE - TAGGIA"



Géométrie et caractères sédimentologiques du Crétacé inférieur des unités du Nord du massif de la Chartreuse : implications pour la structuration compressive néogène

Michel CROUZAT

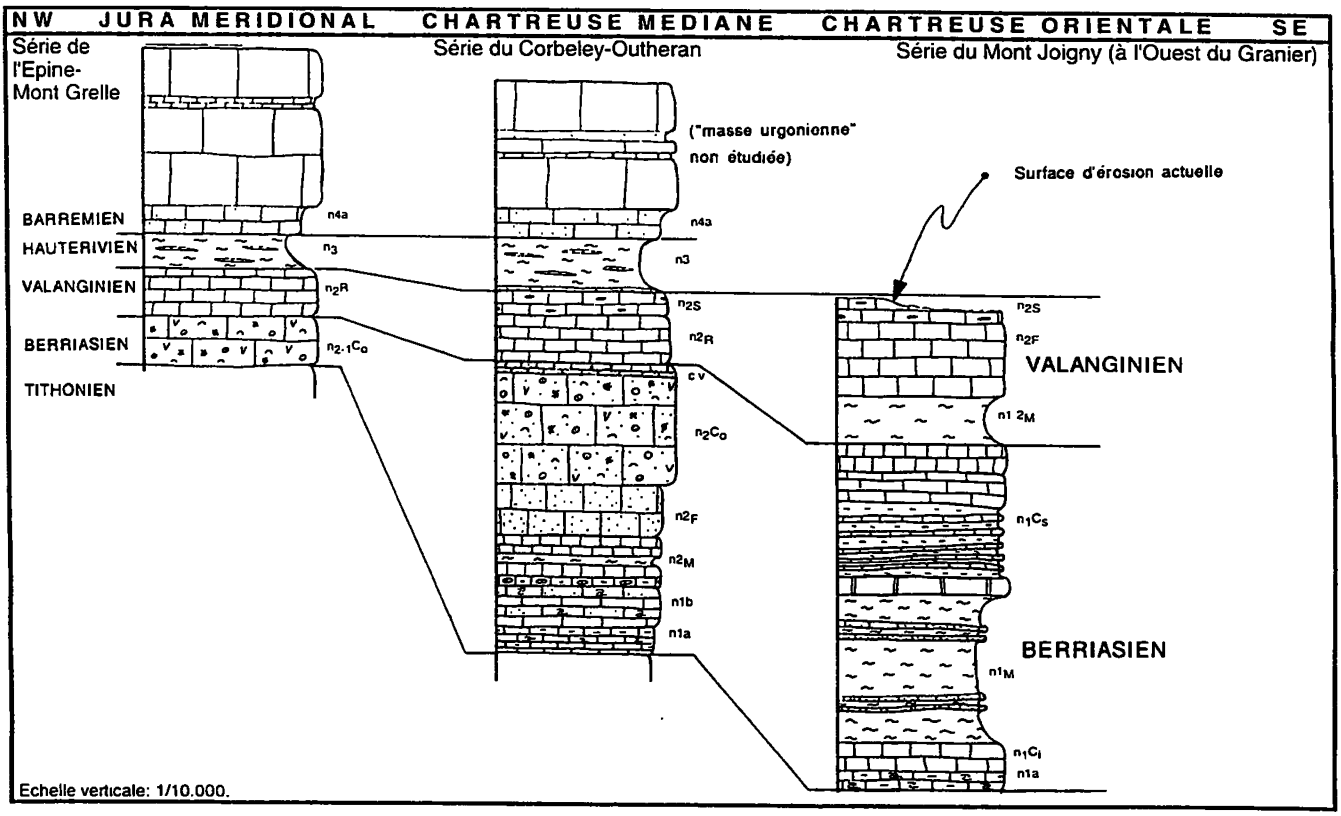
Le Néocomien du Nord du massif subalpin de la Chartreuse est caractérisé par d'importantes variations latérales simultanées d'épaisseur et de faciès.

D'après M. Gidon, G. Le Hégarat, J. Remane [1967] ces variations d'épaisseur ne sont pas liées à un « redoublement » de série d'origine tectonique.

Afin d'expliquer ces variations, une approche pluridisciplinaire est adoptée pour réaliser ce mémoire. D'une part, les études sédimentologiques et stratigraphiques permettent de reconstituer et de dater la dynamique sédimentaire de la zone de dépôt. D'autre part, afin de connaître la géométrie du socle sous la couverture sédimentaire et le rôle des accidents qui l'affectent dans le contrôle éventuel de la sédimentation (variations de l'espace disponible par des mouvements verticaux) au Néocomien, les données des coupes équilibrées sont utilisées.

Ces approches sont complémentaires car elles permettent d'intégrer des données de surface (Néocomien de la couverture sédimentaire) et des données profondes (à l'échelle de la croûte supérieure).

Les résultats de cette démarche autorisent de ce fait à proposer une évolution, en quatre étapes principales, de la bordure de la plate-forme du Nord de la Chartreuse au Néocomien :



n_{1a}, couches à ciment ; n_{1b}, calcaires biodétritiques ; n_{1cl}, calcaires gris ; n_{1M}, marnes ; n_{1Cs}, calcaires supérieurs ; n_{1-2M}, marnes valanginiennes ; n_{2M}, calcaires gris-roussâtres à intercalations marneuses ; n_{2F}, calcaires roux spathiques à faciès Fontanil ; n_{2Co}, calcaires zoogènes ; *c.v.*, couches de Vions ; $n_{2-1}C_o$, « marbres bâtard » ; n_{2R}, calcaires roux supérieurs ; n_{6S}, calcaires à silex ; n_3, marnes à miches et à Spatangues ; n_{4a}, calcaires bioclastiques.

FIG. 1. – Séries lithostratigraphiques comparées du Jura méridional, de Chartreuse médiane et de Chartreuse orientale.

1) *Tithonien supérieur-Berriasien basal* : démantèlement sous-marin du bord externe de la plate-forme qui acquiert une morphologie de type « by-pass margin ». Ce type de plate-forme présente une bordure étroite qui relie les faciès de plate-forme interne et les faciès pélagiques de talus et de bassin. Des brèches se déposent aux pieds de pentes sous-marines à regard est, tandis que des slumps, localement, s'écoulent vers l'Ouest. La bordure de la plate-forme a une orientation générale N30 à N40. Cette géométrie est probablement contrôlée par le jeu de failles normales, du fait d'une réactivation d'accidents nés lors de la riftogenèse liasique ;

2) *Berriasien inférieur* : comblement de l'espace généré par le jeu des failles normales. Cette géométrie en demi-graben permet notamment d'expliquer les « importantes », c'est à dire « rapides », variations latérales de faciès et d'épaisseur entre l'Ouest et l'Est de l'actuel massif ; variations qui s'estompent progressivement ;

3) *Berriasien inférieur à moyen* : une fois le demi-graben comblé, les transferts sédimentaires de la plate-forme interne vers le bassin s'accentuent. Des chenaux sous-marins, situés en amont d'un cône sous-marin profond, creusent la bordure de la plate-forme et le talus. La coulée boueuse des Favières s'écoule selon un axe N110, probablement à déversement vers l'Est ;

4) *Berriasien supérieur* : comblement du bassin de sédimentation à l'Ouest (« couches de Vions »). À l'Est l'épaisseur de la tranche d'eau diminue. Le profil de la plate-forme est alors celui d'une rampe carbonatée [Blanc, 1995].

Ce travail a permis de caractériser et mettre en évidence une évolution rapide de la morphologie de cette plate-forme carbonatée au cours du Néocomien.

Par ailleurs, la reprise, au moins partielle, des failles normales lors de l'inversion des contraintes au cours du Néogène, est mise en évidence par le dépliage des coupes équilibrées.

Tuteurs : M. Cousin, C. Beck, CNRS/US Chambéry.
Laboratoire d'accueil : LGCA CNRS/US Chambéry.

Caractérisation géochimique de la transition magmatique liée au changement de régime géodynamique subduction-extension dans le Nord Ouest du Mexique

Florence EINAUDI

Les caractéristiques géologiques, minéralogiques et chimiques des basaltes et andésites basaltiques du Sonora ainsi que les datations géochronologiques montrent que ce volcanisme peut être regroupé en 3 grands ensembles se succédant dans le temps.

• Un **premier groupe, très diversifié** (ignimbrites, basaltes, andésites basaltiques) d'âge Oligocène, présentant des signatures typiques de volcanisme associé aux zones de subduction, avec notamment des anomalies négatives marquées en Nb, Ta, Ti et un

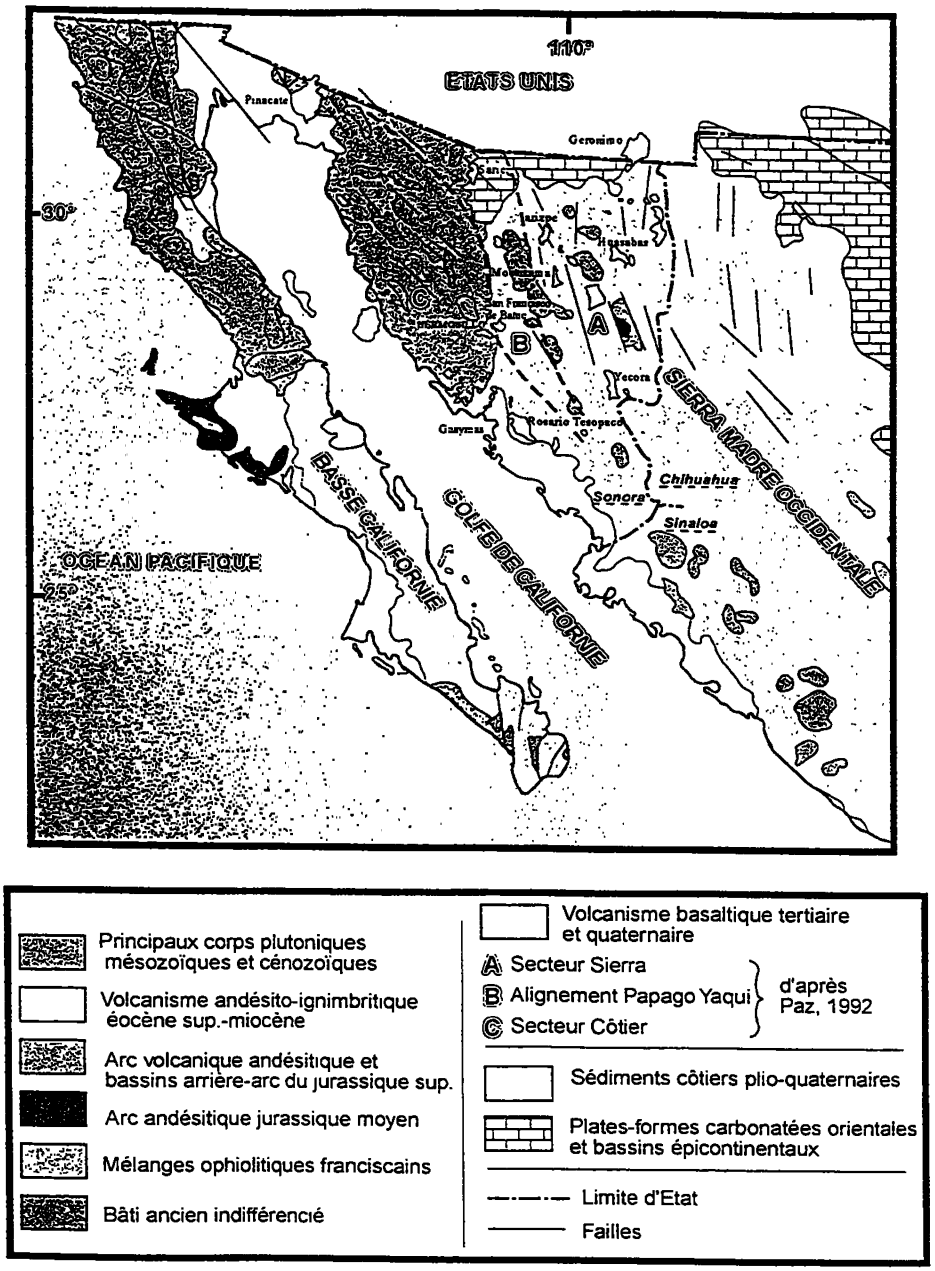


FIG. 1. – Carte géologique du Nord-Ouest du Mexique. Localisation des secteurs étudiés. D'après Tardy *et al.* [1986] et Paz [1992].

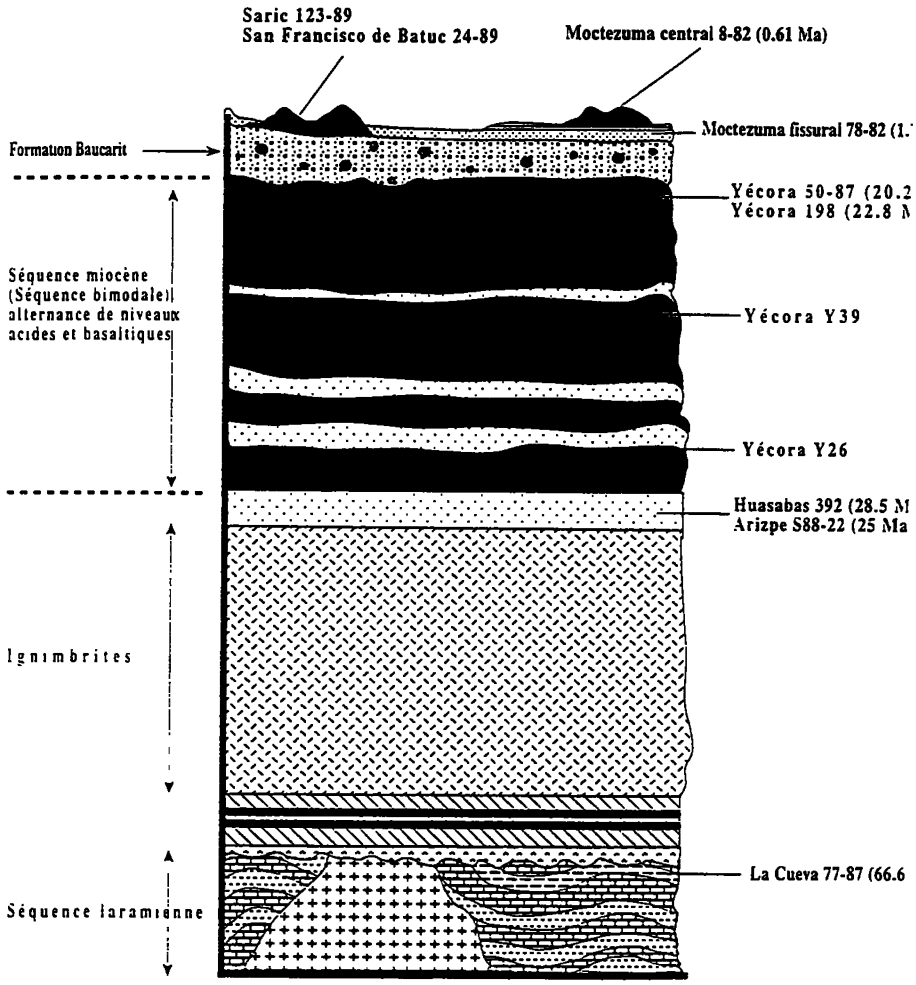


FIG. 2. – Colonne stratigraphique synthétique du Sonora (Fin Crétacé- Actuel).

enrichissement important en Terres Rares Légères et éléments LILE. Du point de vue isotopique, ce volcanisme est marqué par des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ élevés. Ces rapports élevés sont comparables à ceux mesurés en différents sites des États-Unis, sur des laves équivalentes, et reflètent une source mantellique lithosphérique particulièrement enrichie par des événements antérieurs.

Ce volcanisme est lié à la subduction de la Plaque Farallon sous le continent américain, subduction qui s'achève par la collision de la Ride Est Pacifique à 29 Ma. Le volcanisme lié à la fin d'un régime de subduction est complexe, outre la séquence bimodale décrite pour le Sonora, se mettent en place en Basse Californie des adakites, localement connues sous le nom de Bajaites [Rogers *et al.*, 1985]. La genèse de ces laves aux compositions chimiques complexes [Rogers et Saunders, 1989 ; Saunders *et al.*, 1987] est liée à la subduction d'une croûte océanique jeune.

• Un **deuxième groupe** de basaltes au sein d'une séquence bimodale, d'âge Miocène inférieur à Miocène supérieur. Les signatures chimiques et isotopiques de ces basaltes évoluent progressivement depuis des laves orogéniques jusqu'à des laves plus typiques de zones en extension. La disparition de l'anomalie négative en Nb, la diminution du rapport Th/Ta et la diminution du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont les meilleurs marqueurs de cette évolution.

En considérant que la contamination crustale ne peut rendre compte de la totalité des caractéristiques géochimiques et isotopiques, il est possible de spéculer sur les implications géodynamiques de la séquence bimodale.

Les produits volcaniques émis à partir de 30 Ma sont associés à une période charnière de l'évolution géodynamique du Sonora et de la marge Nord Américaine dans son ensemble. En effet, la dorsale Est Pacifique arrive au contact de la marge continentale à 29 Ma. La subduction va progressivement cesser et un épisode distensif *(Pré Basin and Range* puis *Basin and Range)* va lui succéder.

L'étude de l'orientation des dykes [Henry *et al.*, 1991], révèle un changement radical de l'orientation des contraintes vers 32 Ma, coïncidant avec la collision de la EPR et du continent Nord Américain. Jusqu'à 32 Ma, les

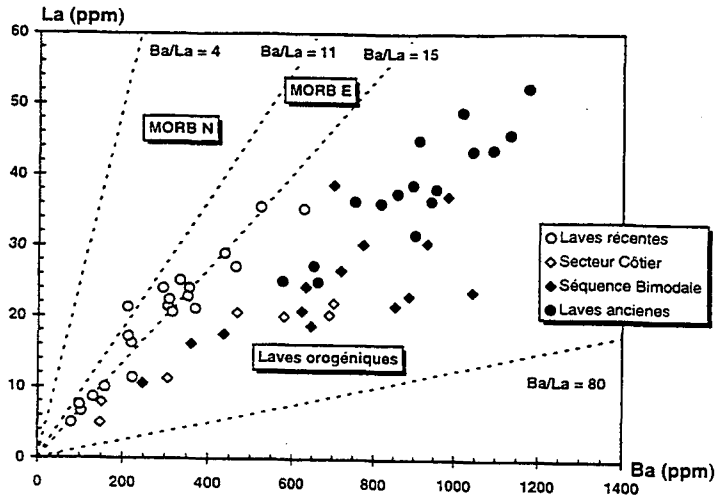


FIG. 3. – Diagramme La en fonction de Ba [d'après Gill 1981].

dykes sont orientés ENE, ce premier régime des contraintes correspond à la convergence entre les plaques Farallon et Amérique du Nord. Après 32 Ma, l'orientation des dykes change et devient NNW. Ce changement marque le début de l'extension *Basin and Range*. Le changement des contraintes peut être appliqué à l'ensemble de la Marge Nord Américaine bien que les données temporelles soient données pour le Texas (c'est-à-dire 32 Ma), le changement est certainement plus récent pour le Sonora comme l'indique la contemporanéité du changement des contraintes et du magmatisme associé.

L'extension régionale induit le déplacement latéral et vertical du manteau lithosphérique, permettant ainsi une remontée de l'asthénosphère sous jacente. Le manteau asthénosphérique va pouvoir fondre par décompression adiabatique. Les liquides ainsi produits vont alors pouvoir contaminer le manteau lithosphérique.

Nous pouvons noter que la remontée asthénosphérique est perceptible dans les caractéristiques chimiques et isotopiques des laves de la séquence bimodale dès 22 Ma, au Sonora.

L'origine de cette extension demeure controversée :

- interactions mécaniques, thermiques entre les plaques Pacifique et Amérique du Nord.

- relaxation thermique *(orogenic collapse)* de la croûte, conséquence directe de l'épaississement crustal lors de l'orogenèse Laramienne.

• Le **troisième groupe** correspond au volcanisme récent (<12 Ma), a des caractéristiques différentes en fonction de sa localisation géographique, il est **alcalin** dans le Sonora central (alignement Papago-Yaqui), **tholeiitique** en bordure du Golfe de Californie. Le volcanisme de Moctezuma, seul épisode quaternaire du Sonora avec le Pinacate (vaste champ volcanique situé au Nord du Golfe de Californie, localisation, fig. 1). enregistre une évolution dans le temps, depuis des basaltes tholeiitiques jusqu'à des laves alcalines. Cette évolution n'est pas liée à des différences de source mantellique mais elle est liée à des taux de fusion partielle différents à partir d'une même source mantellique. Ceci est montré par des rapports isotopiques identiques pour l'épisode fissural (tholeiitique) et l'épisode central (alcalin).

Cette répartition spatiale du volcanisme dans l'État du Sonora n'est pas le fait du hasard. Les laves de l'alignement Papago-Yaqui se situent dans la zone des Metamorphic Core Complex, qui soulignent

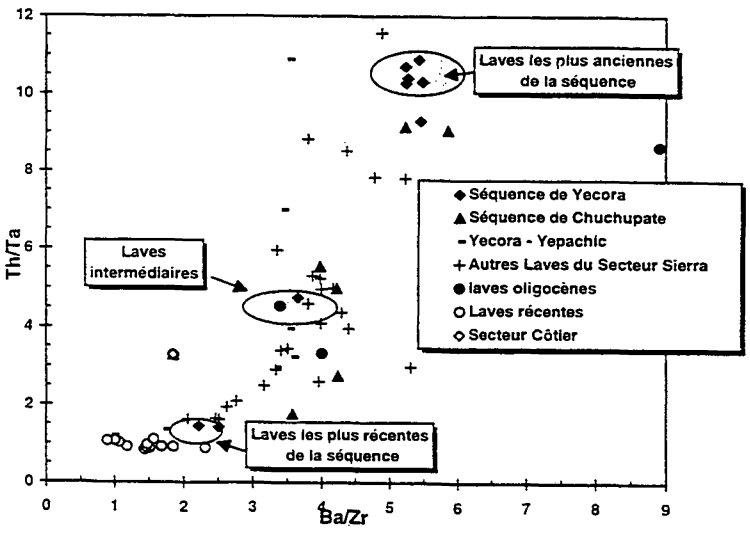


FIG. 4. – Diagramme Th/Ta en fonction de Ba/Zr.
(les laves de la séquence étudiée de Yecora sont individualisées et regroupées en champs).

la zone d'extension maximum de la lithosphère continentale. Cette phase d'extension est responsable de la morphologie en *Basin and Range*. La géométrie profonde des complexes métamorphiques est controversée. Le premier modèle, proposé par Mc Kenzie [1978], implique l'étirement ductile de la croûte inférieure. Dans ce modèle, l'extension est symétrique de part et d'autre de la remontrée maximale de l'asthénosphère. Le modèle antagoniste, proposé par Wernicke [1981], implique la présence d'une faille transcrustale faiblement pentée. Quel que soit le modèle envisagé, la genèse des laves alcalines est liée à une remontée de l'asthénosphère.

Le volcanisme tholeiitique est situé en bordure du bassin de Guaymas, l'un des pull-apart liés au mouvement transformant affectant la marge Nord Américaine depuis environ 12.5 Ma. Des failles Nord-Sud se développent en relation avec le déplacement latéral de la Basse Californie, couplée avec la plaque Pacifique, par rapport au continent Nord Américain. Jusque là, les directions de fracturation principales étaient NNW-SSE.

Ces mouvements d'étirement de la lithosphère devraient progressivement favoriser une remontée du manteau asthénosphérique, qui, par décompression adiabatique entraînera la genèse de laves alcalines ou tholeiitiques et l'oblitération des signatures de subduction. Les caractéristiques géochimiques et isotopiques indiquent clairement

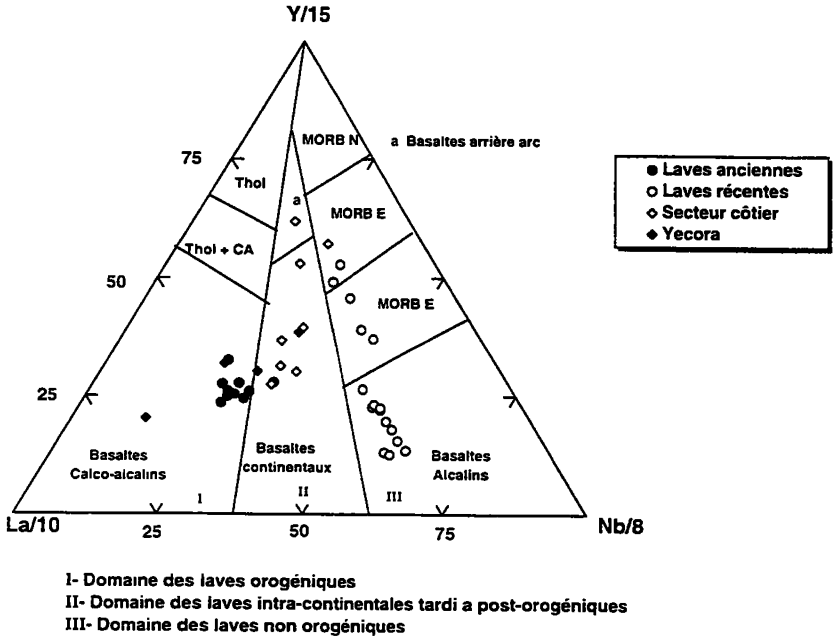


FIG. 5. – Diagramme La/10 - Y/15 - Nb/8 [d'après Canabis et Lecolle 1989].

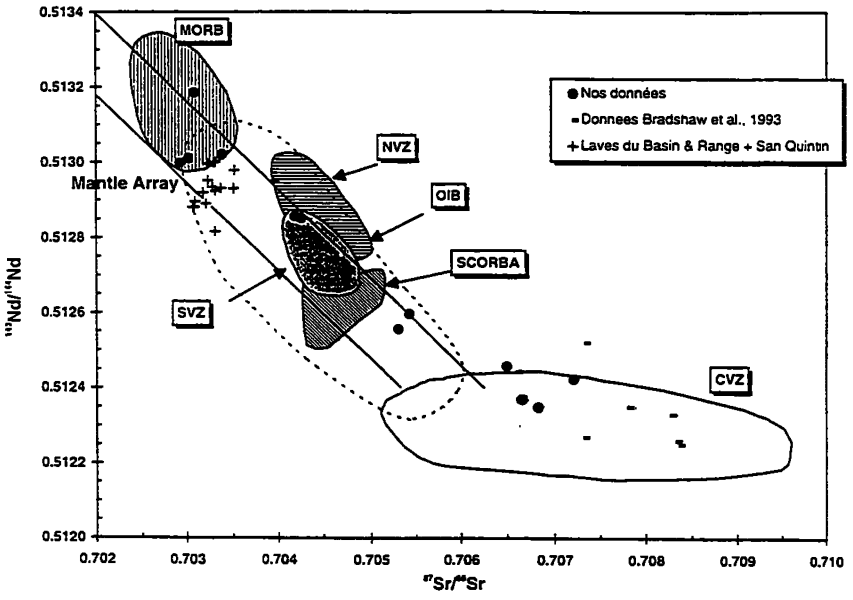


FIG. 6. – Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$.

Sur ce diagramme sont également reportées les données isotopiques du Basin & Range [Kempton *et al.*, 1991 ; Bradshaw *et al.* , 1993] et les données au champ volcanique du Pinacate [Lynch *et al.*, 1993] et du volcan holocène de San Quintin en Basse Californie [Storey *et al.*, 1989].

que la zone du Golfe de Californie n'est pas encore océanisée et que le manteau lithosphérique est encore présent.

En définitive, l'étude géochimique et isotopique du volcanisme basique de l'État du Sonora permet de caractériser les différentes sources de ce magmatisme et de corréler l'évolution observée avec les évènements géodynamiques ayant affecté la marge Nord Ouest du Mexique et notamment le passage d'un système en subduction à un régime en extension *(Basin and Range)* puis au système décrochant dextre du Golfe de Californie - San Andreas. Ces évènements sont marqués par la disparition progressive de l'influence du manteau lithosphérique et l'apparition de signatures asthénosphériques dans le Sonora central.

Tuteurs : J.J. COCHEME, A. DEMANT et A. MICHARD, CEREGE Aix-Marseille.
Laboratoire d'accueil : Pétrologie magmatique, CEREGE Aix-Marseille.

Les laves du volcan d'Ambrym (Arc des Vanuatu) : étude de la distribution du bore.

Bezhad FARAMARZI

Ambrym est une île volcanique de la zone centrale de l'arc insulaire des Vanuatu. Il s'agit d'un strato-volcan actif. Ses laves sont à dominante basaltique. Il comprend une partie ancienne située au Nord de l'île (Monts Tuvio et Vetlam). Le cône principal situé au centre de l'île est affecté par une caldeira circulaire de 12 km de diamètre. L'édifice offre principalement des coulées pyroclastiques et des dépôts phréatomagmatiques *s.l.* Le volcan est installé sur une fracture N105° décrochante oblique sur la direction de l'arc des Vanuatu. Sa situation structurale et la nature pétrologique et géochimique de ses laves attestent son origine insulaire liée à la subduction de la plaque australo-indienne.

Les zones de subduction représentent un domaine de recyclage des matériaux crustaux océaniques dans le manteau. A la faveur de la subduction la croûte océanique altérée et les sédiments marins sont entraînés dans le manteau. Les transformations métamorphiques et la déshydratation progressive de la plaque subductée conduisent à de puissants transferts géochimiques dans le coin suprasubductif. Le volcanisme insulaire hérite de ces enrichissements du manteau consécutifs à ces transferts. L'abondance de certains éléments traces comme les éléments lithophiles (LILE) et l'existence de certains marqueurs isotopiques radiogéniques témoignent du recyclage géochimique qui s'accomplit dans ces domaines de subduction. Le bore est un excellent marqueur de ce recyclage. Élément extrêmement incompatible, il est généralement absent dans le manteau car il a été extrait précocement au début de l'histoire terrestre. Il est par contre abondant dans l'eau de mer. Il peut être fixé avec l'eau par les basaltes et les péridotites océaniques lors de leur altération sous-marine. A la faveur du métamorphisme ultérieur, ces matériaux altérés libèrent massivement l'eau et le bore d'origine marine dans le manteau. De ce fait, le bore constitue un excellent traceur lié aux fluides : il se corrèle aux éléments lithophiles tels que Rb, Ba, K,... dont les comportements sont voisins et avec lesquels il partage une histoire commune au cours des transferts mantellaires suprasubductifs.

La difficulté de l'étude des comportements du bore dans les laves tient essentiellement à son dosage. Une méthode spécifique de son dosage par ICP-AES a été mise au point. Elle implique une attaque nitrofluorhydrique de quelques centaines de milligrammes dans un Savilex à 100°C pendant 24 heures. Cette attaque est suivie par une reprise à l'acide fluorhydrique avec une mise en solution finale dans de l'eau distillée. Le contrôle de la méthode sur des étalons internationaux est excellent (UBN : 138.7 ppm dosés pour 140 ppm pour la valeur conseillée ; GSN : 2.45 ppm dosés pour 2.5 pour la valeur conseillée).

L'étude du comportement géochimique du bore de l'ensemble des matériaux du volcan d'Ambrym conforte l'existence de deux sources mantellaires suprasubductives distinctes. La première source –la plus superficielle– est soumise à une forte contamination par des fluides dominés par l'eau et le bore libérés lors de la déshydratation de la plaque lithosphérique subductée. Il est probable que cette source corresponde à une péridotite métasomatisée enrichie en amphibole et en phlogopite. La présence de la hornblende serait attestée par la présence d'anomalies négatives dans les teneurs de certains éléments HFS. Les fluides paraissent être à l'origine de sa fusion partielle. Les magmas issus de ce manteau suprasubductif sont très variés. Ils différent beaucoup par rapport aux MORB desquels ils se distinguent en particulier par leurs teneurs moyennement à hautement potassiques (série MK et HK) et des teneurs élevées en bore bien corrélées au potassium impliquent qu'une partie du bore est délivrée par la fusion partielle d'une source préalablement enrichie. La composante de subduction contrôlant la composition de la source serait importante. La seconde source mantellaire paraît plus profonde et délivre des laves picritiques nettement plus pauvres en bore que la précédente. Elle serait affectée par des fluides plus siliceux. Les changements de la nature des fluides qui assistent la fusion partielle des deux sources seraient consécutifs de la progression de l'évolution métamorphique des sédiments et de la croûte océanique de la plaque lithosphérique subductée

Tuteurs : C. PICARD et M. PIBOULE. LGCA Grenoble.
*Laboratoire d'accueil : **Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Grenoble.***

La subsidence post-rift de la marge transformante de Côte d'Ivoire - Ghana : apport des données de pendagemétrie F.M.S.

Jean-Michel GINET

Durant la campagne Ocean Drilling Program 159 (5 Janvier - 2 Mars 1995), 4 sites ont été forés sur la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana. (fig. 1). La principale structure de la marge est une ride basculée vers le NW, constituée de sédiments siliciclastiques albiens, qui sont recouverts en discordance par des grain-flow carbonatés turoniens à santoniens. Sur la pente nord de la ride reposent des argilites d'âge Crétacé supérieur à Paléocène et de la porcellanite Paléocène à Éocène. La sédimentation albienne est contemporaine du rifting de la marge divergente située plus au nord ; au Turonien-Santonien la faille transformante est encore active ; après le Santonien l'activité tectonique cesse et la marge subit une subsidence thermique.

Le but de ce travail est de caractériser cette subsidence à l'aide d'une étude de la pendagemétrie réalisée dans une section de la série sédimentaire Éocène. Le site étudié est le puits 959D. Sur l'intervalle du puits analysé (67 mètres), les enregistrements de diagraphie FMS (Formation MicroScanner) ont permis de mesurer 786 plans de stratifications et 327 plans de fracture dans les sédiments éocènes.

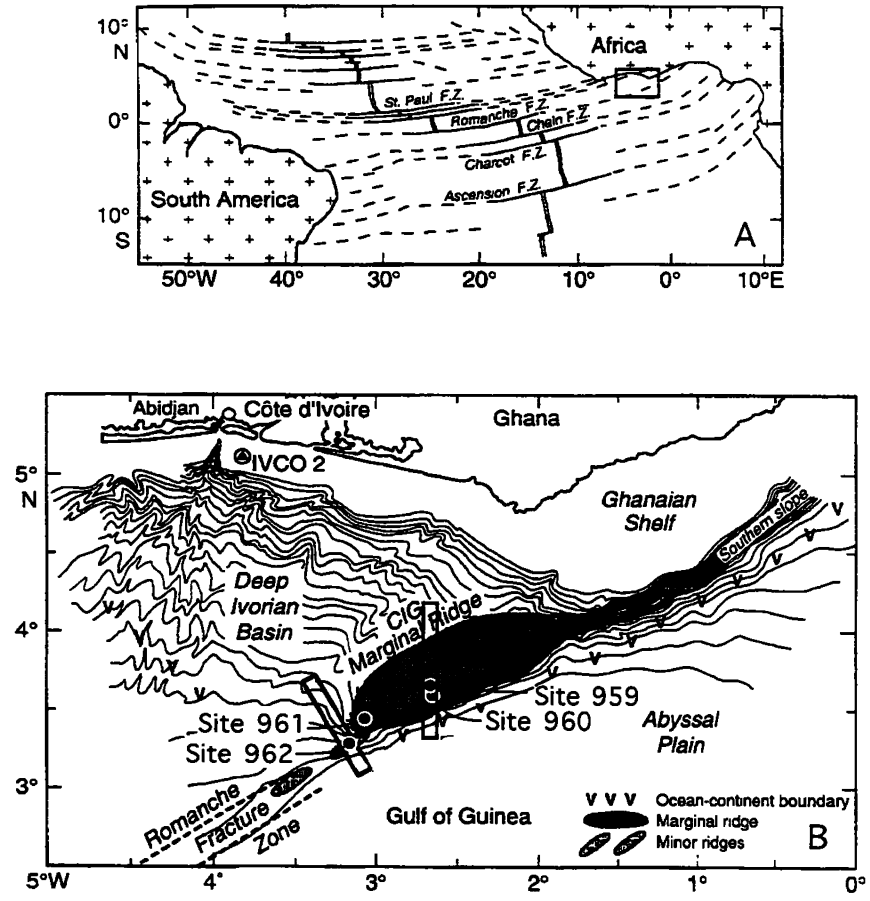


Fig. 1. – Localisation du site étudié.

Le pendage moyen des strates augmente avec la profondeur alors que l'azimut (direction du plongement) reste en moyenne constant (fig. 2). Ces changements traduisent un basculement progressif vers le NW de la ride marginale au cours de l'Éocène. De plus, pendages et azimuts montrent d'importantes variations nettement

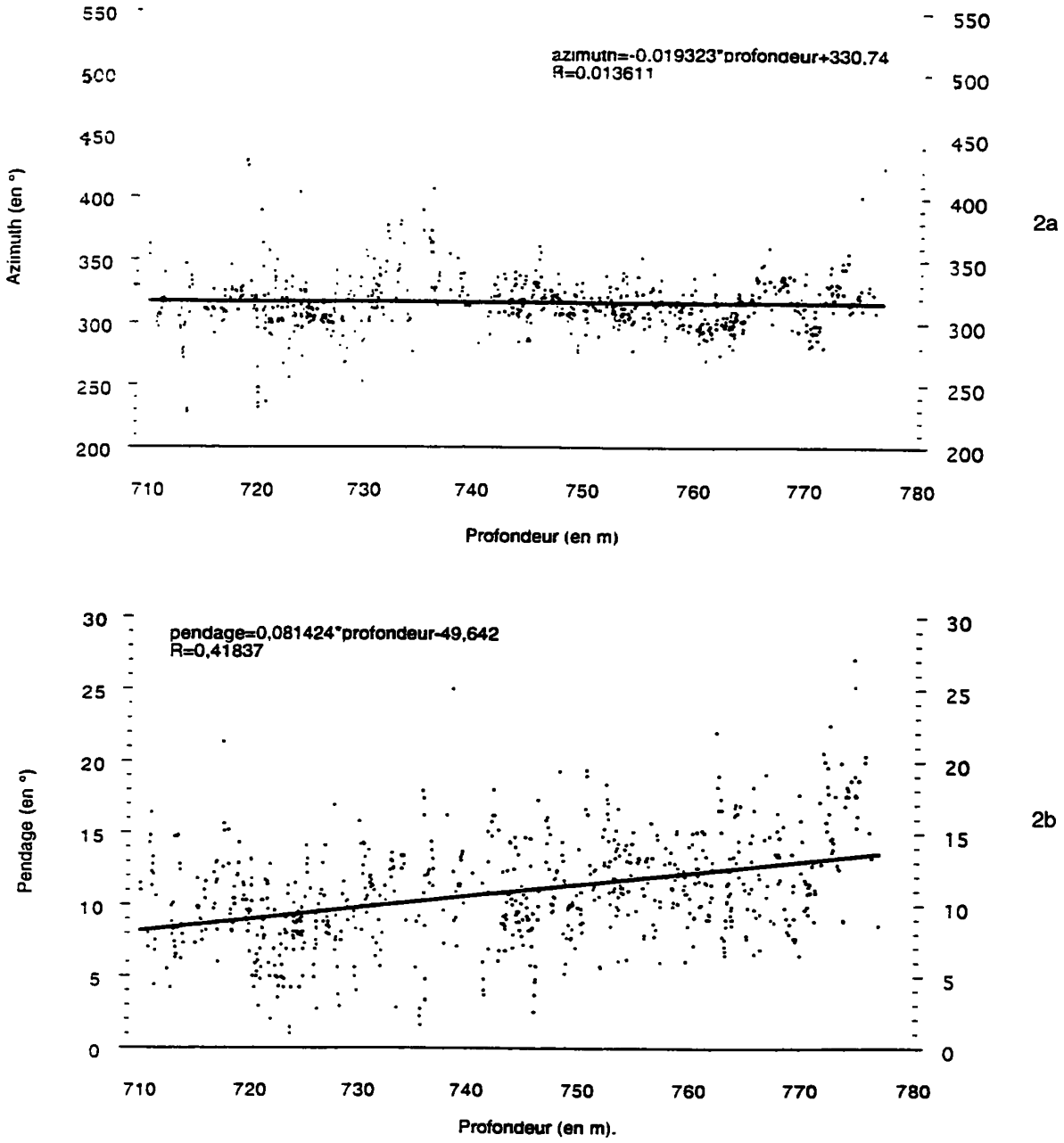


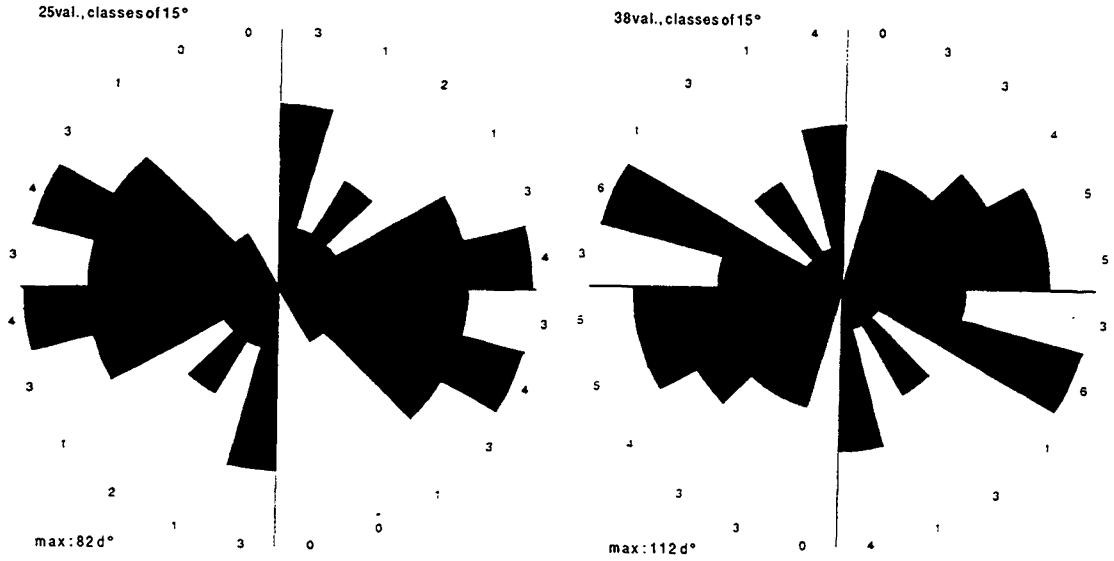
Fig. 2 – Variations d'azimut (fig. 2a) et de pendage (fig. 2b) de la stratification entre 710 et 780 m de profondeur (puits 959D). 360° ont été rajoutés aux mesures d'azimuts inférieures à 180.

supérieures aux erreurs de mesure : de 0° à 25° pour les pendages, de W à NE pour les azimuts. Ces variations sont progressives, et correspondent sur des épaisseurs de quelques centimètres à quelques décimètres à des rotations progressives des surfaces de stratification. Ces rotations progressives autour d'axes horizontaux sont bien corrélées avec des failles normales à faible pendage (fig. 3). Elles correspondent probablement à des basculements associés à des glissements gravitaires contemporains de la diagenèse. Ces basculements donnent une image de la pente locale, et permettent de montrer que la subsidence de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana s'effectue simultanément par rotation autour de trois axes horizontaux dont les directions sont héritées des grandes structures de la marge. Ces directions sont :

- N150 pour celles engendrées par les structures du bassin ivoirien profond (marge divergente passive) ;

- N90 pour celles résultant de l'interaction des structures de la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana (marge transformante) et du bassin ivoirien ;

- N60-70 pour celles résultant de l'activité transformante.



Axes de rotation relevés entre 710 et 720 mètres.

Failles relevées entre 710 et 720 mètres.

FIG. 3. – Correspondance entre direction des axes de rotation et direction des failles à l'échelle de la dizaine de mètres.

En raison du caractère visiblement péridodique des variations d'orientation des plans de stratification (fig. 2), une analyse fréquentielle des variations d'azimut et de pendage de la stratification a également été réalisé à l'aide de transformées de Fourier. Elle montre qu'il existe une périodicité propre pour deux de ces directions de subsidence. Cette période est d'environ 103 000 ans pour la direction N60-70 (subsidence de la marge transformante). Elle est d'environ 71 000 ans pour la direction N150 (subsidence de la marge divergente).

Tuteur : C. BASILE LGCA/UJF, P. PEZARD, CEREGE Pétrologie magmatique Marseille.
*Laboratoire d'accueil : **LGCA CNRS/UJF Grenoble.***

Étude expérimentale des mécanismes de la localisation dans un matériau cohésif modèle : les argiles de Sievoz (Isère)

Oliver HENRIOT

Les théories classiques de la déformation et de la rupture des matériaux (par ex. Mohr-Coulomb) ne prennent pas en compte les phénomènes physiques complexes qui précèdent et accompagnent la localisation des zones de fractures. Celles-ci considèrent généralement qu'il existe deux états pour le matériau. Un état non rompu où le matériau est cohésif. Un autre état ou le matériau est traversé par une ou plusieurs discontinuités.

L'observation d'exemples naturels suggère qu'il existe des modifications discrètes du matériau avant sa rupture et ceci dans une zone précise dans laquelle se localisera la future discontinuité. Ce sont ces modifications que j'ai cherché à étudier par le biais d'une approche en modélisation analogique.

Afin de mettre en évidence les mécanismes opérant lors de la localisation nous avons réalisé des modèles analogiques de fractures sur des éprouvettes d'un matériau cohésif naturel, l'argile de Siévoz, par compression biaxiale en déformation plane.

Nos observations du déroulement des expériences en stéréophotogrammétrie et au MEB permettent de mettre en évidence la formation de fractures microscopiques un court instant après la formation de la bande de cisaillement qui localise la déformation et avant la propagation de la fracture macroscopique de mode II (en cisaillement).

La déformation macroscopique correspond à l'intégration de microfissures de mode I (en traction) dans d'étroites bandes où se concentre également la décohésion de l'échantillon.

Les zones naturelles de rupture en traction, prélevées dans le même matériau sont tout à fait comparables à celles observées dans le matériau expérimentalement déformé.

Nous pouvons ainsi proposer un schéma d'évolution de la déformation qui intègre un enchaînement de mécanismes conduisant à la localisation (fig. 1) :

1. Un état naturel non déformé où le matériau exhibe des structures sédimentaires microscopiques caractéristiques : alvéoles, flocons, pavages, enrobages, litages et stratification.

2. La formation de structures de décohésion plus ou moins avancée dans les bandes de cisaillement. Ces structures correspondent à des décohésions de grains et d'amas de grains.

3. La formation, dans cette même bande de microfissures de mode I parallèles à $\sigma 1$.

4. La formation d'une macrofissure de mode II par regroupement des microfissures de mode I en échelon le long de bandes orientées à 25° par rapport à $\sigma 1$ (fig. 2). Le développement ultime observé dans ces zones, après un fort déplacement relatif des lèvres de la fissure est une série de plans de fissure de mode II superposés.

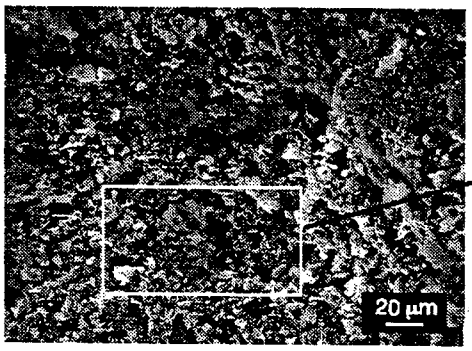
Il semblerait par ailleurs que la formation des bandes de cisaillement ne se produise qu'un court instant avant la formation des fractures macroscopiques de mode II.

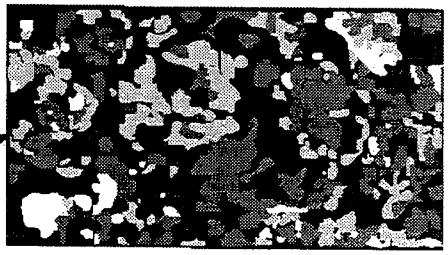
De plus, cette étude nous a permis de dégager de nouveaux axes d'étude à envisager :

1. L'étude paramétrique des modèles pour déterminer l'influence de la vitesse de charge, du confinement et de la teneur en eau.

2. Le raffinement des techniques d'étude au stéréocomparateur et au MEB pour préciser ce qui se passe dans la bande de cisaillement. Les échantillons préparés au cours de cette étude sont déjà utilisables à cette fin.

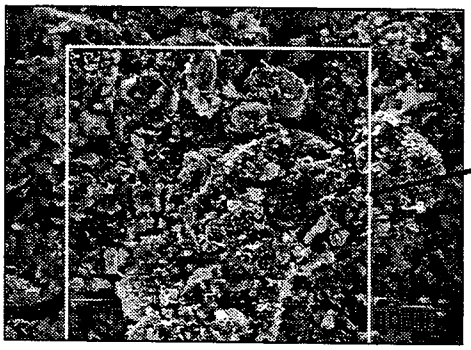
4. L'emploi de méthodes de traitement d'images numériques pour quantifier la décohésion et la dilatance à l'approche des fractures. Ces méthodes permettraient une analyse à une échelle intermédiaire entre celle du MEB et celle du stéréocomparateur.





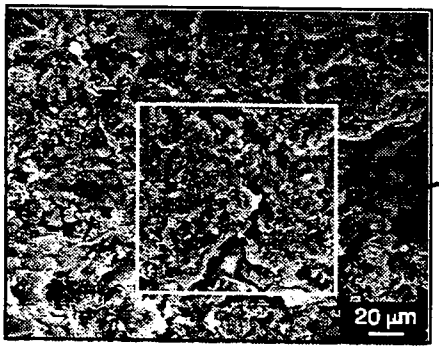
A

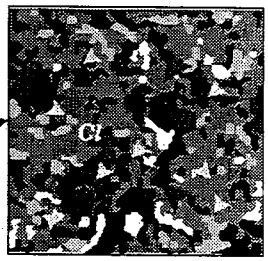
Structure alvéolaire de la matrice non déformée



B

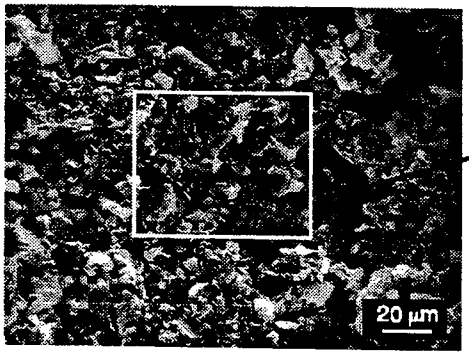
Perte de cohésion entre les amas

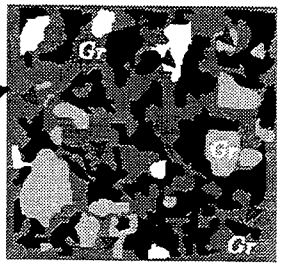




C

La perte de cohésion se propage à l'intérieur des amas





D

Décohésion entre les grains et feuillets argileux

FIG. 1. – Étapes successives de la formation distribuée.

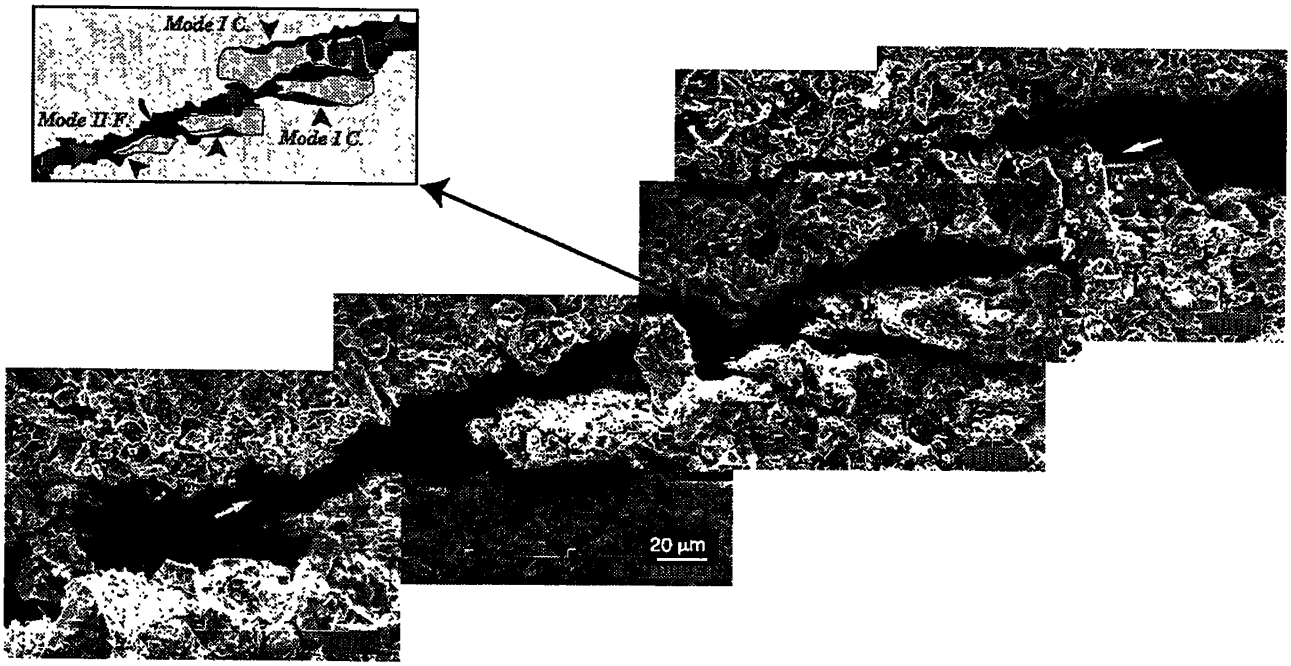


FIG. 2. – Coalescence des fractures de mode I et développement des fractures de mode II.

Tuteurs: ***J.-F. GAMOND, E. CARRIO, L.G.I.T., Observatoire de Grenoble, CNRS/UJF***
Laboratoire d'accueil : ***L.G.I.T., Observatoire de Grenoble, CNRS/UJF***

Approche de l'évolution du clivage schisteux en fonction de l'intensité de la déformation. Application à quelques sites du Sud-Est de la France

Marion JEANSELME

Pour observer l'évolution du clivage schisteux en fonction de l'intensité de la déformation, un étage a été choisi pour être largement répandu et présent dans les massifs cristallins externes, où la déformation est très variable en intensité. Cet étage est l'Aalénien. Plusieurs sites, ayant subit une déformation croissante, et où l'Aalénien est présent, ont été sélectionnés. Le premier est situé dans la partie occidentale de la nappe de Digne très peu déformée par son déplacement. Les autres sont localisées aux abords des massifs cristallins externes (MCE) dans les environs de la Mure et d'Uriage. Toutes ces roches d'âges identiques sont des marno-calcaires déposés dans un paléoenvironnement de bassin peu profond.

Pour pouvoir estimer la part réelle de la déformation tectonique dans l'acquisition d'un litage schisteux par rapport aux transformations diagénétiques, une comparaison a été réalisée avec l'Aalénien étudié lors du forage de GPF-BA1 sur le site de Balazuc en Ardèche. Cette portion de la marge continentale européenne de la Téthys n'a pas subit d'épisode tectonique compressif d'intensité suffisante pour être susceptible d'avoir engendré un clivage schisteux.

Grâce à des observations au microscope électronique à balayage d'échantillons orientés, différentes structures de clivages schisteux ont été observées.

- Dans les échantillons provenant de la nappe de Digne, de rares argiles isolées les unes des autres ont des tailles anormalement importantes par rapport à celles des argiles de la matrice. Ces grosses argiles ont des orientations sensiblement identiques. Toutefois, elles ne constituent pas un clivage.

- Dans les échantillons des environs de la Mure et d'Uriage, les structures de clivage observées sont variables, nous observons :

* de rares argiles dissociées mais alignées selon un plan (fig. 1) ;

* l'alignement de quelques minéraux pour former un domaine de clivage discontinu ;

* des domaines de clivage discontinus parfois ondulleux formés par de nombreuses argiles accolées ;

* des domaines de clivage continus, linéaires séparés par des zones montrant très peu d'argiles orientées selon la direction du clivage (fig. 2) ;

* des domaines de clivage continus, linéaires séparés par des microlithons riches en argiles ayant une orientation similaire à celle du clivage.

* deux directions de clivage intenses dans les zones très déformées (fig. 3).

* Des analyses au RX des différentes roches montrent que la cristallinité de l'illite s'améliore entre les marno-calcaires de la nappe de Digne et ceux des abords des massifs cristallins externes.

* Comme les différentes charges lithostatiques subies avant tout événement tectonique par les échantillons sont sensiblement les mêmes, que les roches se sont déposées dans des zones du bassin ayant des profondeurs du même ordre, ces variations de cristallinité ne peuvent être rapportées à une variation de composition lors du dépôt ou à des variations des conditions de pression et température lors de la diagénèse.

L'absence de kaolinite dans les roches prélevées dans les environs de la Mure et d'Uriage, alors qu'elle est présente dans ceux de la nappe de Digne, indique que les échantillons situés aux abords des MCE ont subi une température supérieure à 200°C.

Ces cristallinités et ce flux de chaleur pourraient être attribués à une surcharge lithostatique, à une proximité des échantillons par rapport au socle.

Tuteurs : J.F. GAMOND, G. MASCLE, E. CARRIO, LGIT, CNRS/UJF, Grenoble.
Laboratoire d'accueil : LGIT, CNRS/UJF, Grenoble.

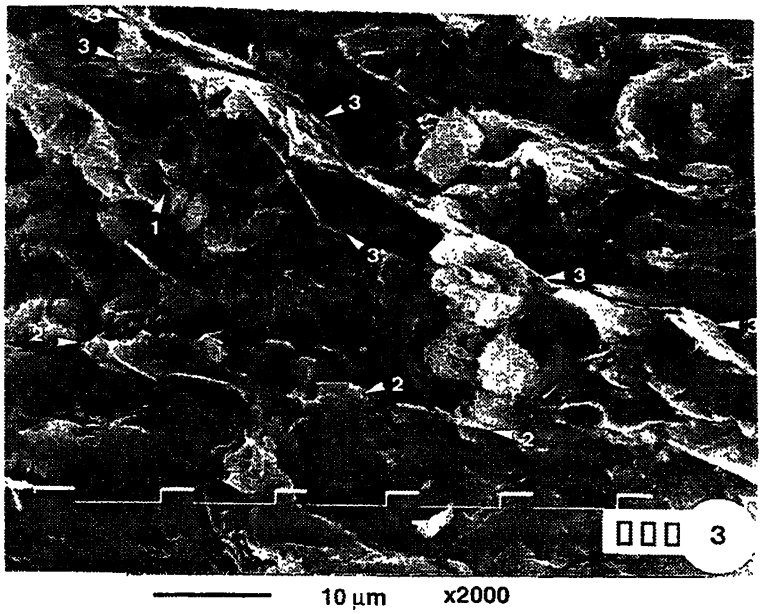


FIG. 1. – Une faible orientation est visible : seules quelques argiles forment des domaines de clivage de faible épaisseur.

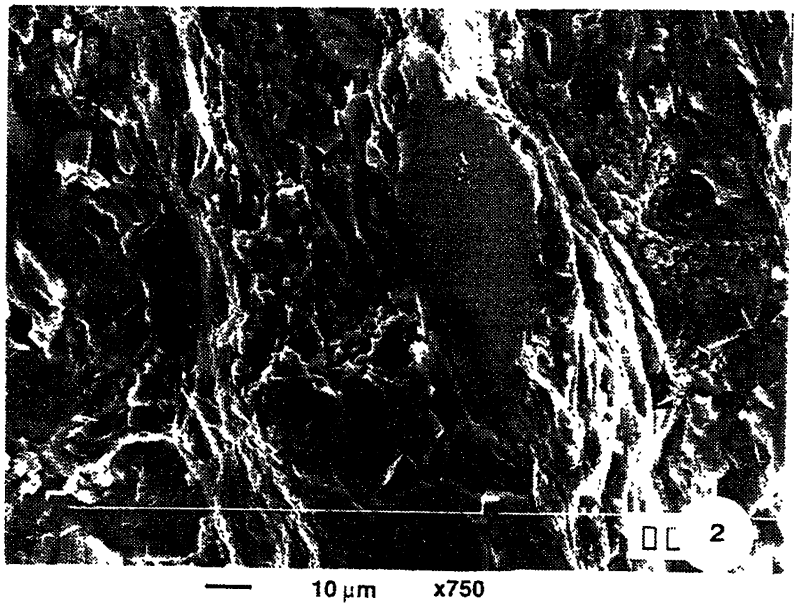


FIG. 2. – Acquisition d'une orientation minéralogique nette : des zones de clivage formées par des alignements argileux encadrent des domaines sans nette orientation des phyllites.

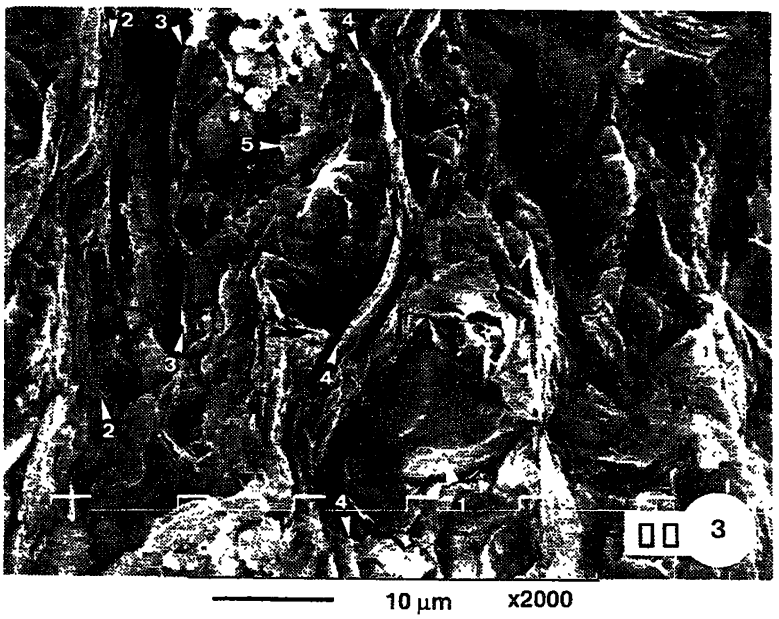


FIG. 3. – Développement d'une deuxième direction de clivage recoupant la première.

Cinématique actuelle du rift Baïkal : apport de mesures de géodésie spatiale par Global Positioning System et modélisation numérique

Olivia LESNE

Le rift Baïkal est situé en Sibérie orientale, au nord de la Mongolie, à cheval sur les régions d'Ulan Ude et d'Irkutsk. Il forme la **bordure nord de la zone de déformation** active centre-asiatique issue de la collision Inde-Eurasie. **La zone de rift Baïkal s'étend sur** une longueur de près de 2 000 km depuis les montagnes de Sayan (au sud-ouest) jusqu'au bassin de Muya (au nord-est) suivant une **limite en forme de** S.

Deux campagnes de géodésie spatiale par *Global Positioning System* (GPS) en 1994 et 1995 ont permis d'acquérir des mesures dans la partie sud du rift Baïkal. L'objectif de ces campagnes était de mesurer le champ de déplacement régional lié au régime tectonique en extension. Ces mesures s'inscrivent dans la suite logique de l'étude du rift effectuée par d'autres méthodes géophysiques (telles que la sismique, la sismologie, la gravimétrie) et par des données géologiques.

Treize sites géodésiques ont été installés de façon à encadrer la zone de déformation active (dont 2 en 1995). **Après traitement des données et analyse** des erreurs à l'aide des logiciels GAMIT/GLOBK, **nous trouvons des répétabilités moyennes à** court terme sur l'ensemble des lignes de base de 2,5 mm pour la composante est, 12,7 mm pour la composante verticale et 3,4 mm pour la distance (fig. 1). À long terme, nous estimons la variation de distance entre les deux seuls sites du réseau local mesurés en 1994 et 1995 (Irkutsk et Ulan Ude), situés de part et d'autre du rift, à 0,7 ± 7 mm (fig. 2). La déformation dans la région étant de l'extension, la borne négative est éliminée. Nous interprétons donc le résultat de 8 mm/an (0,7 ± 7 mm/an) comme étant la borne supérieure de la vitesse d'ouverture du rift. Ce résultat est en accord avec ceux obtenus récemment par Ritz *et al.* [1995] et Molnar et Gipson [1996].

Il confirme pour la première fois par une mesure directe que la vitesse d'ouverture du rift Baïkal est lente.

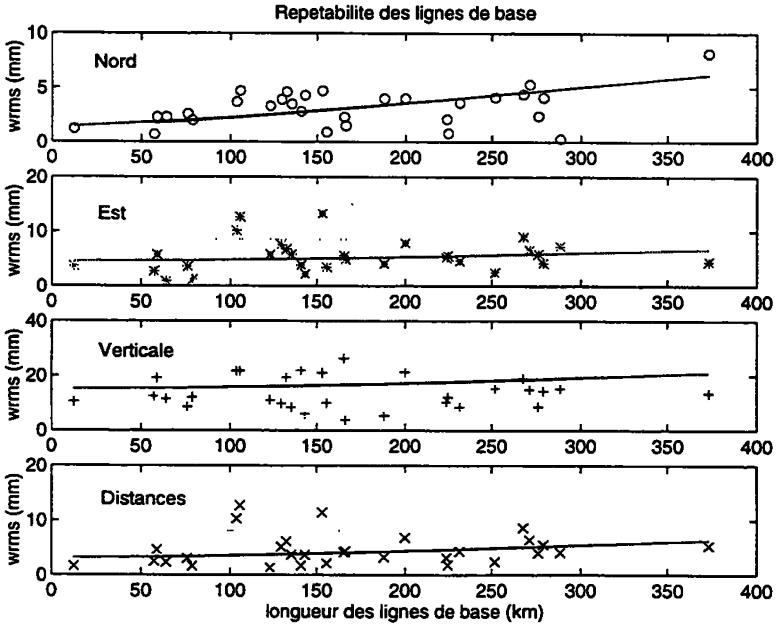


FIG. 1. – Répétabilités des lignes de base en fonction de leur longueur.

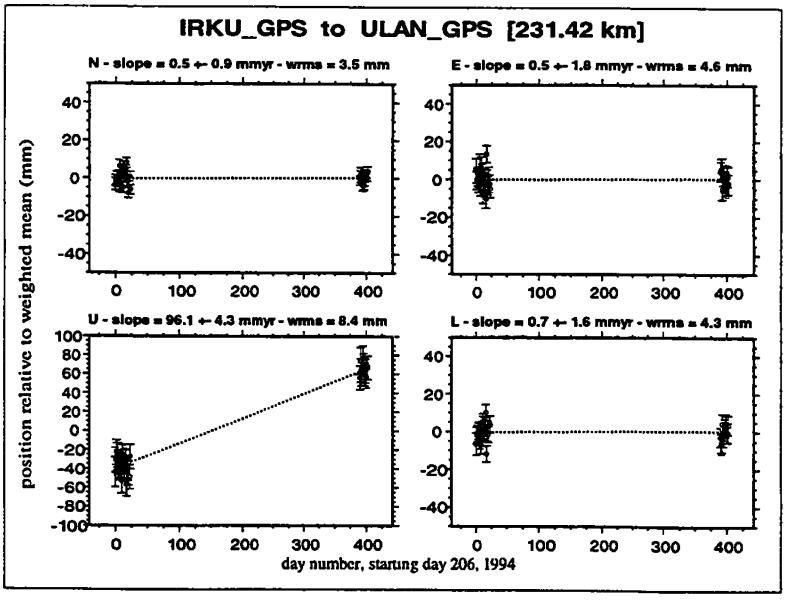


FIG. 2. – Répétabilités sur la ligne de base Irkutsk-Ulan Ude après traitement complet des données de Baïkal'94 et Baïkal'95.

Nous avons ensuite modélisé la zone de déformation du rift Baïkal par la méthode des éléments finis afin de tester les paramètres physiques responsables du champ de déplacement. En l'absence de valeur du champ de déplacement dans la région du Baïkal, nous comparons les différents modèles ainsi obtenus avec les résultats issus de données sismotectoniques (informations fournies par les mécanismes au foyer, la topographie et la sismicité). Nous avons effectué plusieurs tests concernant le déplacement en champ lointain et la rhéologie afin de tester des hypothèses fournies par la bibliographie. Nous proposons finalement un modèle nouveau, ajustant au mieux les données sismotectoniques, bien que non-unique (fig. 3). En particulier, il permet d'expliquer la sismicité diffuse au sud-ouest du lac dans la chaîne Sayan-Baïkal ainsi que la lacune sismique dans la partie nord du lac.

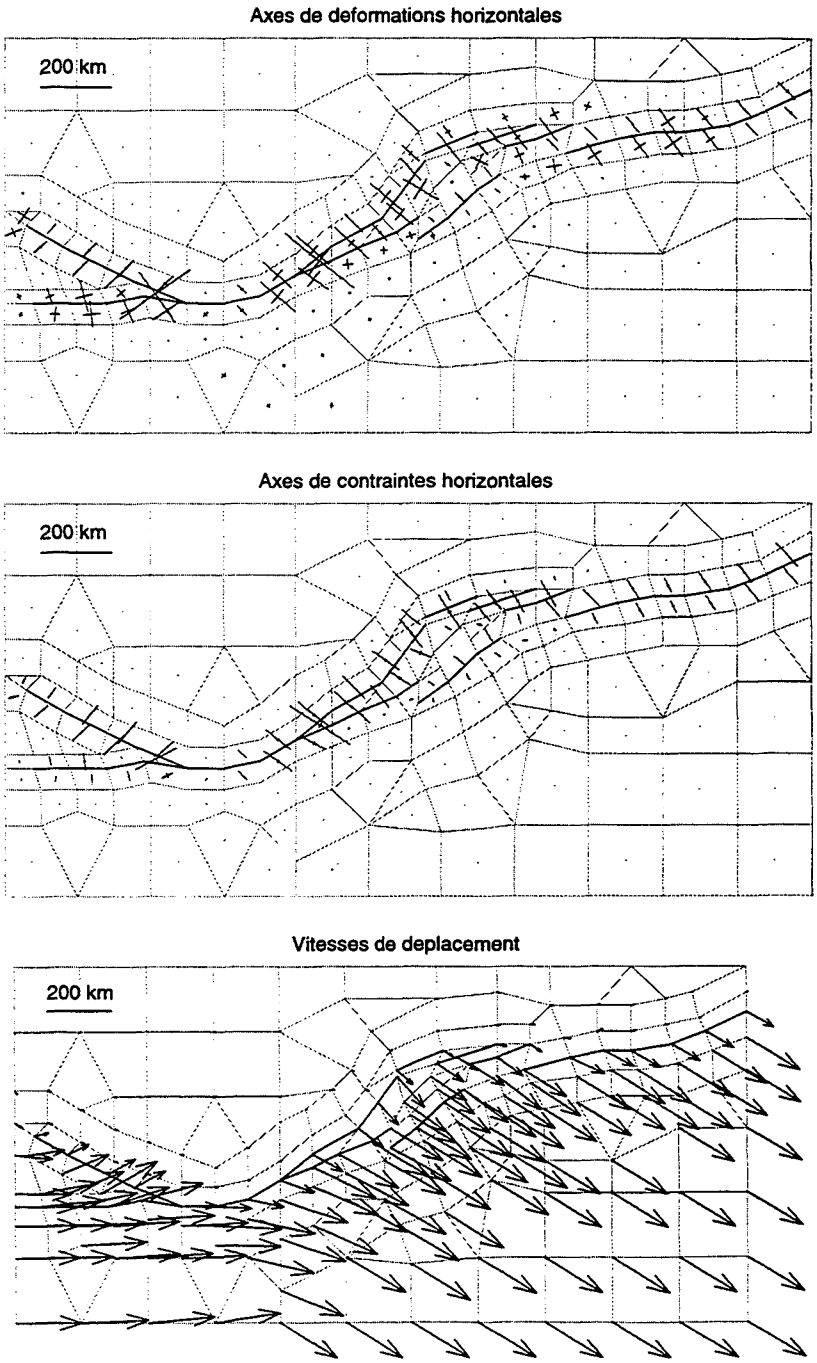


FIG. 3. – Modèle final : axes des déformations horizontales P (en noir) et T (en gris) (figure du haut), axes des contraintes horizontales σ_1 (en noir) et σ_3 (en gris) (figure du milieu), vitesses de déplacement (figure du bas).

Tuteur : É. CALAIS, CNRS, Géosciences Azur,
*Laboratoire d'accueil : **Géosciences Azur, Sophia Antipolis***

Le contact nord entre la Corse hercynienne et la Corse alpine : de la surface à l'asthénosphère

Gilles LEVRESSE

La Corse constitue avec la Sardaigne le bloc Corso-Sarde. Il s'est individualisé lors de l'ouverture du bassin Ligure à l'Oligocène, puis et du bassin Tyrrhénien au Pliocène. La géomorphologie de la partie nord du contact Corse alpine Corse hercynienne est l'expression d'un accident majeur. Les reliefs de la partie hercynienne (< 2000 m) sont sans commune mesure avec les altitudes des massifs hercyniens continentaux (massif des Maures-Esterel). La différence d'altitude de part et d'autre du contact peut être évaluée à 1000 m. Des études gravimétriques [Lesquer, 1976 ; Bayer, 1977 ; EGT, 1990] montrent clairement le déséquilibre isostatique de l'île. Une étude préliminaire de sismologie [El Hadi, 1992] tend à accréditer l'hypothèse d'une anomalie crûstale ou lithosphérique. Enfin une étude géodésique [Lenôtre et Ferrandini, 1996] confirme la surrection différentielle, actuelle, du socle hercynien. Le contact entre le massif hercynien et les nappes alpines semble être une clef importante dans la compréhension du problème de l'évolution tectonique de la Corse. Ce contact participe-t-il activement depuis, au moins, l'Éocène à l'individualisation des « deux Corse », et aux différences d'altitude des reliefs ? Quelle est la géométrie et le rôle de cet accident. Pour répondre à ces questions, nous avons entrepris une étude pluridisciplinaire alliant une analyse géologique de terrain, une modélisation gravimétrique et sismologique.

Sur le terrain la faille n'est pas représentée par des structures majeures, mais par une zone de failles d'extension latérale variable. Cette zone met en contact des ensembles géologiques et des lithologies diverses. Au nord de Pietralba, elle définit le contact entre la nappe de Balagne, peu métamorphisée et peu déformée, et le massif du Tenda défini comme une unité inférieure des nappes alpines. Au sud de Pietralba, elle met en contact le massif du Tenda et le massif hercynien, ici des granites hypersolvus.

La déformation mise en évidence dans cette zone, est distribuée dans les champs ductiles à cassants. La déformation ductile est particulièrement marquée au contact des nappes alpines et des granites hypersolvus. Ces contacts sont des contacts chauds. La déformation liée aux granites est définie par une foliation intense verticale subparallèle au contact et à des failles décrochantes dextres. Dans les nappes alpines, la déformation est représentée par des plis d'emportement d'axes verticaux. Dans le massif du Tenda la déformation s'exprime dans le mode semi ductile, par des recristallisations dynamiques de grains de quartz. Dans la déformation cassante nous avons mis en évidence quatre mouvements, décrochant dextre, sénestre, distensif NE-SW, compressif N-S.

L'élaboration parallèle de modèles gravimétrique et sismologique, nous a permis de définir la géométrie et la continuité de la faille au niveau de la croûte.

Ces modèles doivent expliquer un résidu moyen de 1.05 sec., soit un retard de propagation d'onde de 1.05 sec. sous les nappes alpines. Le modèle gravimétrique a été élaboré en respectant les contraintes données par les modèles de sismique grand angle de Hirn et Sapin, 1976, et de Egger, 1990. Les données utilisées ont été recueillies par Lesquer, 1976 et complétées par Bayer, 1977. pour équilibrer les anomalies de courtes longueurs d'ondes nous avons été obligé de creuser les nappes alpines jusqu'à < 5 km. Pour équilibrer l'anomalie à grande longueur d'onde décroissante vers l'ouest, nous avons été obligé d'enraciner la croûte sous les nappes alpines de 10 km. Des tests effectués sur le polynôme représentant le Monte Cinto définissent clairement une quasi absence de racine, (le maximum de 6 km étant déterminé avec une densité limite de 2,8). La loi de Birch nous a permis de faire la correspondance entre les modèles gravimétrique et sismologique. Le modèle crustal permet de déterminer 0.88 seconde de retard, reste à expliquer 0.17 sec. L'anomalie liée à ce retard ne peut être induite que par une remontée de l'interface asthénosphère/lithosphère. Cette remontée est de 15 km.

L'étude de terrain nous a permis de mettre en évidence quatre phases de déformation le long de la faille de l'Ostriconi-Tartagine, dont un jeu décrochant dextre ductile à cassant, vraisemblablement contemporain de la mise en place des nappes alpines à l'Éocène, un jeu sénestre lié à l'ouverture du bassin Ligure à l'Oligocène. Un jeu distensif Miocène et un mouvemente compressif post-Tortonien. L'étude gravimétrique permet de contraindre le modèle sismologique et de mettre en exergue les particularitées crûstales de la faille de l'Ostriconi-Tartagine. Elle révèle la division du bloc Corso-Sarde en deux sous-blocs. Elle apporte des renseignements sur l'épaisseur différente des nappes alpines et souligne l'importance du jeu décrochant par rapport au mouvement distensif, plus tardif. La sismologie révèle l'existence d'une anomalie lithospérique. Elle correspond à l'accomodation de la lithosphère aux mouvements relatifs des « deux Corse ». La faille de l'Ostriconi-Tartagine est donc une faille lithosphérique. La géométrie de l'anamolie asthénosphérique explique la position dominante, anormale, des reliefs hercyniens.

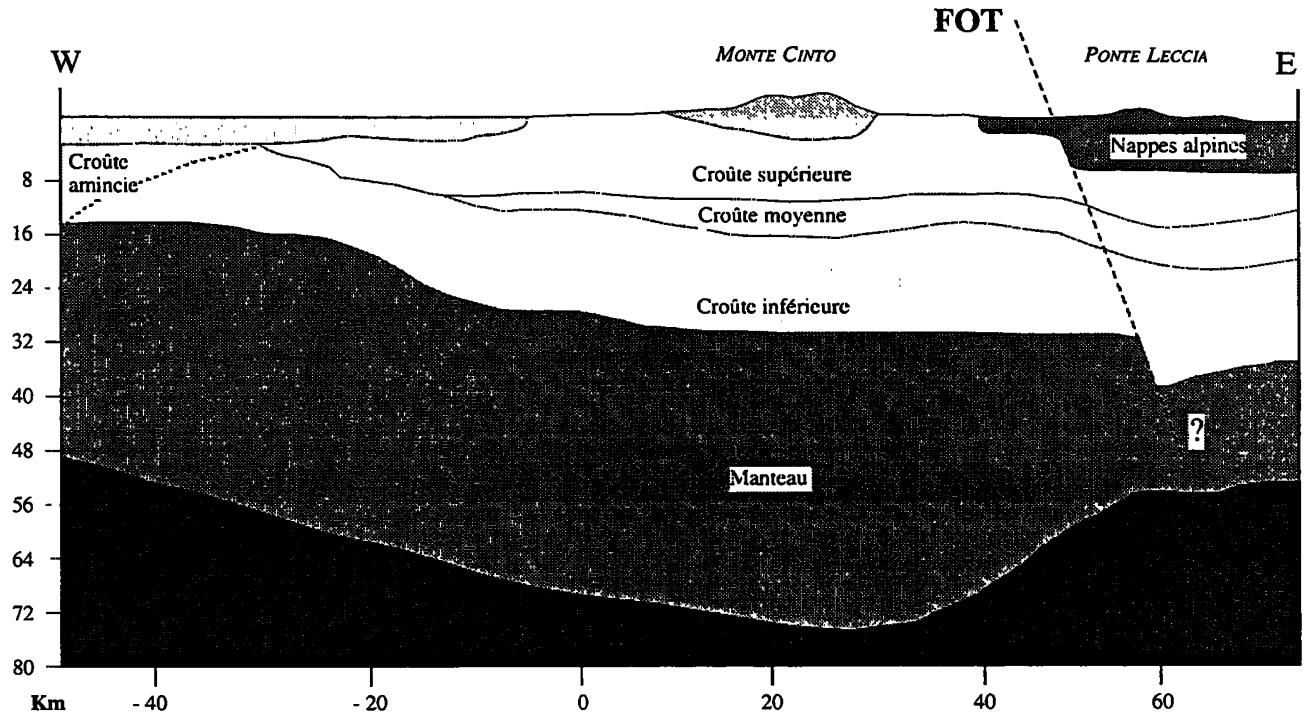


Fig. 1. – Compilation des résultats gravimétriques et sismologiques.

Tuteurs : N. BÉTHORU, M. SOSSON, Géosciences Azur, Sophia A.
Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Sophia Antipolis.

Caractérisations des déstructurations synsédimentaires d'origine sismique dans des sédiments lacustres quaternaires « Les Argiles du Trièves » Application à l'étude de la paléoséismicité würmienne des Alpes nord-occidentales

Vincent LIGNIER

L'étude de la *paléoséismicité* est un domaine pluridisciplinaire faisant intervenir des aspects sismo-tectoniques, sédimentaires et chronologiques. Différentes approches sont entreprises pour tenter de retrouver les preuves de l'existence de séismes passés susceptibles de fournir des indications sur la sismicité à venir. De nombreuses observations témoignent de la conséquence des secousses sismiques sur les formations sédimentaires peu ou pas consolidées : dégazage, phénomène de liquéfaction (volcans de sable, glissements sub-aquatiques...), un ensemble de déstructurations qui témoignent du comportement thixotropique de certains sédiments saturés en eau. Des relations empiriques reliant la distance épicentrale maximale des sites de liquéfaction à la magnitude des séismes impliqués ont été établies par différents auteurs. Ces relations impliquent des magnitudes minimales de 5 (Richter) pour provoquer de telles liquéfactions. L'étude des sédiments lacustres quaternaires rythmés et comportant des niveaux perturbés, permet d'envisager l'estimation d'intervalles de temps de récurrence d'événements déstructurants.

La région du Trièves au sud de Grenoble, présente des affleurements d'argiles (glacio-) lacustres datées du Würm : les Argiles du Trièves. Un forage réalisé pour la société AREA, au nord du village de Lavars en avril 1995 a permis d'obtenir une carotte (de 50,4 m x 10 cm) de cette formation. Si la région du Trièves ne présente pas de séismicité historique significative, elle se trouve située aux confins d'accidents tectoniques importants et de zones plus sismiques.

L'étude de cette carotte et du terrain alentour ont permis d'observer en détail, les perturbations syn-sédimentaires supposées d'origine sismique, et le signal sédimentaire susceptible de livrer un chronomètre, nous permettant ainsi d'estimer la paléoséismicité du site.

L'observation fine de ce *signal sédimentaire* met en évidence plusieurs rythmicités emboîtées : un signal de base, centimétrique à infra centimétrique, regroupant plusieurs lamines de natures différentes, peut être attribué à un signal annuel. Un second rythme regroupant 11 à 12 rythmes de base en moyenne est également bien visible dans certaines parties de la carotte. Il révélerait un enregistrement de cycles de 11 à 12 ans. Les mesures de susceptibilité magnétique de l'ensemble de la carotte, réalisées au CEREGE à Marseille, ont révélé un signal de période équivalente à 2 m de sédiment, ce qui correspondrait en épaisseur moyenne à 200 rythmes de base et donc à l'enregistrement d'un cycle de 200 ans. De telles cycles (11 et 200 ans) ont été retrouvés dans bien d'autres sédiments lacustres et correspondraient également à des cycles d'activité solaire. Les Argiles du Trièves semblent posséder un signal temporel cohérent nous permettant d'estimer le taux d'accumulation sédimentaire à un peu plus de 1 cm/an.

L'observation en détail des *déstructurations synsédimentaires de la lamination* dans la carotte et sur le terrain montre que celles-ci n'affectent toujours qu'un petit nombre de lamines, mais sur de grandes distances latérales, et toujours encadrées par des lamines non déformées. Ces déstructurations se présentent le plus souvent comme des interpénétrations des lamines argileuses et silteuses (structures de type ball-and-pillow) correspondant à des déformations hydroplastiques d'origine thixotropiques (fig. 1). Des microstructures observées présentent pour un même niveau perturbé, des déformations par raccourcissement et étirement à la fois, ou par oscillation latérale du matériel, évoquant des phénomènes de secousses.

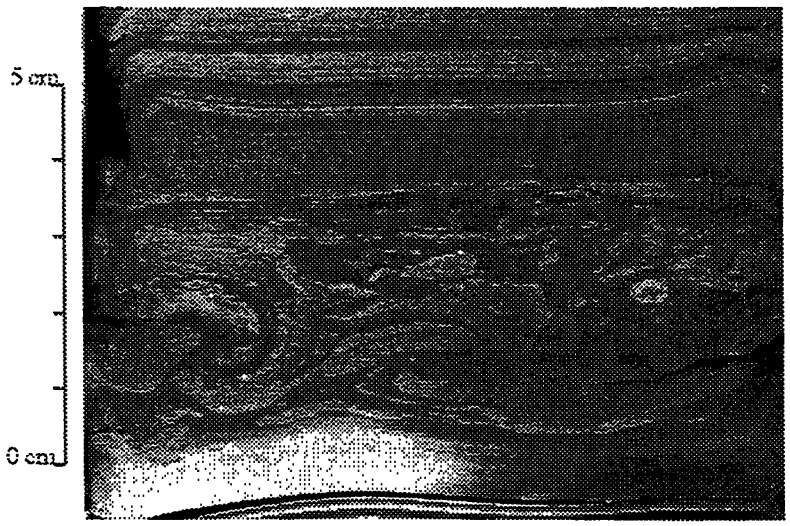


FIG. 1. – Déformation hydroplastique : structure de fluage - liquéfaction. (Coupe longitudinale de carotte).

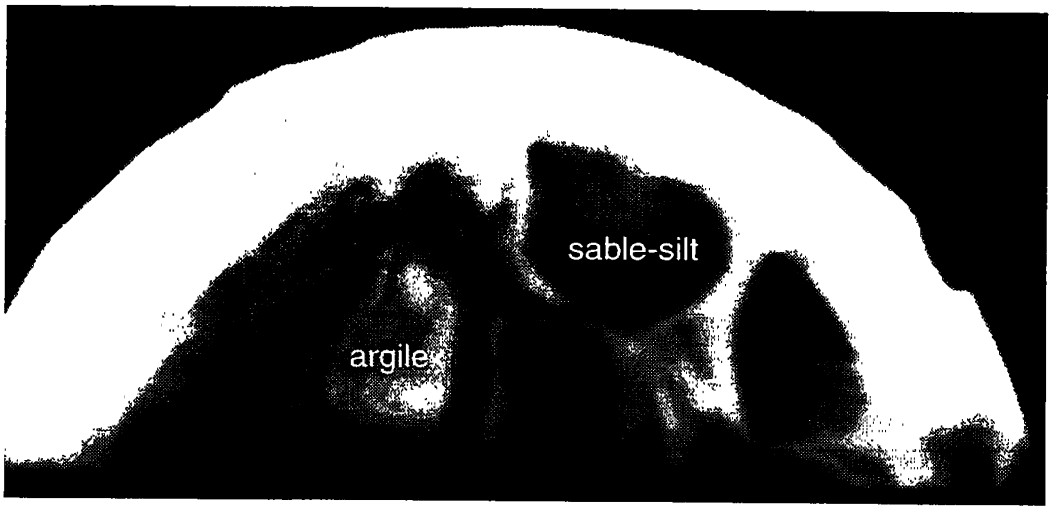


FIG. 2. – Structure de liquéfaction type multi-circulaire (plan horizontal) ;
Image scanner X : section transversale de carotte ; (largeur de la 1/2 carotte = 10 cm).

L'étude morpho-structurale des structures de liquéfaction de type ball-and-pillow, a pu être réalisée à partir d'observations de terrain et de sections et coupes sériées de la carotte, ainsi que des images scanner X, obtenus à l'I.F.P. Ces observations révèlent différents types d'organisation du matériel déformé : on distingue 3 types principaux dans un plan horizontal : une organisation multi-circulaire (fig. 2), correspondant à des diapirs de silts dans l'argile (en 3D) ; une organisation linéaire, correspondant à une invagination du silt dans l'argile selon une direction préférentielle, et une organisation bilinéaire dite en réseau - maille, et présentant deux directions d'invagination préférentielles.

Les mesures effectuées à l'Université de Lille avec un granulomètre laser, ont été réalisées pour tester l'éventuelle implication des différences de granulométrie entre les lamines de sable et d'argile sur la formation des doublets (silt-argile) déstructures. Elles révèlent des rapports granulométriques silts/argiles des niveaux perturbés et non perturbés sensiblement identiques ; la granulométrie des sédiments ne semble donc pas être à l'origine de la formation de telles structures ; elle semblerait cependant, pouvoir conditionner le type de déformation. Les sédiments étudiés correspondent d'autre part à un contexte de sédimentation lacustre (pro) glaciaire distal, profond, de faible énergie, peu susceptible de déclencher de telles déstructurations.

Par contre des *expériences analogiques* réalisées avec des matériaux analogues secoués [Kuenen, 1958], présentent des structures semblables à celle observées dans les Argiles du Trièves. Des expériences récentes, réalisées par des physiciens sur des matériaux granulaires homogènes, soumis à des vibrations de différentes fréquences et accélérations, révèlent des géométries d'organisation du matériel semblables à celles observées sur les déstructurations de la carotte du Trièves. Tout laisse donc à penser que des secousses sismiques seraient non seulement à l'origine de telles déstructurations, mais qu'elles conditionneraient également, selon leurs caractéristiques physiques (accélération, fréquence...), la morphologie de ces déstructurations. En replaçant ces séismites (déstructurations syn-sédimentaires d'origine sismique) dans le calendrier obtenu par la transcription du signal sédimentaire en signal temporel (cycles de 1, 11, 200 ans), on obtient des intervalles de fréquence des supposés événements sismiques enregistrés (séismes), de l'ordre de 50 à 1250 ans. Ceci attesterait d'une paléoséismicité relativement importante de la région du Trièves et/ou des alentours, il y a 30.000 à 40.000 ans.

Quels sont les séismes enregistrés ? La sensibilité de liquéfaction du sédiment dépend-elle de sa granulométrie ? Est ce que des séismes de magnitude inférieure à 5 peuvent être enregistrés ? Peut on remonter aux caractéristiques d'un séisme à partir de la morphologie des séismites qu'il a provoqué ? Voici autant de question qui motivent nos recherches, et appellent à des modélisations, analogiques notamment, plus poussées.

Tuteur : C. BECK, LGCA, CNRS/US Chambéry.
*Laboratoire d'accueil : **CNRS/US Chambéry.***

Caractérisation de la déformation des sédiments crétacés de la marge transformante de Côte d'Ivoire-Ghana Apport de la modélisation analogique d'un glissement gravitaire

Joël PACCOLAT

La marge continentale de la Côte d'Ivoire et du Ghana constitue, par l'association d'ensembles morpho-structuraux qu'elle offre, un ensemble typique de marge transformante. Sa structure ainsi que son évolution ont été l'objet de nombreuses études.

La campagne 159 de l'Ocean Drilling Program (ODP) a permis d'échantillonner géologiquement différents stades de dépôts déduits des études sismiques antérieures. Les séries sédimentaires ont enregistré, au cours de leur lithification, l'ensemble des événements tectoniques ayant affecté la marge transformante. L'extension ainsi que le cisaillement de la bordure sud du Bassin Ivoirien Profond au contact de la zone de fracture décrochante de la Romanche, ont contribué à l'édification d'une Ride marginale : la Ride de Côte d'Ivoire-Ghana.

Cette ride, à la transition entre une croûte continentale amincie et une croûte océanique, a vraisemblablement été le lieu de transferts thermiques importants. Il est probable que des mouvements verticaux de grande ampleur, induits par ces échanges de chaleur se soient manifestés.

La surrection de la Ride, couplée à une importante déformation cisaillante, a généré trois types de déformations : une première caractérisant un régime extensif, une seconde se manifestant par des glissements gravitaires, enfin une troisième montrant une association particulière de failles, inverse, normale, et de plis. Une modélisation analogique de cette déformation semble indiquer une mise en place lors de cisaillements hétérogènes.

Les indices de recristallisations minérales observées dans les échantillons provenant des campagnes ODP et Equanaute sont les témoins de l'accroissement de la température au sein de la Ride. Ils sont vraisemblablement le résulat de l'action cumulée d'un transfert de chaleur et du cisaillement de la bordure méridionale du Bassin Ivoirien profond.

Tuteurs : J. BENKHELIL, Geosciences Azur Perpignan, J. MASCLE, Geosciences Azur Villefranche/Mer

*Laboratoire d'accueil : **Geosciences Azur Villefranche/Mer***

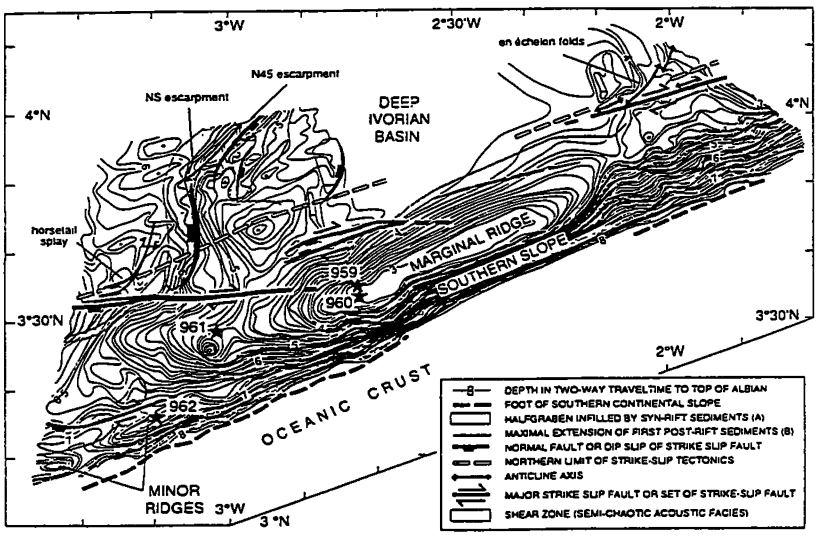


FIG. 1. – Schéma structural de la ride marginale de Côte d'Ivoire-Ghana.

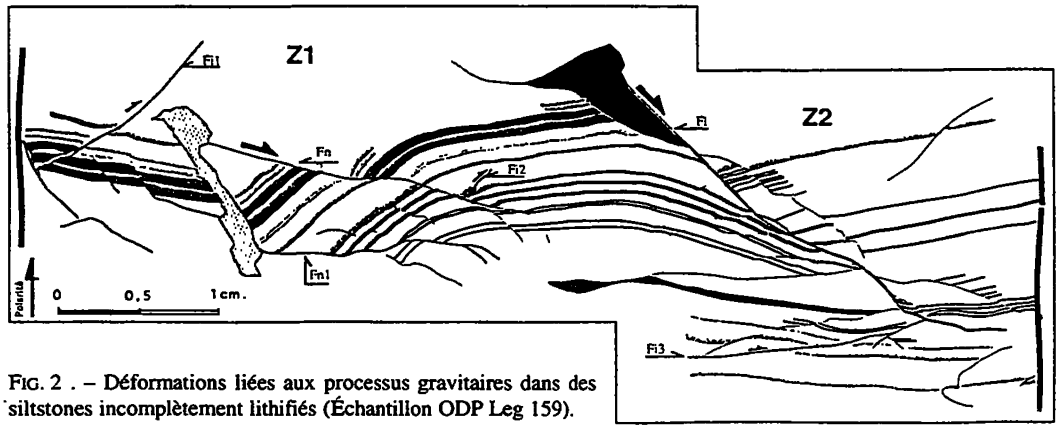


FIG. 2 . – Déformations liées aux processus gravitaires dans des siltstones incomplètement lithifiés (Échantillon ODP Leg 159).

Les laves de l'unité de Poya : traceurs géochimiques et géodynamiques de l'évolution Crétacé-Paléocène du SW Pacifique

Fleurice PARAT

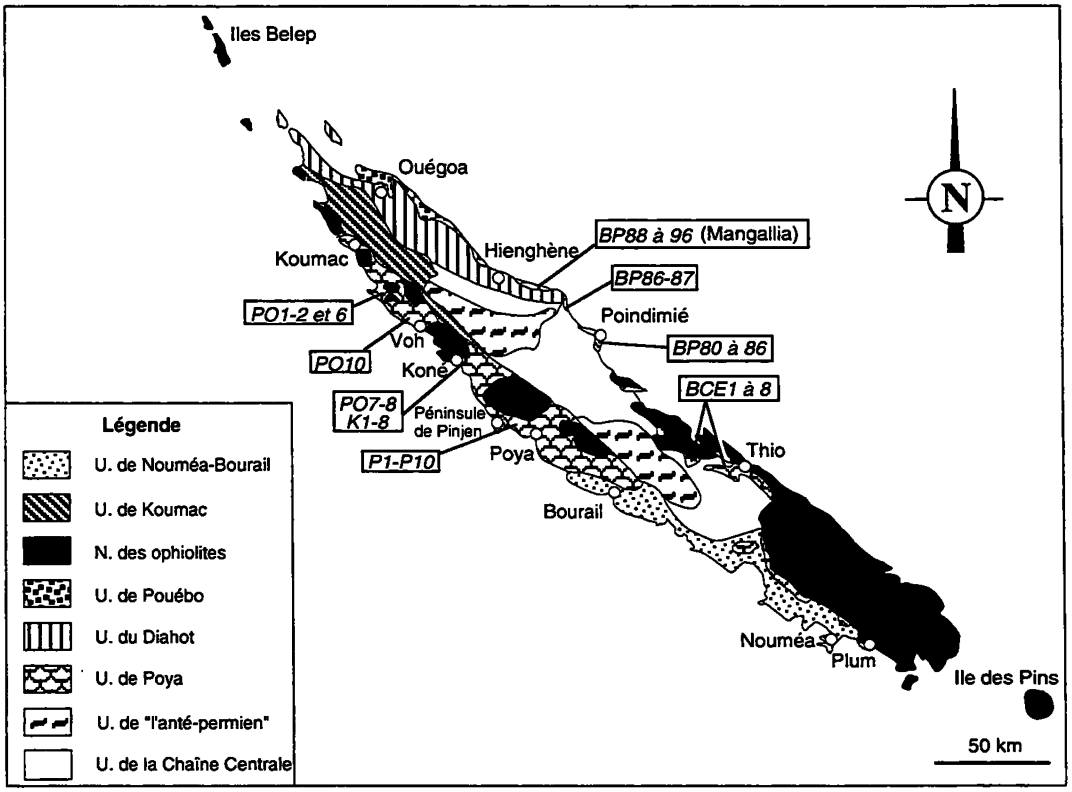


Fig. 1. – Localisation des roches volcaniques étudiées [schéma structural d'après Cluzel *et al.* 1994].

Le microbloc de Nouvelle-Calédonie est une mosaïque d'unités continentales et ophiolitiques assemblées au cours de deux cycles principaux [Cluzel *et al.*, 1994] :

- le cycle Rangitata, du Permien au Jurassique, caractérisé par l'évolution d'un ensemble d'arc(s) et bassin(s) d'arrière-arc, formés d'abord en contexte intraocéaniques, puis accrétés à la marge est du Gondwana (Jurassique supérieur ?).

- le cycle « Néo-calédonien », correspondant à la fragmentation de ce « socle continental » au Crétacé supérieur dans un contexte de marge passive lors de l'ouverture des bassins marginaux de la mer de Tasman, de Nouvelle-Calédonie et des Loyauté ; suivi d'une nouvelle accrétion lorsque les microblocs et les nouvelles unités parallèlement constituées, entrent dans la zone de subduction Éocène des Loyauté.

L'unité de Poya forme un ensemble d'âge Campanien à Paléocène supérieur, toujours situé sous la nappe ophiolitique. Elle se compose principalement d'un ensemble de laves basiques et de sédiments répartis sur le pourtour le l'île, dont les caractéristiques pétrographiques, structurales et métamorphiques excluent [Cluzel *et al.*, 1994] l'interprétation couramment admise [Paris, 1981 ; Maurizot *et al.*, 1985] d'un ensemble volcanique intracontinental autochtone.

Échantillon, méthodes analytiques

Les roches volcaniques de l'unité de Poya ont été échantillonnées (29 échantillons) sur la côte est, entre Thio et Hienghène et sur la côte ouest entre Nouméa et Koumac.

L'étude minéralogique des basaltes de l'unité de Poya a été réalisée sur la microsonde automatisée CAMEBAX à Lausanne. Les analyses géochimiques présentées ont été réalisées à Grenoble par ICPMS pour les éléments traces et les terres rares, à St Étienne par fluorescence X pour les majeurs et à Toulouse (Université Paul Sabatier) pour les isotopes par un spectromètre multicollecteur Finnigan MAT 261. Elles complètent de nombreuses analyses effectuées au CRDP de Nancy entre 1993 et 994.

Résultats

Trois familles de roches volcaniques se repartissent dans l'unité de Poya (fig. 1) : des basaltes « appauvris », des basaltes « enrichis » et des laves alcalines, auxquelles s'ajoutent les boninites de Nepoui décrites par Cameron [1989] mais dont la relation avec les autres laves de l'unité de Poya reste indéterminée à ce jour.

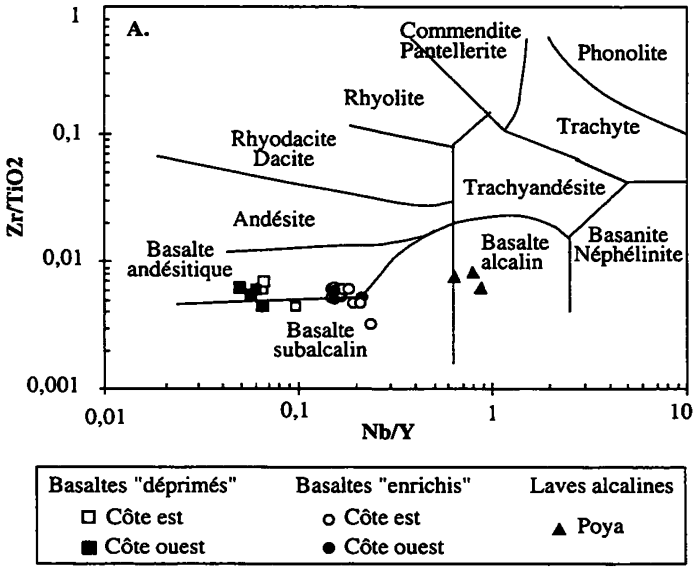


FIG. 1. – Diagramme de classification de Winchester et Floyd [1977].

1. Les basaltes « appauvris » (Nb/Y < 0,1) présentent une texture microlitique et microporphyrique caractérisée par la présence de microphénocristaux squelettiques d'augite (à diopside) et de plagioclases dans une mésostase microlitique fortement recristallisée. De taille millimétrique, les cristaux d'augite apparaissent épigénisés sur les bordures en actinote-tremolite et possèdent des teneurs en Ti relativement élevées (de 0,25 à 0,04 %). Les microphénocristaux de plagioclase (50 %) sont squelettiques, de taille variant de 2 à 2,5 mm. Enfin des oxydes ferro-titanés (ilméno-magnétite) forment des plages poecilitiques tardives. On observe également de la pyrite et de la chalcopyrite de taille millimétrique ainsi que quelques minéraux secondaires comme le sphène et l'épidote. Toutes ces roches ont subi un métamorphisme de bas degré défini par la paragénèse suivante : chlorite-smectite ± prehnite ± pumpellyite ± actinote ± calcite ± quartz. L'ensemble est très cataclasé et de nombreuses fissures remplies de calcite, prehnite et phyllite (smectite) recoupent la roche. Par ailleurs, tous les minéraux sont plus ou moins tordus ce que semble indiquer une déformation postmétamorphique. Les caractéristiques microscopiques révèlent donc une paragénèse magmatique constituée par ordre de cristallisation : plagioclase - clinopyroxène - ilméno-magnétite. Aucun fantôme d'olivine n'a été reconnu.

D'un point de vue géochimique, ces basaltes possèdent des spectres de terres rares normalisés aux chondrites (fig. 2 B.) plats avec un appauvrissement marqué en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ((La/Sm) n = 0,45 à 0,68 et (Ce/Yb) n = 0,64 à 0,99). Ils ne présentent pas d'anomalie en Nb. Une telle distribution suggère une affinité de type N-MORB et une source mantellique appauvrie de lherzolite à spinelle ou plagioclase. Il n'y a pas de différence significative entre les basaltes de la côte est et ceux de la côte ouest.

2. Les basaltes « enrichis » ont un rapport Nb/Y > 0,1. Ils possèdent une texture doléritique à subdoléritique (parfois microlitique) représentée par des microphénocristaux isolés d'augite de taille variant de 0,1 à 0,3 mm et par des phénocristaux (1 à 2 mm) et des microlites (0,5 à 1 mm) (40 %) de labrador à andésine sans zonation observée. Ces basaltes (côte est et ouest) possèdent de grandes plages constituées d'un mélange de chlorite et pumpellyite qui représentent probablement d'anciennes vacuoles ou la mésostase recristallisée. Leur paragénèse montre l'appartenance de la majorité des basaltes au faciès métamorphique BP-BT prehnite pumpellyite. Toutefois, dans certains échantillons situés sur la côte est au niveau de Poindimié, on note la présence de glaucophane qui se développe à partir des cristaux d'augite, et qui caractérise le faciès métamorphique schiste bleu. Les minéraux accessoires (10 %) sont des ilméno-magnétites (FeO*= 65 % et TiO2 = 25 %) et de la pyrite de taille millimétrique. Les caractéristiques microscopiques révèlent donc une paragénèse magmatique constituée par ordre de cristallisation de : plagioclase clinopyroxène et ilméno-magnétite. Là encore, aucun fantôme d'olivine n'a été reconnu.

Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites (fig 2 C.) présentent un léger enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ((La/Sm) n = 0,86 à 1,16 et (Ce/Yb) n = 1,06 à 1,36) suggérant une source plus enrichie et une affinité de type P ou E-MORB. Le fractionnement peu ou pas marqué des terres rares lourdes, indique cependant que le grenat n'intervient pas dans les processus pétrogénétiques à l'origine de ces tholéiites.

3. Les basaltes alcalins de la péninsule de Pinjen (Poya-Koné) ont un rapport Nb/Y = 1. Ils présentent une texture de trempe marquée par la présence de nombreuses baguettes fibroradiées (sections carrées) roses de diopside (40 %) (leur taille variant de 2 à 3 mm) et de plagioclases (40 %) sous forme de microlites (0,1 à 0,2 mm) de type andésine et labrador. Les ilméno-magnétites (5 %) se présentent sous forme de grandes plages poécilitiques ou en petites baguettes noires.

Leurs spectres de terres rares normalisés aux chondrites (fig 2 D.) sont enrichis en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ((La/Sm) n = 1,69 à 3,80 et (Ce/Yb) n = 4,36 à 9,84). Les plus enrichis en terres

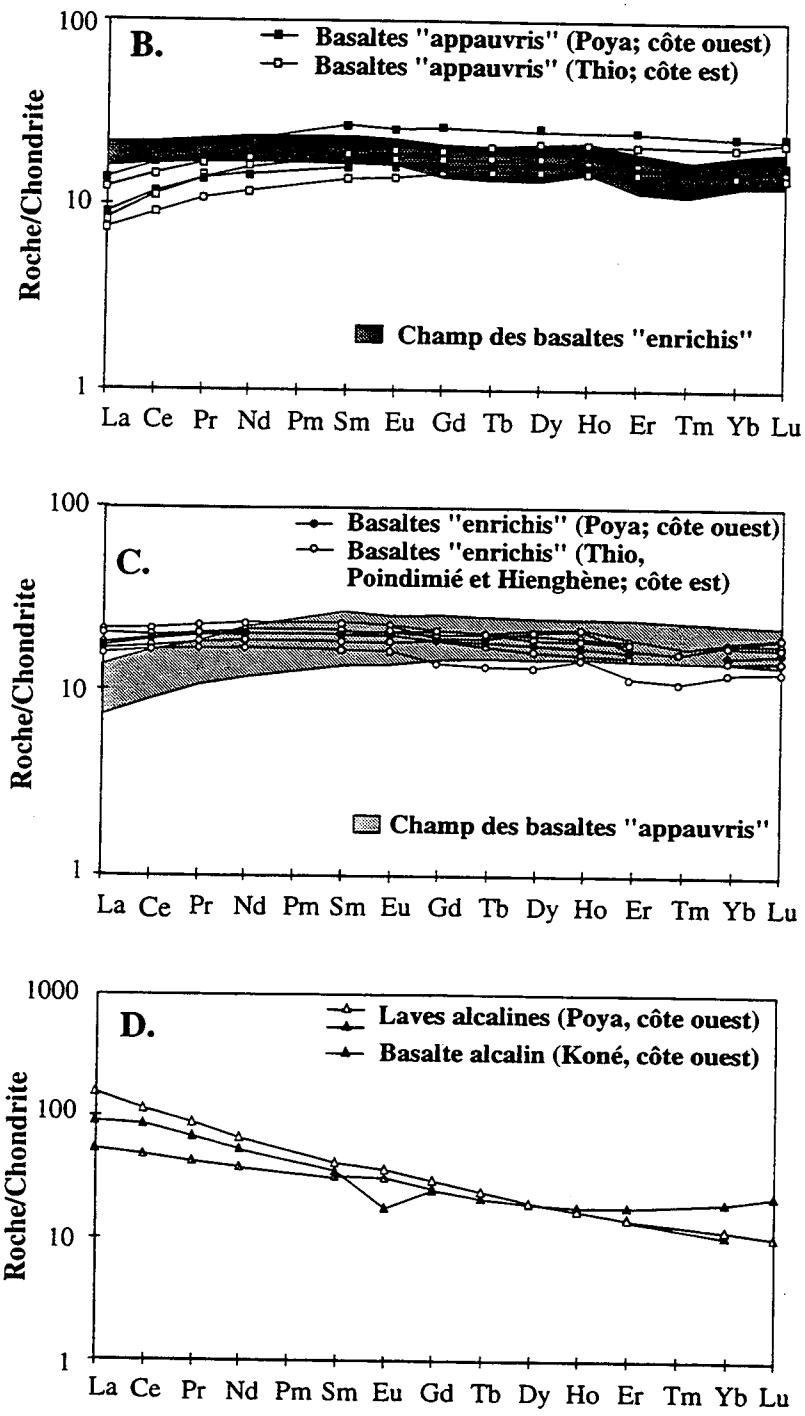


FIG. 2. – Spectres de terres rares normalisées aux chondrites. Valeurs de normalisation de Evensen [1978].

rares légères sont ceux du secteur de Poya (péninsule de Pinjen) (300 fois les chondrites) alors que ceux de Koné sont beaucoup moins enrichis en terres rares légères (≈ 80 fois les chondrites). Ils sont par contre tous deux déprimés de manière identique en terres rares lourdes caractérisant une source profonde où le grenat était présent dans le résidu.

Ces laves semblent donc résulter d'une source mantellique profonde de type lherzolite à grenat et ont évolué lors de fractionnements complexes en deux étapes : 1) fractionnement d'olivine + clinopyroxène + ilménite + apatite et 2) amphibole + plagioclase + magnétite + zircon + sphène. Dans le diagramme discriminant de Wood (1980) (fig. 3) ces trois familles de laves apparaissent respectivement dans les champs des basaltes N-MORB, E-MORB et alcalins intraplaques, ce qui corrobore leur affinité et suggère une origine océanique de type arrière arc avec çà et là quelques édifices alcalins édifiés sur la crôute.

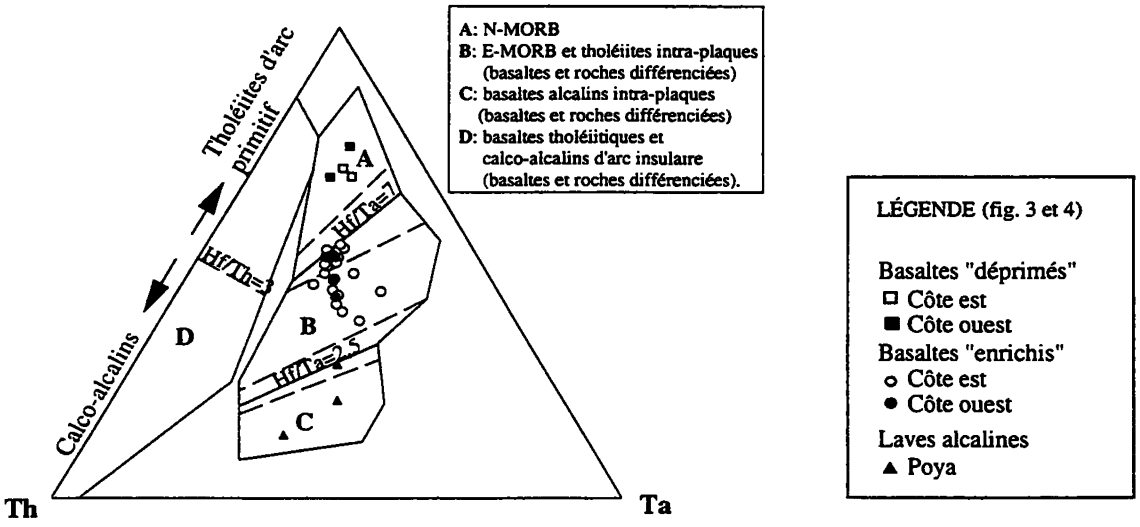


FIG. 3. – Diagramme discriminant Hf/3-Th-Ta [Woodn, 1980].

Géochimie isotopique

Les valeurs εNd se répartissent également en trois groupes : + 3 à + 5 dans les basaltes « enrichis », + 7 à + 8,5 pour les basaltes appauvris et + 7 avec un rapport $^{147}Sm/^{144}Nd = 0,13$ pour les basaltes alcalins (fig. 4).

Les valeurs peu élevées de εNd (+3 à + 5) indiquent que les basaltes tholéiitiques « enrichis » de type P-MORB dérivent d'une source mantellique relativement enrichie, tandis que les basaltes « appauvris » à εNd compris entre + 7 à + 8 sont caractéristiques de basaltes N-MORB, provenant d'une source plus superficielle bien qu'encore légèrement enrichie. Les valeurs εNd étant supérieures à 0, tout indique l'absence de contamination par la croûte et donc à l'absence de substrat continental sous ces laves.

Pour sa part,l'échantillon de basalte alcalin de la péninsule de Pinjen (Poya) possède un rapport $^{147}Sm/^{144}Nd$ beaucoup plus faible et s'apparente de ce point de vue aux basaltes de Hawaii, corroborant ainsi l'étude géochimique des basaltes alcalins, évoquant un volcanisme intra-océanique de type OIB.

En conclusion, les trois types de laves constituant l'unité de Poya correspondent de toute évidence à des matériaux formés au Crétacé supérieur en contexte océanique. Les importantes similitudes entre côtes est et ouest et les indicateurs cinématiques relevés par Cluzel *et al* [1994] corroborent l'hypothèse selon laquelle ces laves se sont épanchées dans un bassin marginal au nord-est de l'actuelle Nouvelle-Calédonie et pourraient avoir constitué une portion du Bassin des Loyauté, entraîné dans sa position lors des processus d'obduction Éocène.

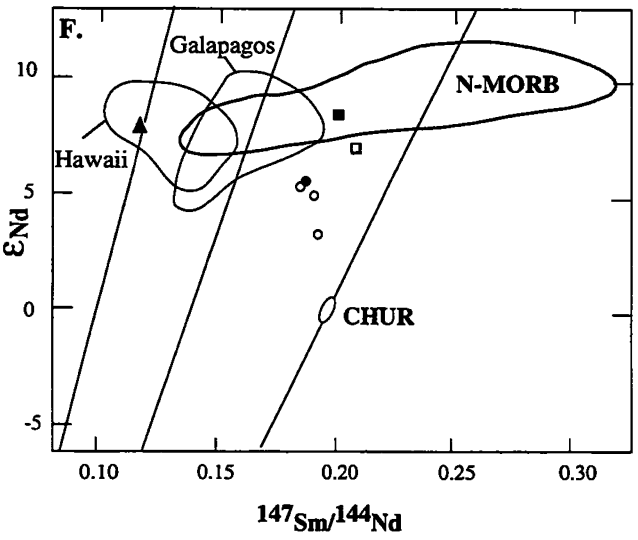


FIG. 4. – Diagramme εNd versus $^{147}Sm/A^{144}Nd$.

Références

EVENSEN N. M., HAMILTON P. J. et O'NIONS R. K. (1978). - Rare earth abundance in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**, p. 1199-1212.

WINCHESTER J. A. et FLOYD P. A. (1977). - Geochimical magma type discrimination ; application to altered and metamorphed basic igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, p. 459-469.

WOOD D. A. (1980). - The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic and to etablishing the nature contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**, p. 11-30.

Tuteur : C. PICARD, LGCA, CNRS/UJF Grenoble. *Laboratoire d'accueil : LGCA CNRS/UJF Grenoble*

Géochimie et géodynamique des plateaux océaniques, arcs insulaires et arcs continentaux crétacé-paléocènes de l'Ouest équatorien

Cédric REYNAUD

INTRODUCTION

La marge occidentale de l'Équateur (Amérique du Sud) présente deux ensembles tectono-magmatiques contrastés, d'âge Crétacé-Paléocène.

Un premier ensemble, continental et autochtone, affleure à l'extrémité Sud-Ouest de la Cordillère des Andes équatoriennes. Il s'agit des formations volcaniques et volcanodétritiques Celica (Albien ?), Alamor (Albien à Cénomanien ?), et Sacapalca (Paléocène ?) (fig.1). Celles-ci témoignent d'un volcanisme de marge active, lié à la subduction de la lithosphère océanique paléo-Pacifique (plaque Farallon) sous le craton sud-américain au Crétacé-Paléocène (Wallrabe-Adams, 1990).

Le second ensemble, océanique et exotique, est présent essentiellement dans la zone côtière de l'Équateur [Goossens, 1970] (fig.1). Il comprend la Formation Piñón (Aptien-Albien ?) qui supporte des séquences volcaniques et sédimentaires d'arcs insulaires. La Formation Piñón, composée de basaltes en coussins et de filons doléritiques, s'apparenterait à une croûte océanique de type N-MORB [Lebrat *et al.*, 1987].

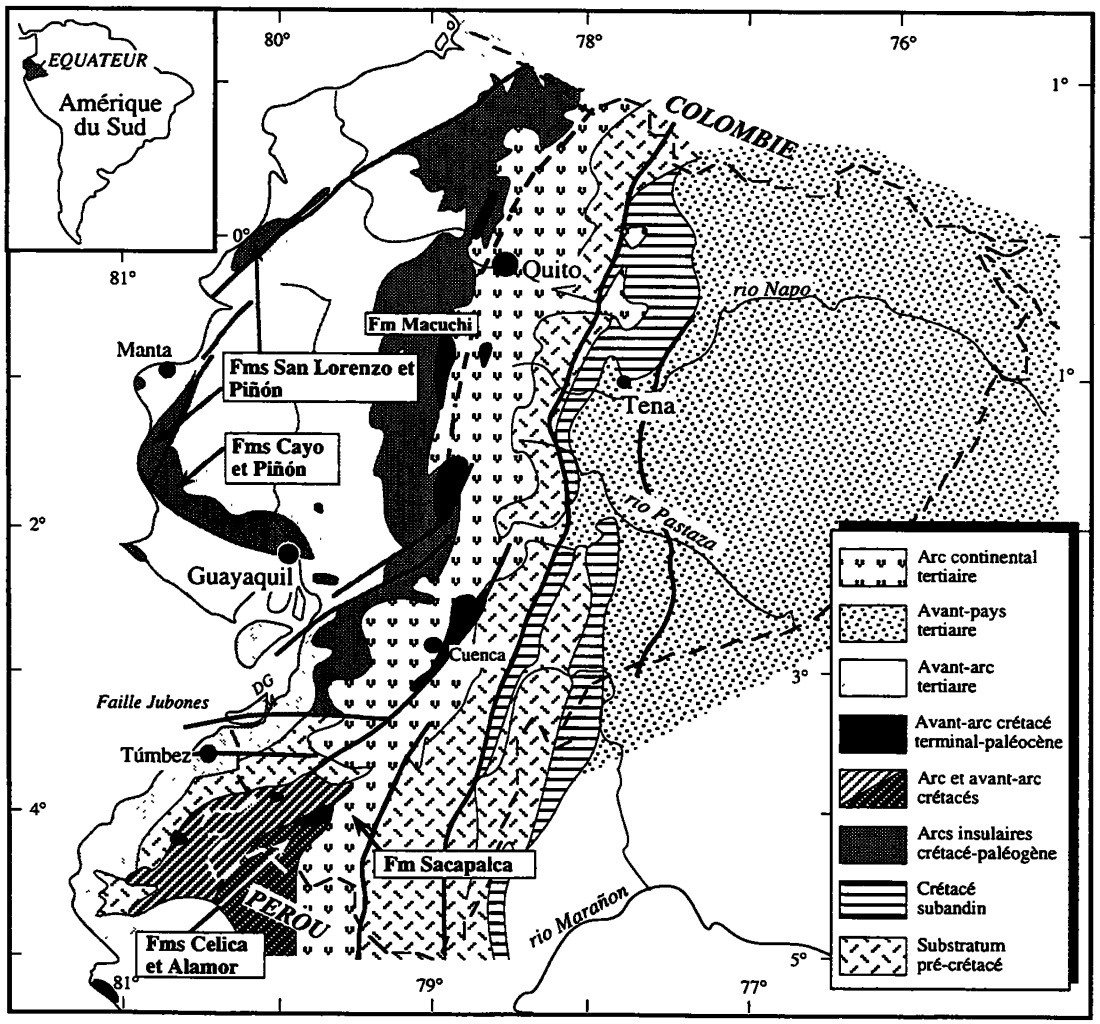


FIG. 1. – Carte géologique simplifiée de l'Équateur et localisation des formations étudiées.

- Dans le secteur de Guayaquil, la Formation Piñón est surmontée successivement par les basaltes du Membre Las Orquídeas (Cénomanien ?) et les turbidites volcanoclastiques de la Formation Cayo (Cénomanien ? à Campanien).

- Au NW (secteur de Manta), la Formation Piñón est recouverte par les basaltes et des dolérites de la Formation San Lorenzo (Campanien à Paléocène).

- Enfin, la Formation Macuchi (Paléocène-Eocène), reconnue dans la Cordillère occidentale équatorienne, est également interprétée comme le témoin d'un arc insulaire intra-océanique [Henderson, 1979 ; Lebrat, 1985], édifié probablement sur les formations Piñón et Cayo.

L'ensemble océanique exotique s'accrète à la bordure occidentale de la marge sud-américaine à partir du Paléocène supérieur et jusqu'à l'Eocène supérieur [Bourgois *et al.*, 1990 ; Jaillard *et al.*, 1995].

Petro-géochimie

L'étude pétro-géochimique porte sur les composants ignés des formations océaniques (Piñón, Las Orquídeas et San Lorenzo) et continentales (Celica, Alamor et Sacapalca).

Les roches magmatiques basiques, peu différenciées, formées de plagioclase et d'augite, prédominent dans les formations océaniques. Au contraire, les laves des formations continentales sont souvent bien différenciées et renferment de la hornblende et du quartz.

Trois associations magmatiques ont été mises en évidence :

1- Les roches magmatiques des formations Celica, Alamor, et Sacapalca sont caractérisées par une nucléation précoce des oxydes ferro-titanés. Elles sont enrichies en LREE (fig. 2) et présentent des anomalies négatives systématiques en Nb et Ti, et des faibles teneurs en Ta (fig. 3). Ce sont des roches **calco-alcalines émises en contexte d'arc,** dont le caractère continental est souvent marqué par les concentrations fortes en Th, et en alcalins et alcalino-terreux pour les roches les moins altérées. Des tholéiites d'arc sont associées aux termes calco-alcalins dans les formations Celica et Alamor (spectres de REE plats et anomalies négatives en Nb et Ti, fig. 2 et 3).

Enfin, l'extrême pauvreté en HREE, Ti, et Y des dacites de la Formation Alamor en fait des roches calco-alcalines particulières, à caractère adakitique. Les adakites sont interprétées comme issues de la fusion partielle d'une lithosphère océanique jeune et chaude (amphibolite à grenat) en voie de subduction, impliquant donc un régime thermique élevé. Les faibles teneurs en HREE et Y seraient liées à la présence de grenat résiduel dans la source.

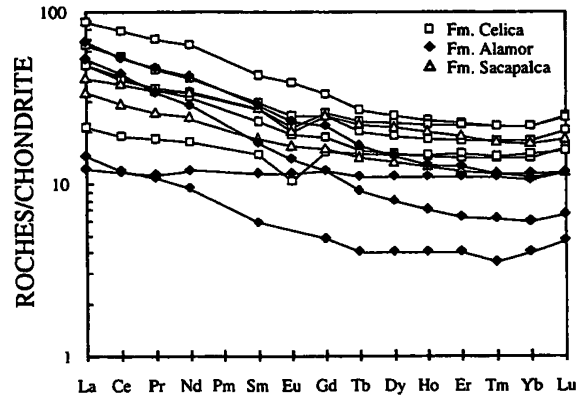


FIG. 2. – Spectres de terres rares normalisées [valeur de normalisation de Sun et McDonough, 1989] aux chondrites des laves continentales.

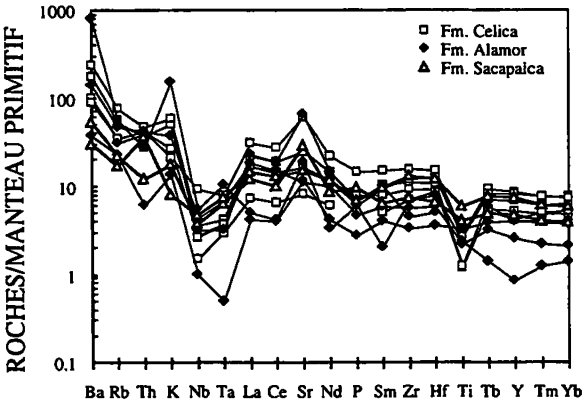


FIG. 3. – Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif des laves continentales.

2- Les basaltes et les dolérites de la Formation Piñón sont caractérisés par la précipitation tardive des titano-magnétites, caractère d'une séquence de cristallisation de type tholéiitique. Ces roches présentent des spectres de Terres Rares (REE) plats (fig. 4), et de fortes teneurs en Nb, Ta et Ti (fig. 5), caractéristiques de **tholéiites enrichies (E-MORB)**. Les valeurs du rapport εNd sont comprises entre + 4 et + 10, mais celles voisines de + 7 sont les plus fréquentes (fig. 6). De tels rapports sont intermédiaires entre ceux des N-MORB et des îles océaniques (OIB), et suggèrent que ces tholéiites enrichies dérivent d'un mélange des deux sources mantelliques : appauvrie (N-MORB) et enrichie (OIB).

Les tholéiites enrichies de la Formation Piñón sont très comparables aux basaltes des plateaux océaniques colombien-caraïbe [Dupuis, 1995 ; Lapierre *et al.*, 1996] et de Nauru [Floyd, 1989].

3- Les basaltes du Membre Las Orquídeas et les roches magmatiques de la Formation San Lorenzo sont **calco-alcalins** et ont été émis en contexte **d'arc insulaire**. En effet, ces roches sont caractérisées par la précipitation précoce des oxydes ferro-titanés. De plus,

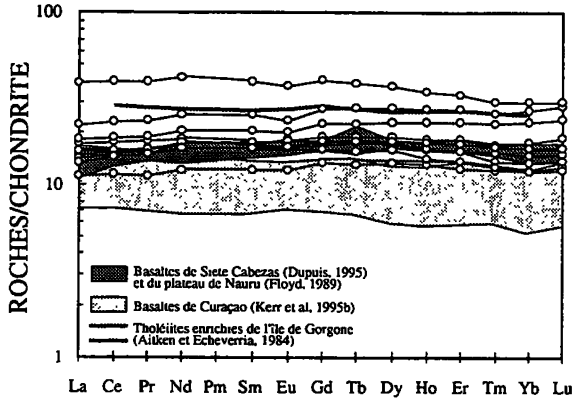


FIG. 4. – Spectres de terres rares normalisés [valeur de normalisation de Sun et McDonough, 1989] aux chondrites des basaltes et dolérites de la Fm. Piñón.

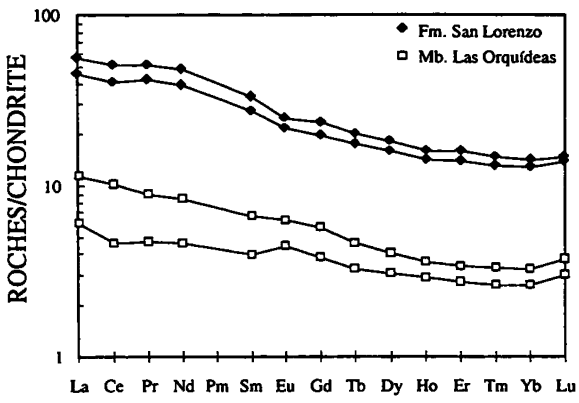


FIG. 7. – Spectres de terres rares normalisés [valeur de normalisation de Sun et McDonough, 1989] aux chondrites des roches basiques d' arcs insulaires.

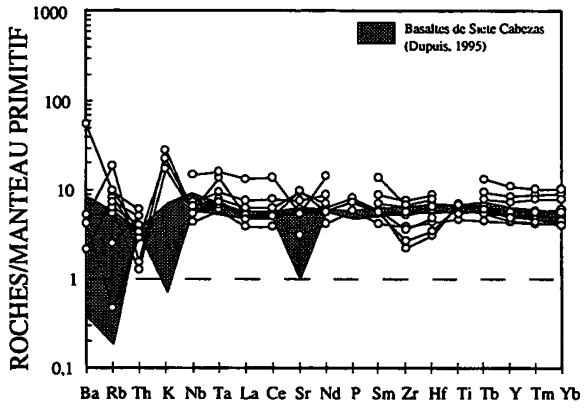


FIG. 5. – Spectres de terres rares normalisées [valeur de normalisation de Sun et McDonough, 1989] aux chondrites des laves continentales.

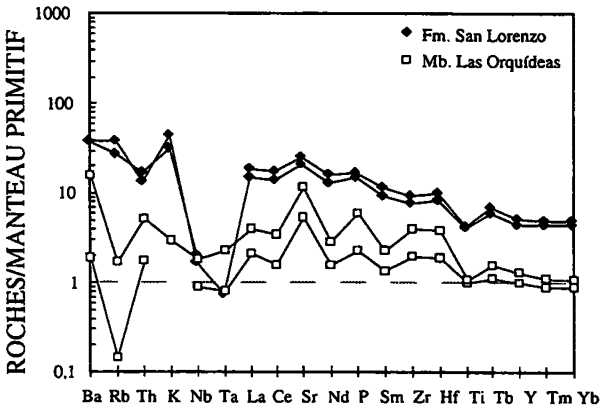


FIG. 8. – Spectres multi-éléments noramalisés au manteau primitif des basaltes et dolérites de la Fm Piñón.

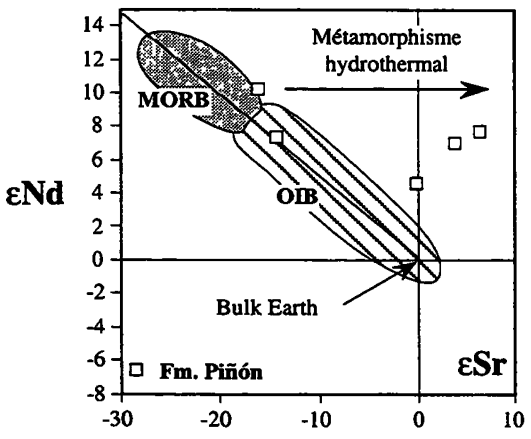


FIG. 6. – Diagramme de corrélation isotopique ε (Nd) en fonction de ε(Sr) : roches basiques de la Fm. Piñón.

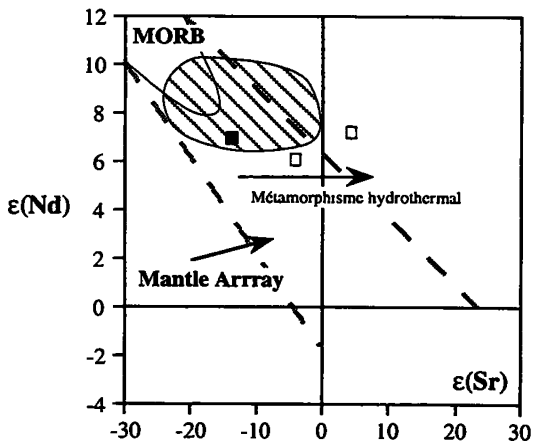
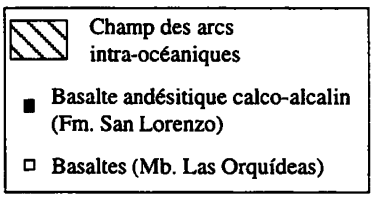


FIG. 9. – Diagramme de corrélation isotopique ε (Nd) en fonction de ε(Sr) : basaltes d' arcs insulaires.



elles sont enrichies en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (fig. 7), et appauvries en Nb, Ta, et Ti (fig. 8). Néanmoins, les teneurs en LREE faibles et les rapports Hf/Th < 3 des basaltes du Membre Las Orquídeas témoignent de l'activité d'un arc insulaire encore juvénile. Les rapports εNd des basaltes, compris entre + 6 et + 7, sont caractéristiques d'arcs insulaires intra-océaniques (fig. 9). Ces basaltes dérivent donc d'une source mantellique appauvrie, plus ou moins contaminée par des sédiments subductés.

Conclusion

La signature géochimique des roches magmatiques de la Formation Piñón, ainsi que leur âge Crétacé inférieur, les rattachent aux plateaux océaniques d'origine pacifique. De plus, à l'instar du plateau Colombien-Caraïbe, daté du Crétacé inférieur, cette formation est surmontée d'arcs insulaires d'âge Crétacé supérieur à Paléocène. La Formation Piñón représenterait donc un fragment du plateau Colombien-Caraïbe qui s'est accrété à la marge occidentale sud-américaine au début du Cénozoïque.

Parallèlement à cette histoire océanique, se développent sur la marge active des arcs continentaux marqués par des émissions de laves calco-alcalines et d'adakites.

Un modèle d'évolution géodynamique est proposé pour chaque ensemble tectono-magmatique.

1 - A l'Aptien-Albien se développe un plateau océanique représenté actuellement par les tholéiites enrichies de la Formation Piñón (fig. 10). Ce plateau océanique se serait développé dans le Pacifique, et pourrait représenter le prolongement vers le sud du Plateau Colombien.

A partir du Cénomanien et jusqu'au Campanien, des systèmes de subduction intra-océanique induisent le développement de trois arcs insulaires successifs, édifiés sur le plateau océanique (fig. 10). Les mécanismes du début de la subduction (Fms. Las Orquídeas et Cayo) sont pour l'instant inconnus. A partir du Campanien, le développement de l'arc San Lorenzo, qui inclut les produits de démantèlement de l'arc Cayo, pourrait s'expliquer par l'ouverture d'un bassin marginal séparant les deux arcs, et dans lequel se dépose la Fm. Guayaquil [Jaillard *et al.*, 1995].

Le plateau océanique et son cortège d'arcs insulaires sont accrétés à la marge équatorienne entre le Paléocène supérieur et la fin de l'Eocène (non illustré dans ce modèle).

2 - Au sud-est du dispositif arcs-plateau océanique, sur la marge andine, se développe à partir de l'Albien un arc continental (Celica) constitué de laves calco-alcalines (fig. 11).

A l'Albien supérieur-Cénomanien, un changement cinématique provoque l'apparition de décrochements dextres dans les zones d'arc et d'avant-arc du nord du Pérou. A l'arrière d'un des blocs continentaux en cours de migration vers le nord, s'ouvre un bassin en pull-apart dans lequel s'épanchent les adakites de la Formation Alamor, à la faveur d'une forte extension crustale et/ou de la subduction rapide d'une lithosphère jeune et chaude (fig. 11). Ce bassin se ferme au Santonien, et le bloc allochtone est alors arrivé à sa position actuelle dans le sud de l'Equateur.

La création d'un nouveau bassin d'avant-arc au Campano-Maastrichtien (bassin Paita-Yunguilla) pourrait être contemporain du développement de l'arc continental Sacapalca (fig. 11)

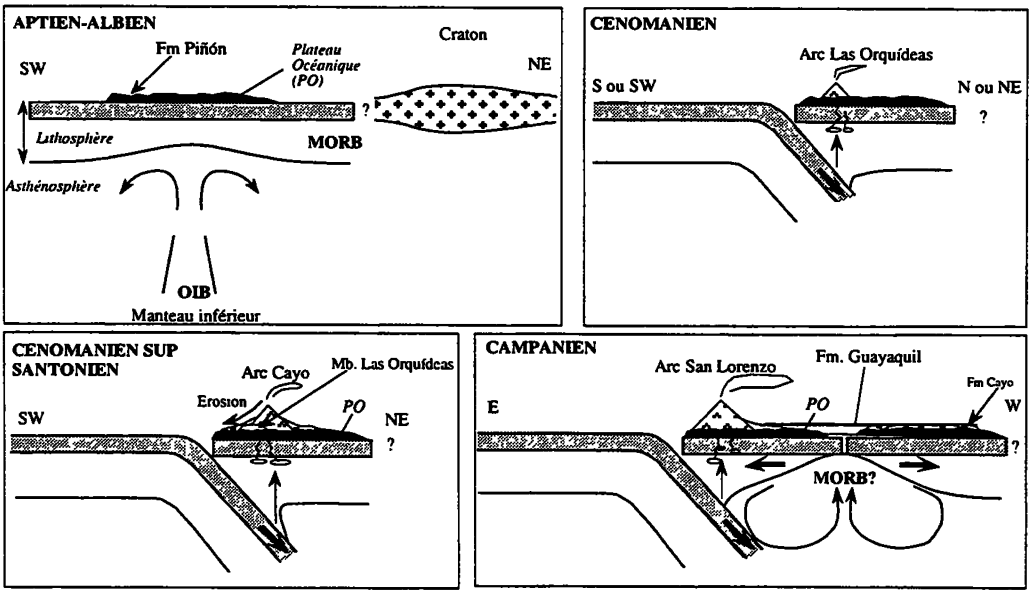


FIG. 10. – Évolution géodynamique des formations océaniques.

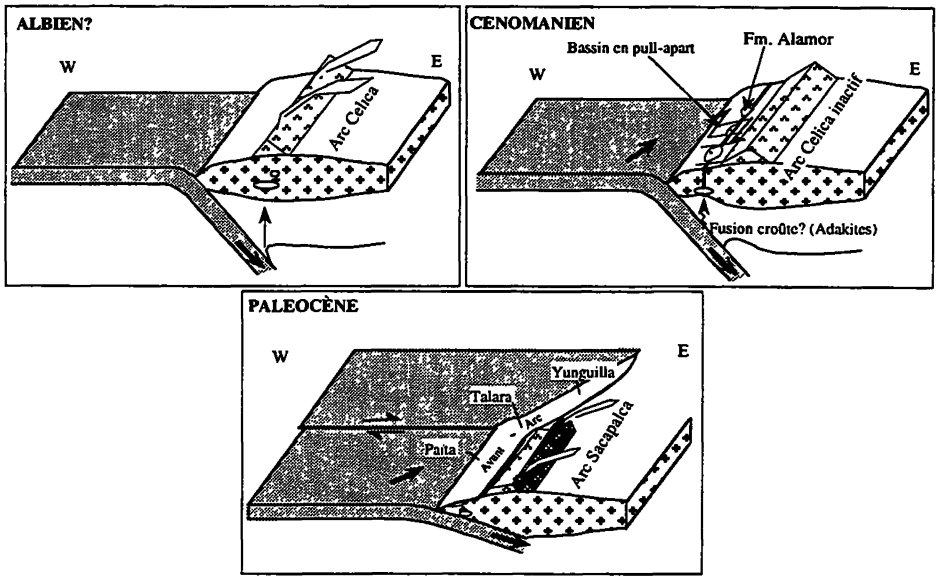


FIG. 11. – Évolution géodynamique de la marge andine au Crétacé supérieur-Paléocène.

Références bibliographiques

AITKEN B.G. & ECHEVERRIA L.M. (1984). – Petrology and geochemistry of komatiites and tholéiites from Gorgona Island, Colombia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, 94-105.

BOURGOIS J., EGÜEZ A., BUTTERLIN J. & DE WEVER P. (1990). – Evolution géodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Equateur : la découverte de la formation éocène d'Apagua. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, S. II, **311**, 173-180.

DUPUIS V. (1995). – Les séquences d'arc crétacées et leur substratum de type plateau océanique des Grandes Antilles (République Dominicaine). *Mémoire de DEA de Géoynamique des marges océaniques et des chaînes de montagne*. Université Joseph Fourier (Grenoble I), 39 p.

FLOYD P.A. (1989). – Geochemical features of intra-plate oceanic plateau basalts. *In* A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds., *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc. Spec. Publ., **42**, 215-230.

GOOSSENS P. (1970). – The geology of Ecuador, explanatory note for the geological map of the Republic of Ecuador. *Geol. Soc. Belgique Annales*, **93**, 255-263, scale 1: 500 000.

HENDERSON W. (1979). – Cretaceous to Eocene Volcanic arc Activity in the Andes of Northern Ecuador. *J. Geol. Soc. London*, **136**, 367-378.

JAILLARD E., ORDOÑEZ M., BENÍTEZ S., BERRONES G., JIMÉNEZ N., MONTENEGRO G. & ZAMBRANO I. (1995). – Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting : southern coastal Ecuador during Late-Cretaceous Eocene time. *In* A. J. Tankard, R. Suárez S., and H. J. Welsink, Petroleum basins of South America, *AAPG Memoir*, **62**, 615-631.

KERR A.C., TARNEY J., MARRINER G.F., CLAVER G.TH., SAUNDERS A.D. & THIRLWALL M.F. (1995b). – The geochemistry and petrogenesis of the late Cretaceous picrites and basalts of Curaçao, Netherlands Antilles : a remnant of an oceanic plateau. *Journal of Geology*. Sous presse.

LAPIERRE H., DUPUIS V., MERCIER DE LÉPINAY B., RUÍZ J., TARDY M., MAURY R.C., HERNANDEZ J. & LOUBET M. (1996). – Is the Lower Duarte Igneous Complex (northern Hispaniola) a remnant of the caribbean plume-generated oceanic plateau? A paraître à *Journal of Geology*.

LEBRAT M. (1985). – Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'Occident Equatorien : implications géodynamiques. Documents et travaux du Centre Géol. et Géoph. de Montpellier, N°6.

LEBRAT M., MÉGARD F., DUPUY C. & DOSTAL J. (1987). – Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador : *Geol. Soc. America Bull.*, **99**, 569-578.

SUN S.S. & MCDONOUGH W.F. (1989). – Chemical and isotopic systematics of ocean basalts : implications for the mantle composition and processes. *In* A.D. Saunders and M.J. Norry, Eds., *Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc. Spec. Publ.*, **42**, 313-345.

WALLRABE-ADAMS H. (1990). Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the Basic Igneous Complex. *Tectonophysics*, **185**, 163-182.

Tuteurs : E. JAILLARD, H. LAPIERRE, G. MASCLE, ORSTOM, LGCA, CNRS/UJF.

Laboratoire d'accueil : LGCA, CNRS/UJF, Grenoble.

Étude d'enclaves ultrabasiques associées au volcanisme basaltique du rift Éthiopien : Implications sur la nature et l'histoire du manteau sous-jacent

Stephan ROGER

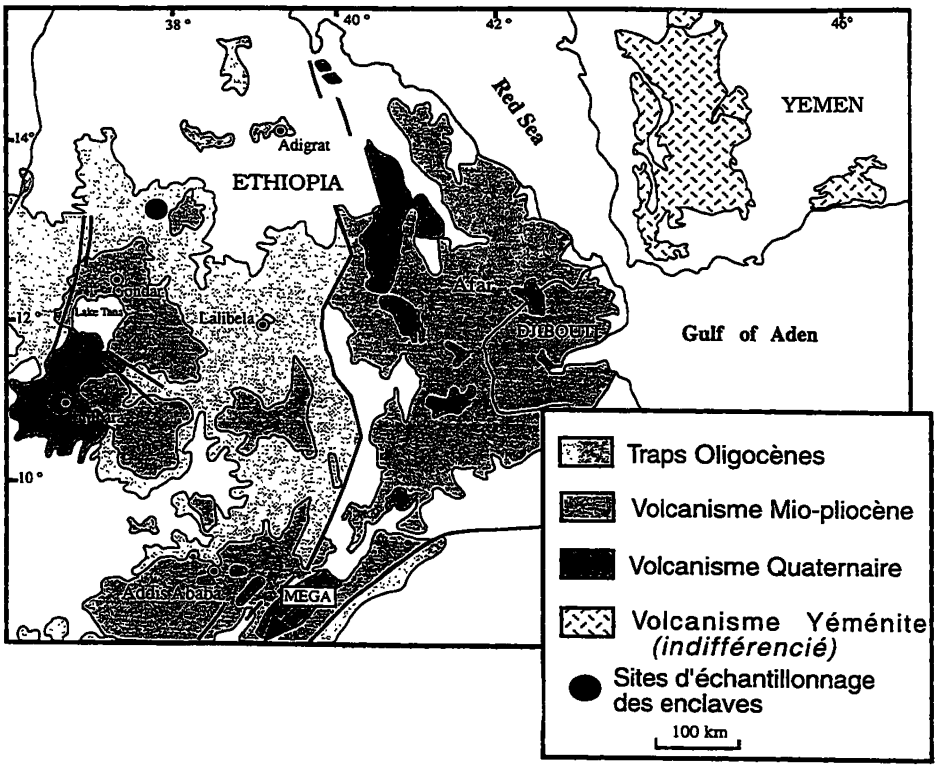


Fig. 1. – Carte géologique d'Éthiopie et localisation des sites d'échantillonnage des enclaves ultrabasiques.

Les différentes étapes de l'évolution du rift éthiopien ont été jalonnées par une importante activité magmatique depuis le stade pré-rift oligocène, marqué par l'épanchement d'énormes volumes de traps basaltiques, jusqu'à l'Actuel.

La présence d'enclaves ultrabasiques dans une néphélinite intercalée dans les traps oligocènes et dans des basaltes quaternaires apportent des informations essentielles sur la nature du manteau à l'aplomb du rift éthiopien et sur sa dynamique au cours du rifting.

Deux types d'enclaves ont été indentifiées :

- des lherzolites qui représentent des fragments du manteau supérieur. Sous l'influence de contraintes mécaniques qui pourraient être liées à la présence du panache Afar, les péridoties étudiées ont acquis, dans un premier temps, une texture granuloblastique. Dans un deuxième temps, elles ont été affranchies du jeu de contraintes mais soumises à des températures élevées ; les péridotites ont alors subi une recristallisation post-tectonique à l'état solide (recuit). La similitude de texture observée entre les lherzolites associées au volcanisme oligocène et quaternaire suggère que l'acquisition des caractéristiques texturales des lherzolites est intervenue tôt, c'est-à-dire durant le strade pré-rift ; le manteau a été texturalement peu modifié au cours du stade syn-rift.

- Des clinopyroxénites sont des ségrégats qui reflètent la présence de réseaux filoniens au sein du manteau supérieur péridotitique. L'absence de déformation suggère que leur mise en place est postérieure aux événements tectoniques subis par le manteau ;

L'étude minéralogique montre que ces lherzolites n'ont été que peu affectées par la fusion partielle et représentent donc des fragments d'**un manteau peu réfractaire.** Les hautes teneurs en Na des clinopyroxènes ainsi que la présence d'amphibole dans les lherzolites d'Injibara suggèrent l'intervention de processus métasomatiques au sein de ce manteau. De plus, les étroites similitudes mises en évidence entre les lherzolites de Gondar et d'Injibara suggèrent que le manteau sous-jacent a gardé les mêmes caractéristiques au cours du rifting, depuis le stade pré-rift (Oligocène) jusqu'au

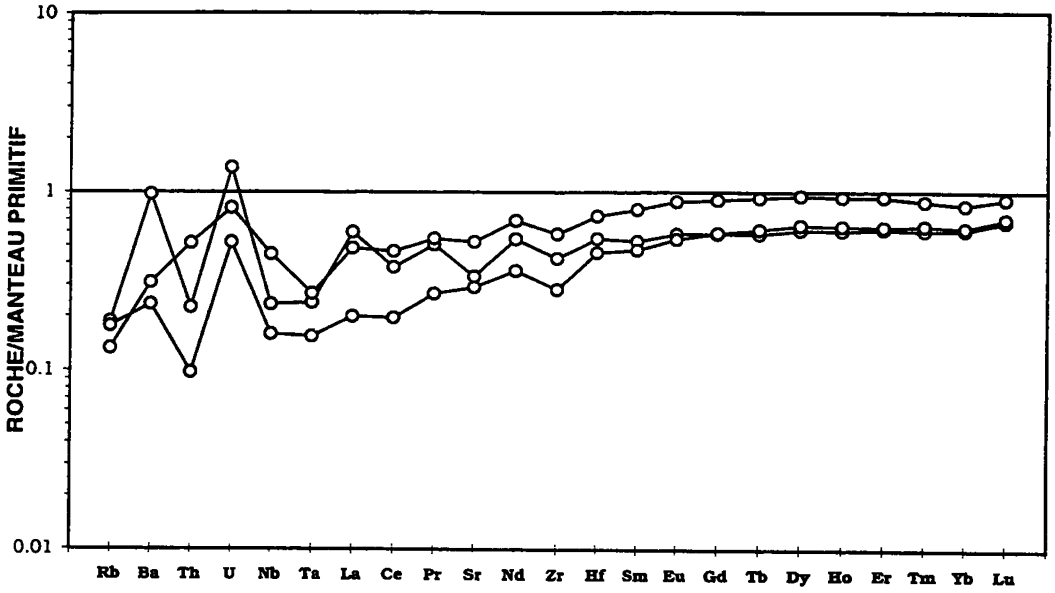


FIG. 2. – Spectres multi-éléments normalisés par rapport au Manteau Primitif [Sun & McDonough, 1989] des lherzolites associées aux basaltes alacalins quaternaires.

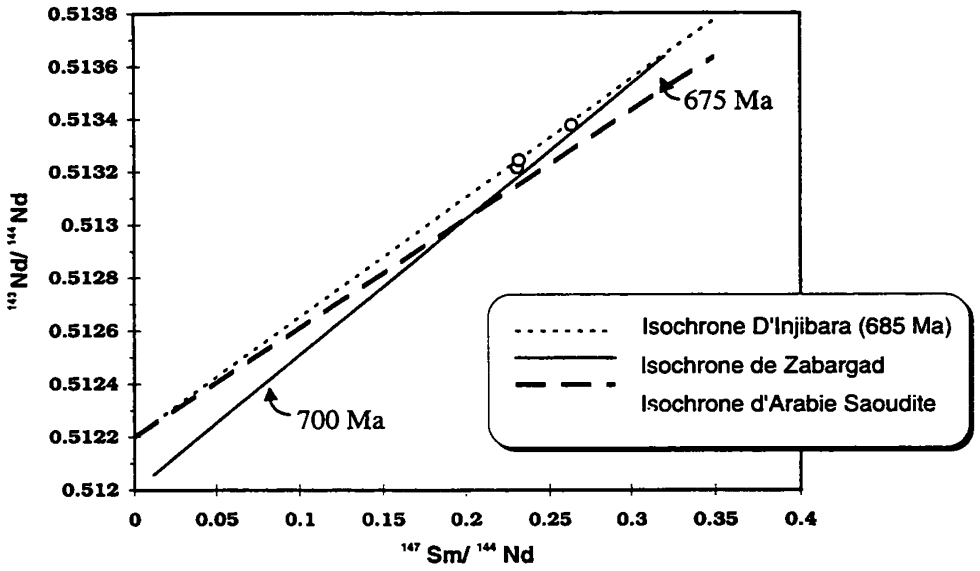


FIG. 3. – Diagramme $^{143}Nd/^{144}Nd$ vs $^{147}Sm/^{144}Nd$ des clinopyroxènes des lherzolites associées aux basaltes alcalins quaternaires.

Quaternaire. La composition minéralogique des clinopyroxénites suggèrent que ces roches sont les témoins de liquides basaltiques piégés et cristallisés dans des conduits d'évacuation vers la surface. Selon leur assemblage minéralogique et leur composition **ces clinopyroxénites seraient des ségrégats précoces de magmas d'affinité tholéiitique.**

L'étude de la géochimie des éléments majeurs des roches totales des lherzolites échantillonnées dans les laves quaternaires rend compte de l'intervention d'**un épisode de fusion partielle très limité ainsi que d'un enrichisssement relatif à un épisode métasomatique.**

L'étude des Terres rares et des éléments en traces vient confirmer l'hypothèse de l'intervention de ces deux mécanismes. En effet l'allure convexe des spectres multi-éléments (fig. 2), caractérisés par des rapports LREE/HREE < 1, atteste d'une première étape d'appauvrissement par fusion partielle. Les anomalies en Ba, U et La seraient attribuables à un événement métasomatique secondaire qui aurait pour origine la percolation de liquides silicatés à travers le manteau.

L'étude isotopique réalisée sur les clinopyroxènes constitutifs des lherzolites associées aux basaltes quaternaires a fourni des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ faibles (0.70402-0.702504) et des rapports $^{143}Nd/^{144}Nd$ élevés (0.51214-0.513376). Cette composition isotopique confirme la nature mantellique appauvrie de ces lherzolites ; elle a également permis de dater l'événement responsable de cet appauvrissement à 685 Ma (fig. 3). **Il apparaît donc qu'au cours des derniers épisodes Pan-Africains, l'extraction de grandes quantités basaltiques a engendré la formation de zones mantelliques appauvries et contribué à la formation de la croûte Pan-Africaine.**

L'étude thermobarométrique des lherzolites et des clinopyroxénites dévoile une histoire mantellique polyphasée : (1) ce manteau été initialement équilibré à une profondeur de 50 km ; (2) suite à l'arrivée du panache Afar, le manteau supérieur encaissant a subi une remontée de 20 km. Les traces de déformation observées dans les lherzolites sont les témoins de cet événement. Cette déformation mécanique s'est accompagnée d'un rééquilibrage des phases minérales aux nouvelles conditions thermodynamiques ; (3) postérieurement à cet événement, le manteau a été injecté de filons basaltiques dont les clinopyroxénites sont les témoins. L'absence de déformation mécanique atteste de la postériorité de cet événement par rapport à l'ascension mantellique ; (4) le stade ultime est le prélèvement des enclaves par les laves-hôtes.

La similitude des textures et des températures d'équilibre entre les lherzolites contenues dans les traps oligocènes et les basaltes quaternaires démontre que l'ascension du panache était déjà effective à l'Oligocène, c'est-à-dire avant l'individualisation du rift. Cette observation plaide en faveur du modèle de rifting actif pour l'Éthiopie.

Mots clés. – Enclaves, lherzolites, clinopyroxénites, textures granuloblastiques, recuit, géothermomètres, éléments en traces, isotopes, géochimie, néphélinite, traps, manteau peu réfractaire, panache, Rift éthiopien.

Tuteurs : J.M. Dautria, Montpellier et C. Coulon Pétrologie magmatique, Cerege, Aix en Provence,Marseille
*Laboratoire d'accueil : **Pétrologie magmatique, Aix-Marseille.***

Le prospect de la Montagne d'Or (Guyane Française) : modèles tectonométamorphique et métallogénique

Stéphane SCHWARTZ

Dans les zones de convergence de plaques, la genèse des gisements aurifères est une question largement débattue à l'heure actuelle [Groves, 1993 et Kerrich, 1993]. Pour certains, c'est la déshydratation métamorphique de larges volumes crustaux qui est susceptible d'engendrer des imprégnations aurifères. Pour d'autres, les fluides minéralisateurs sont d'origine magmatique, liés à des plutons granitiques et leurs cortèges hydrothermaux. Par ailleurs, d'autres auteurs considèrent que la circulation de fluides d'origine variée (magmatiques, métamorphiques ou même météoriques), sur des anomalies en or préexistantes, peut seule assurer une concentration efficace. Enfin pour chacune des trois hypothèses précédentes, les fluides peuvent ou non être chenalisés dans des structures tectoniques. Au-delà de l'enjeu économique, c'est le problème de l'origine des fluides crustaux et de l'échelle des transferts (matière, chaleur) qui leur sont associés, qui est posé. Le prospect de la Montagne d'Or se place au coeur de cette problématique.

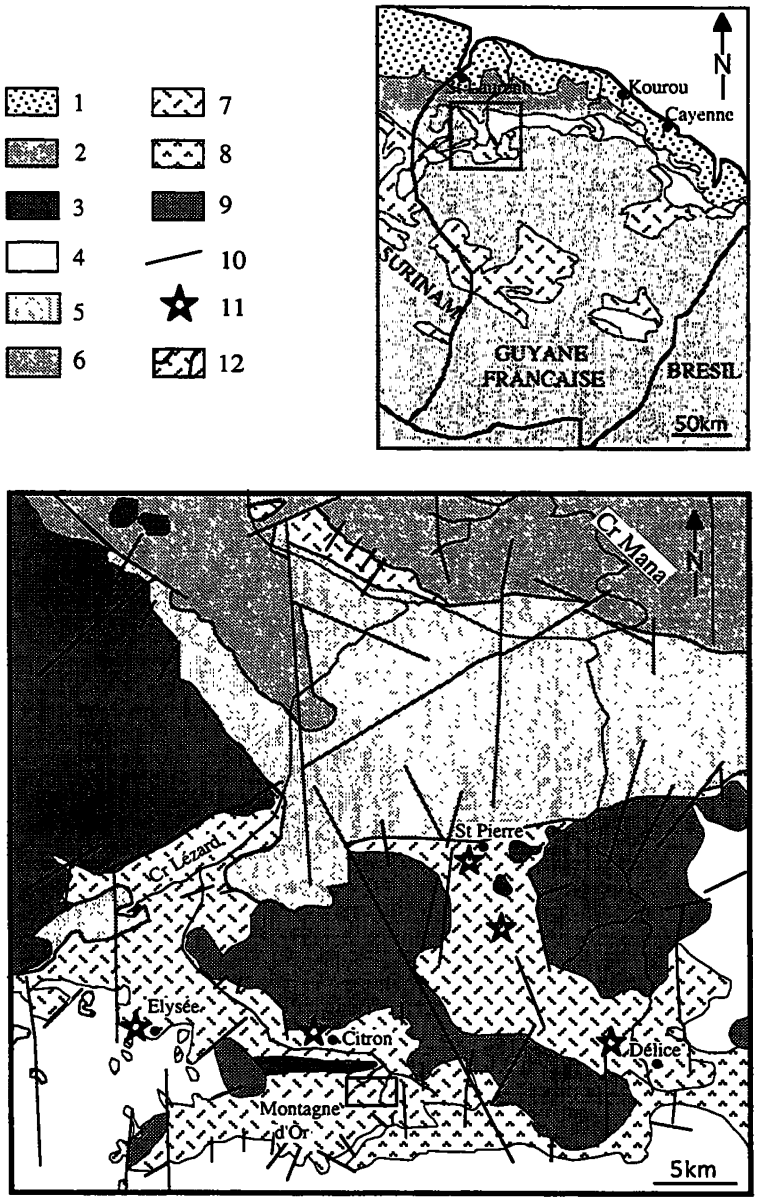


FIG. 1. – Carte géologique schématique du bassin de la Mana et localisation du prospect de la Montagne d'Or [d'après Misési *et al.* 1995].

1. Formations superficielles tertiaires à actuelles ; 2. Plutonisme indifférencié ; 3. Plutonisme « Caraïbe » ; 4. Plutonisme « Guyanais » ; Ensemble détritique supérieur ; 6. Ensemble inférieur volcanique et sédimentaire ; 7. Série volcano-sédimentaire Paramaca ; 8. Série de l'Ile de Cayenne ; 9. Plutonisme gabbro-dioritique ; 10. Failles majeures ; 11. Mines d'or en exploitation ; 12. Limite du prospect.

La Guyane française fait partie du Bouclier guyanais, dont elle représente moins de 10 % de la superficie. Celui-ci englobe la partie nord amazonienne du Brésil. l'extrême pointe orientale de la Colombie, le Vénézuela oriental et les « trois guyanes » (Guyana, Surinam et Guyane française). Ce bouclier est constitué par des terrains archéens et paléoprotérozoïques. Il comprend le complexe Archéen d'Imataca dont le protolithe a été daté à plus de 3,4 Ga, n'affleurant qu'au Vénézuela. Un ensemble de terrains du Paléoprotérozoïque, correspondant au développement de ceintures de roches vertes bien exprimé dans le nord de la Guyane où l'on distingue les séries volcanosédimentaires métamorphisées dans le faciès schiste vert correspondant à la série du Paramaca et la série flyschoïde Armina, puis un ensemble de terrains gréso-conglomératiques correspondant à des bassins de type pull apart développés le long de grands décrochements.

Le prospect de la Montagne d'Or se localise à 90 Km au sud de St Laurent du Maroni dans le bassin de la Mana, il est encaissé dans les terrains de la série du Paramaca en bordure sud du sillon nord guyanais et à la limite d'un vaste ensemble constitué par les granites transamazoniens dont la mise en place s'est faite tout au long du Paléoprotérozoïque et couvrant une vaste surperficie.

Les lithologies présentes sur le prospect correspondent à des métavolcanites acides à intercalation de métabasites. Ces lithologies sont porteuses de minéralisations sulfurées abondantes. présentant différents habitus, soit en lits ou veines de largeurs plurimillimétriques, soit en imprégnations syn-schisteuses soit disséminées au sein de l'encaissant. La structuration correspond au développement d'une schistosité orientée N80 à N110 avec un fort pendage vers le sud. Cette schistosité est porteuse d'une linéation minérale d'étirement pentée vers l'est. Les intercalations roche acide, roche basique se développent parallèlement à la schistosité, cette disposition est typique d'un contexte de transposition tectonique. La structuration du prospect peut être intégrée à une échelle régionale, elle correspond à l'expression d'une schistosité S 1 régionale replissée en antiforme et synforme de longueur d'onde plurikilométrique, ces plis sont associés à de grands décrochements et sont l'expression de la tectonique D2 en transpression. Cette géométrie finale implique une schistosité S 1 initialement subhorizontale.

L'analyse pétrologique des échantillons, révèle des assemblages minéralogiques simples correspondant le plus souvent au développement dans la mésostase de minéraux phylliteux associés à des grains de quartz, et des reliques de minéraux magmatiques primaires correspondant à des porphyroclastes de quartz et de feldspaths. L'abondance des micas blancs est très hétérogène d'un échantillon à l'autre et semble corrélée à la déstabilisation des porphyroclastes de feldspaths. Les microstructures dominantes sont liées à des processus de dissolution cristallisation, comme le montre la troncature des porphyroclastes par des faisceaux exclusivement constitués de muscovites.

Les assemblages minéralogiques syn-déformation sont typiques du faciès schistes verts. L'étude expérimentale des droites d'équilibre des assemblages miné-

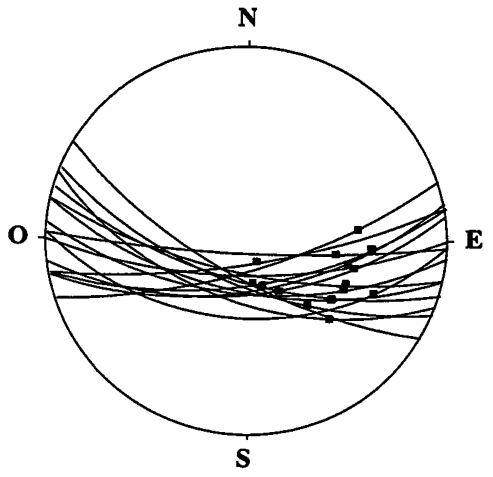


FIG. 2. – Diagramme de Wulf, projection hémisphère inférieur.

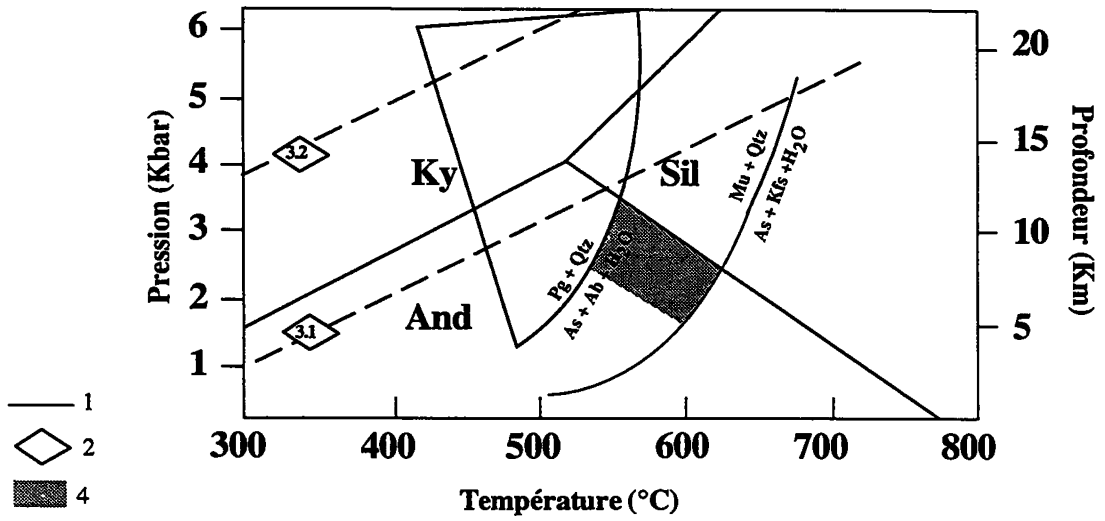


FIG. 3. – Grille pétrogénétique d'après les phases minérales présentes dans les métavolcanites acides et les métasédiments.

1. Point triple des silicates d'alumine d'après M.J. Holdaway et B. Mukhopadhyay [1993] ; 2. Taux de substitution Si 4+ dans la phengite ; 3. Intervalle de pression et température.

Qtz-quartz ; Ky-disthène ; Sil-sillimanite ; And-andalousite ; Pg-paragonite ; Kfs-feldspath potassique ; Mu-muscovite ; As-aluminosilicate.

ralogiques, permet d'aboutir à une grille pétrogénétique qui fixe les conditions P-T dans un champ de 2, 1 à 3,9 Kbar et 430 à 520 °C. Une deuxième méthode permettant de tester la compatibilité thermodynamique des différentes droites d'équilibres des réactions discontinues à partir des analyses chimiques de nos minéraux a permis d'évaluer une température de 500±10 °C, cela traduit un gradient géothermique anormalement fort (56°C/Km). Ces conditions physiques placent le prospect, dans un diagramme pression-température en fonction des grands domaines géodynamiques, dans le domaine des arcs volcaniques ou des auréoles de contact. Le contexte d'arc est le plus compatible avec les données obtenues où l'excès de chaleur est fourni par la mise en place des granites calco-alcalins. Ces données sont cohérentes avec les observations dans le nord de la Guyane où aucune trace d'épaississement n'est visible (Pas de roches de haute pression, pas de chevauchement).

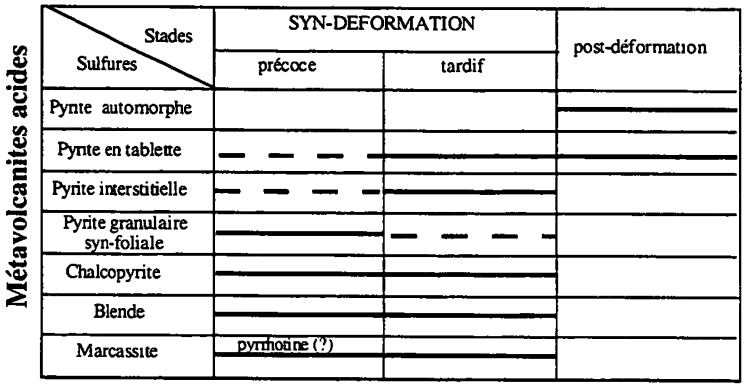


FIG. 5. – Tableau récapitulatif des minéralisations/déformation pour les métavolcanites acides.

Les analyses chimiques en éléments majeurs des échantillons de la série Paramaca, montrent qu'ils correspondent à des méta-rhyolites typiques d'une lignée magmatique calco-alcaline, présentant une forte altération qui se traduit par une perte en alcalin et un lessivage massif en CaO. Ces anomalies chimiques sont corrélées aux anomalies minéralogiques, en effet les échantillons les plus altérés sont ceux qui présentent les plus fortes quantités de micas blancs.

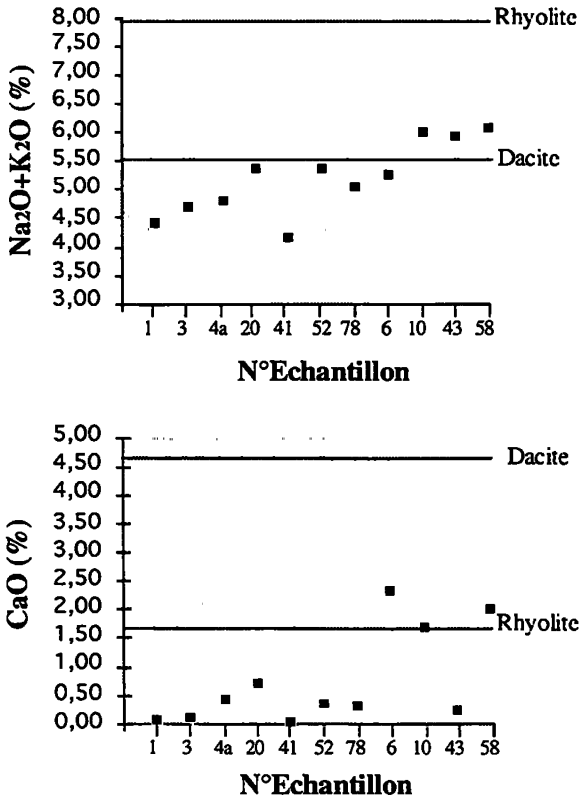


FIG. 4. – Comparaison des analyses chimiques en Na_2O+K_2O et CaO des échantillons de la Montagne d'Or avec des analyses chimiques de rhyolites et de dacites types, mettant en évidence leur caractère fortement altéré.

L'étude métallogénique révèle deux paragénèses sulfurées l'une à pyrite + blende + marcassite + (tourmaline + grenat) strictement syn-déformation et l'autre à pyrite + épidote ou tourmaline (suivant la lithologie) clairement post-déformation. La comparaison des teneurs en or des échantillons avec les deux paragénèses sulfurées, permet de démontrer que l'or est associé à la première paragénèse sulfurée syndéformation et qu'il y a également un couplage entre l'or et le cuivre.

Nous pouvons proposer un modèle métallogénique cohérent avec les résultats obtenus, où la mise en place des plutons calco-alcalins permet d'amener l'excès de chaleur mais également des fluides se traduisant par des transferts de matière importants. Ainsi deux schémas d'évolution sont possibles soit :

- l'évolution tectonométamorphique amplifie (recristallisation) une altération préexistante, par exemple une anomalie géochimique de type amas sulfuré.

- les transferts de matière et d'altération sont strictement syn-métamorphes (cristallisation). Dans ce modèle le rôle du plutonisme est primordial puisqu'il permet de libérer des fluides et de la chaleur durant l'évènement tectonique.

Tuteur : J.M. LARDEAUX CNRS-UCB Lyon
Laboratoire d'accueil : Pétrologie et Tectonique, CNRS UCB Lyon

L'interface socle-couverture dans la région de Bourg d'Oisans (Alpes occidentales françaises) : modélisation numérique 3d et application à l'analyse des structures alpines et anté-alpines et de leur évolution cinématique

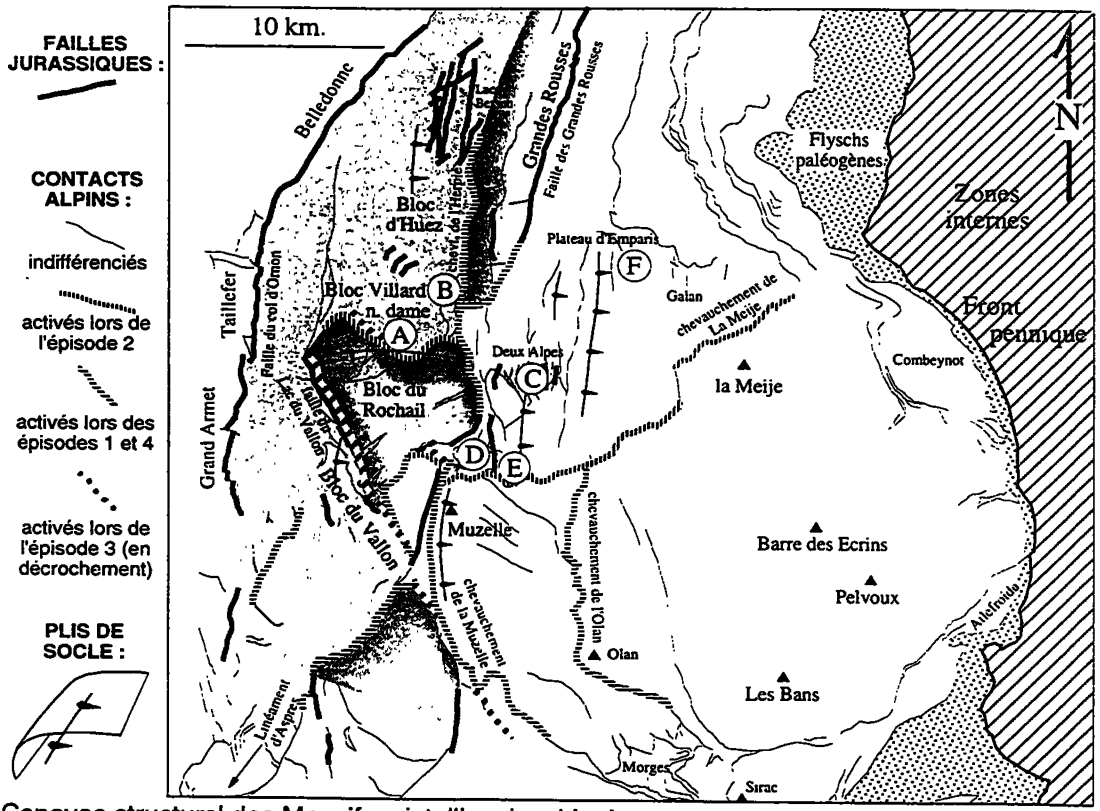
Magali USTAL

1 – Problématique

La couverture sédimentaire mésozoïque des massifs cristallins du Dauphiné repose sur le socle hercynien et les séries carbonifères par l'intermédiaire d'une discordance régionale correspondant à la pénéplaine tardihercynienne. Dans la région de Bourg d'Oisans, cet interface socle-couverture constitue une surface de référence initialement plane et horizontale. comme le prouvent l'épaisseur constante et le caractère subémersif des dépôts du Trias. La géométrie actuelle de cette surface représente la déformation finie totale résultant de la superposition de l'extension téthysienne (Jurassique) et des raccourcissements alpins (Tertiaire). Cette déformation cumulée englobe des déformations fragiles, failles normales jurassiques ou écaillages alpins, et des déformations souples (plis). Le caractère polyphasé de cette déformation suppose un rôle important de l'héritage et de l'interaction entre structures de différentes générations.

La démarche présentée ici consiste à construire la géométrie actuelle de l'interface sur plusieurs blocs élémentaires. La surface est calculée à partir d'échantillons de points obtenus sur une image de synthèse tridimensionnelle d'un modèle numérique de terrain (MNT) « habillé » par une image SPOT. La construction est effectuée au moyen de modèles polynomiaux représentant au mieux les points observés. La surface ainsi définie permet de :

- tester les compatibilités aux limites des blocs élémentaires.



Canevas structural des Massifs cristallins dauphinois :
- Paléostructures (Jurassique) : En grisé, bloc basculé Grandes Rousses-Rochail, délimité par ses failles bordières (noir). La crête orientale du bloc a subi des écaillages alpins (éléments déplacés Grandes Rousses et Rochail).
- Structures alpines : contacts de différentes générations (épisodes de déformation 1 à 4), localisation des sites d'observation (lettres; voir tableau ci-dessous) et trace des plis de socle.

FIG. 1. – Cadre structural.

- fournir des informations sur la géométrie de l'interface inaccessible sur le terrain (parties cachées ou parties érodées).

2 – Histoire de la déformation de l'interface

a- Extension jurassique

Le bassin de Bourg d'Oisans correspond au remplissage sédimentaire d'un demi-graben déposé sur le bloc basculé Grandes Rousses-Rochail et délimité par les failles jurassiques d'Ornon à l'Ouest et des Grandes Rousses à l'Est (fig. 1). L'interface socle-couverture a subi à cette époque (1) des décalages par des réseaux de failles normales d'échelle et d'orientation variées et (2) des basculements de l'ordre de la dizaine de degrés, principalement vers l'Ouest (secteur d'Huez).

b- Raccourcissements alpins

Le raccourcissement alpin dans la région de Bourg d'Oisans est polyphasé. Il a été montré que les différents épisodes de déformation ne sont pas coaxiaux. L'étude microtectonique menée dans le cadre de ce travail [Ustal, 1996] a permis d'identifier quatre étapes successives de déformation caractérisées par des directions de raccourcissement différentes (fig. 2). Les conséquences de chaque épisode (1 à 4) sur la géométrie de l'interface sont les suivantes :

- Plissements à axes subméridiens avec déformation interne du socle et localisation de cette déformation sur des demi-grabens jurassiques (1).

- Plissements superposés créant des structures en dôme par combinaison de deux raccourcissements d'orientation différente (1-2 ou 2-4).

- Basculements vers l'Ouest (1 et 4) ou vers le Nord (2). Les basculements vers l'Ouest accentuent les pentes des blocs jurassiques.

- Écaillages et chevauchements à faible déplacement (kilométrique) vers le Nord (2) ou vers l'Ouest (1 et 4).

- Réactivation, généralement en décrochement, de discontinuités créées lors des épisodes précédents (3 et 4).

3 - Modélisation numérique de l'interface

La modélisation a été effectuée en deux étapes : 1) construction du modèle numérique de terrain par corrélation d'images ; 2) construction des modèles surfaciques de l'interface socle couverture et choix des contours de blocs présentant une déformation finie comparable.

Le MNT a été calculé à partir d'un couple P+XS au niveau 1B. Sa résolution est de 20 m, l'image orthorectifiée a été échantillonnée à 10 m. Les vues perspectives de synthèse ont été réalisées en pleine résolution et la précision des mesures correspond donc à celle de l'orthoimage.

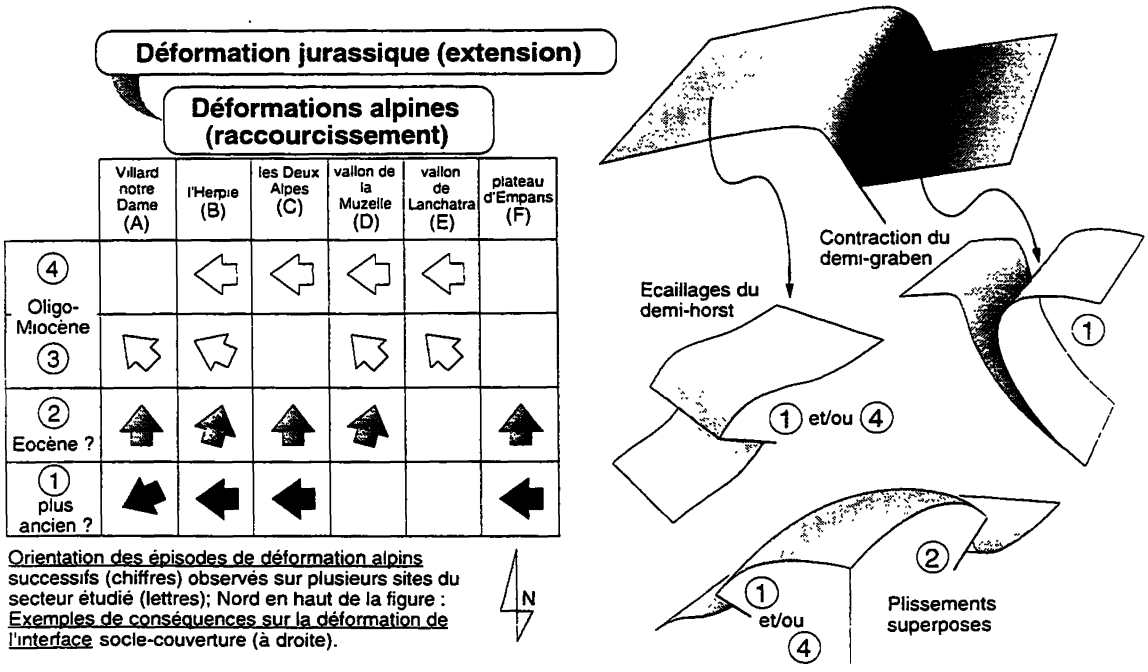
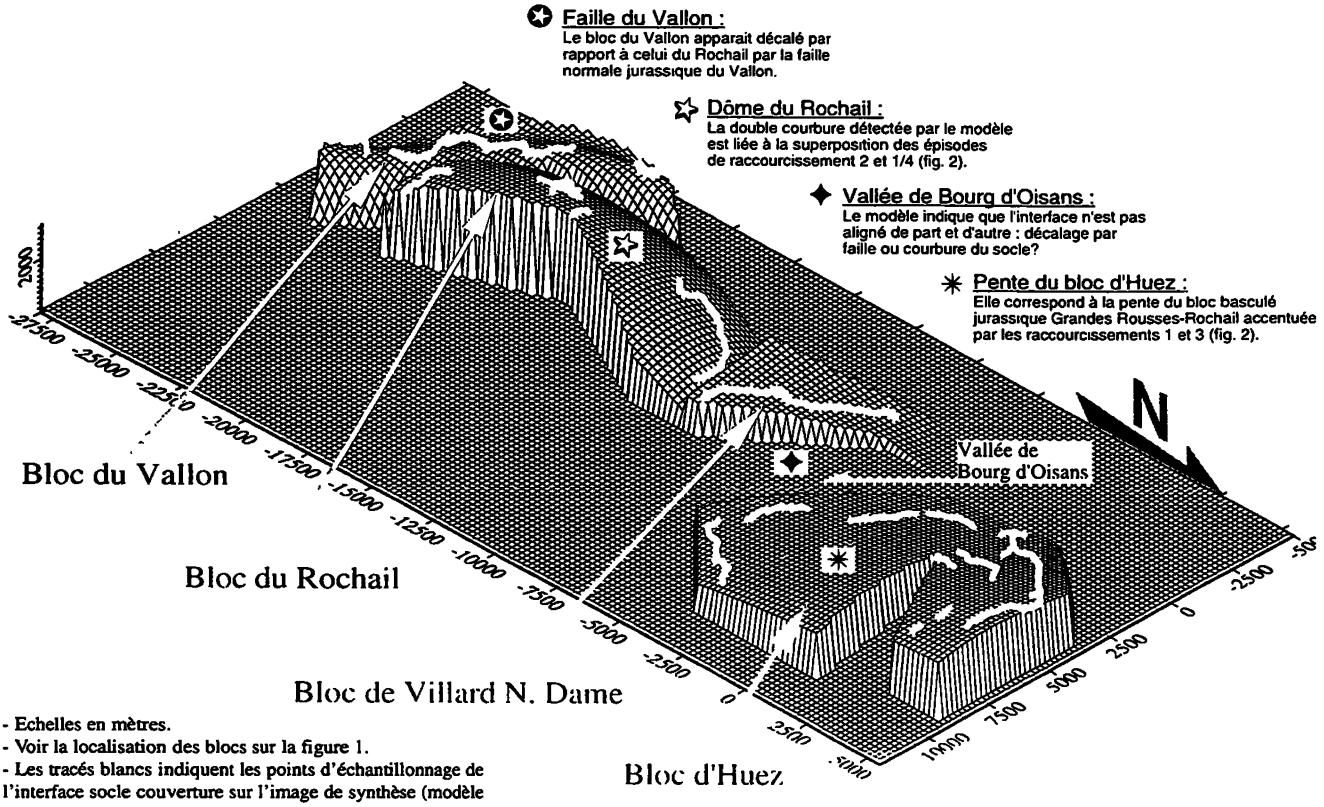


Fig. 2. – Cinématique et déformation de l'interface.



- Echelles en mètres.
- Voir la localisation des blocs sur la figure 1.
- Les tracés blancs indiquent les points d'échantillonnage de l'interface socle couverture sur l'image de synthèse (modèle numérique de terrain texturé).

FIG. 3. – Modèle 3D.

Plusieurs centaines de points ont été mesurés sur l'ensemble du secteur (fig. 3) en prenant soin de conserver plus d'une vingtaine de points par « bloc potentiel », les limites des blocs étant au départ fixées seulement par les connaissances de terrain. Pour chaque bloc et pour toutes les combinaisons de blocs présentant un intérêt, les surfaces polynomiales ont été calculées. La figure 3 représente la reconstruction du secteur en 4 blocs séparés par des discontinuités importantes. De part et d'autre de la vallée de Bourg d'Oisans, les surfaces du bloc d'Huez, basculé au Jurassique, et du bloc Villard Notre Dame ne sont pas alignées, ce qui suggère l'existence d'une faille au niveau de la vallée. Au centre, le bloc du Rochail est modélisé par le plus faible degré permettant la convergence, et montre clairement une forme en dôme. Cette forme résulte de la superposition de deux raccourcissements croisés identifiés par l'analyse microtectonique. Son extrémité plongeant vers le Nord représente l'anticlinal de rampe du chevauchement de Villard-Notre-Dame.

4 - CONCLUSIONS

La combinaison de données structurales de terrain et de télédétection a permis de réviser l'interprétation tectonique d'un petit secteur de l'Oisans. *L'étude de terrain* permet d'affiner le calendrier tectonique alpin et ouvre de nouvelles perspectives sur la signification de la géométrie 3D de l'interface socle-couverture en termes de déformations superposées. *La synthèse d'images* en 3D haute résolution fournit une échelle d'observation nouvelle et un jalon indispensable entre le terrain et la carte. *La modélisation* permet de tester le prolongement de l'interface en profondeur (disparition sous une couverture sédimentaire) ou de part et d'autre des vallées. Ceci revêt un rôle important pour caractériser les mouvements le long des failles sur lesquelles certaines vallées alpines sont superposées. Les données sont directement exportables dans des modeleurs pour simuler plusieurs scénarios. Il est aussi possible (1) d'accéder aux paramètres de pendage et de courbure de la surface examinée, qui complètent ceux issus de l'analyse microtectonique, et (2) de mettre en relation certaines courbures complexes avec la superposition de plusieurs phases tectoniques alpines non coaxiales.

Ce travail est soutenu par le programme GéoFrance 3D Alpes.

Ce résumé a fait l'objet d'un poster présenté aux journées Modélisation du sous-sol. Paris. Fevrier 1997 (Documents BRGM n°274, p. 27-30).

*Tuteurs : T. **Dumont**, P. **Tricart**, LGCA CNRS/UJF, G. **Vidal** ENS Lyon*
*Laboratoire d'accueil : **LGCA CNRS/UJF Grenoble***