DEA - 1999 -

Sommaire des résumés

ATTAL M. – . Étude tectonique et thermodynamique du tégument permo-triasique du flanc méridional du Massif de l'Argentera.
BOUCHOUIT T. – Signification tectonique de l'évolution géométrique du basssin d'avant-pays himalayen.
BOYER M.— Géochimie des composants volcaniques des Grès de Taveyanne et du Champsaur (Alpes occidentales) : nature des sources et implications géodynamiques.
GANNE J. – Évolution tectono-métamorphique de la bordure NW du massif d'Ambin (Alpes penniques nord-occidentales, Savoie).
GARCIA-DIAZ J. L. – Le volcanisme d'Olinala, Guerrero (Sierra Madre del Sur) : caractérisation de la marge paci- fique du Mexique au Mésozoïque.
GIVELET N. – Contrôle climatique et anthropique de la sédimentation du lac du Bourget (Savoie) depuis 30 ans : approche géochimique.
HURPIN D. – Modélisation expérimentale de la collision arc-continent dans un contexte d'ouverture de bassins arrière-arc.
LONCKE L. – Analyse sismologique et satellitaire dans une zone de transition tectonique : variations du champ de contraintes et rôle des structures actives en Mongolie du Nord.
MAHEO G. – Pétrologie et géochimie des ophiolites du Sud Ladakh (NW Himalaya, Inde). Implications géodynamiques.
MALFERE JL. – Géochimie et géochronologie du complexe métamorphique de Raspas (SW-Équateur).
MAURIN J. M. – Structure des discontinuités des segments d'accrétion dans les bassins arrière-arc : exemple du Bassin Nord-Fidjien.
MUCEKU B. – Analyse des traces de fission dans les apatites de quelques échantillons Galinaute et ODP 173 de la Marge de Galice.
OLLAGNIER F. – La rotation post-hercynienne de la Corse : étude paléomagnétique et pétrologique.
SHIRTLIFFE N. – Les relations entre les faciès carbonatés et les propriétés pétrophysiques.
TOURON S. – La Pétrologie, géochimie et origine du magmatisme Mésozoïque de la péninsule Byers (île Livingston, Shetland du Sud, Antarctique).
Verard C. – Modélisation numérique de l'érosion glaciaire.
VIOLLE PV. — Relations entre la géomorphologie et la lithologie des trapps d'Ethiopie.

166 **D.E.A.** DYNAMIQUE DE LA LITHOSPHÈRE DES MARGES OCÉANIQUES AUX CHAÎNES DE MONTAGNES – **1999** –

Étude tectonique et thermodynamique du tégument permo-triasique du flanc méridional du Massif de l'Argentera

Mikaël ATTAL

Au cours de l'orogenèse alpine le socle du Massif Cristallin Externe de l'Argentera (Alpes méridionales) et son tégument permo-werfénien ont été déformés, indépendamment de la couverture sédimentaire décollée au niveau du Trias moyen et supérieur. La carte de la figure 1 permet de localiser le Massif de l'Argentera à l'échelle de la chaîne alpine.

Cette étude a eu pour but de reconnaître et de caractériser les épisodes de déformation qui ont successivement affecté le tégument, ceci afin de proposer un modèle d'évolution aussi cohérent que possible.

Le travail a comporté 2 volets : le premier a consisté en une analyse tectonique de quelques secteurs-clés, repérés sur la carte de la figure 2 , de la région de Rimplas-Valdeblore au NW à la vallée de la Roya (Fontan-Bergue) au SE ; certains de ces sites ont fait l'objet de travaux antérieurs [Graham, 1978 ; Siddans *et al.* 1984 ; Guardia et Ivaldi, 1985] ; le second volet a consisté en une étude thermobarométrique basée sur l'analyse des inclusions fluides présentes dans les fentes à quartz synschisteuses du tégument, et sur l'analyse des chlorites et des phengites associées. Le but de

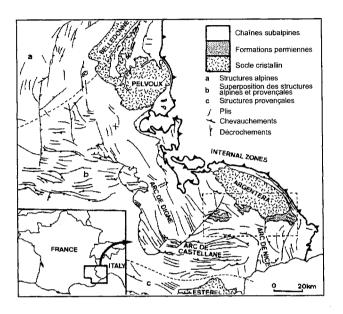


Fig. 1. – Localisation du Massif cristallin externe de l'Argentera, à l'échelle de la chaîne alpine. D'après Debelmas [1974, fig. 190a], Graham [1978, fig. 2] et Siddans [1979, fig. 1; 1984, fig. 1].

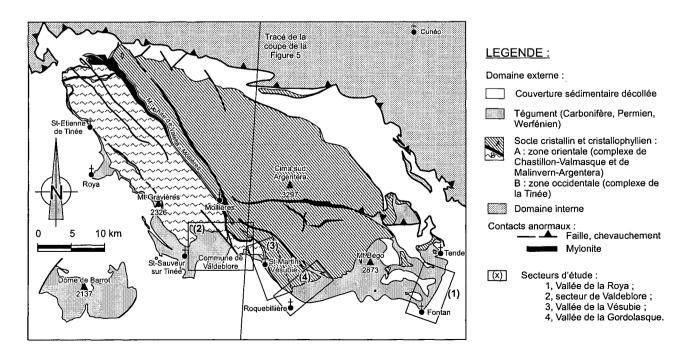


Fig. 2. – Schéma structural simplifié du Massif de l'Argentera (d'après les cartes géologiques à 1/250 000 de Gap et de Nice).

cette étude a été de déterminer les conditions de pression-température dans lesquelles le tégument a subi la phase de déformation schistogène.

L'étude structurale des formations permo-werféniennes a permis d'établir une chronologie des événements tectoniques qui ont affecté le secteur pendant la phase orogénique alpine. Ces événements ont été caractérisés, et des éléments d'analyse et d'interprétation essentiels ont été mis en évidence. Le rôle primordial de l'héritage constitue le principal de ces éléments ; en effet, il a été démontré que les modalités de la déformation sont en grande partie dépendantes de cet héritage, et que ce dernier peut contrôler les directions structurales et les régimes de distorsion.

Parmi les événements alpins, la phase de déformation compressive majeure, d'abord synschisteuse, a été l'objet d'un intérêt particulier. Elle s'est accompagnée de plis synschisteux orientés NW-SE (secteur de Valdeblore) à E-W (vallée de la Roya). La schistosité, le plus souvent pentée au nord, a une direction dominante N090 à N120. Cependant elle s'infléchit localement jusqu'à s'orienter NW-SE ou NE-SW. Nous avons pu démontrer que la forte variation locale des directions de schistosité est due à l'héritage, et particulièrement aux failles synsédimentaires permiennes sur lesquelles la schistosité a tendance à se mouler (fig. 3).

Il a été établi que cette phase s'est poursuivie pendant l'exhumation du Massif de l'Argentera et s'est, de ce fait, manifestée par l'apparition de marqueurs de déformation à des niveaux structuraux de plus en plus superficiels au cours du temps. Les épisodes successifs de déformation, synschisteuse puis cassantes, se sont produits dans un champ compressif régional avec un σ 1 que nous situons entre N-S et N030 (l'orientation N010 à N030 caractérisant l'épisode synschisteux). Ce champ compressif est en très bonne corrélation avec le fonctionnement des structures synschisteuses à l'échelle du massif, ainsi qu'avec les structures du Dôme de Barrot [J. Delteil, communication personnelle, 1999]. Il s'agit d'un bon argument pour évoquer un champ de contrainte homogène régionalement, mais qui, du fait des anisotropies que présentent les matériaux sur lesquels il s'exerce, serait localement hétérogène. Le régime de déformation synschisteuse est suivant les endroits dominé par le cisaillement simple ou la déformation pure.

Parallèlement à l'étude tectonique une analyse thermobarométrique a été menée sur les fentes à quartz synschisteuses présentes dans le tégument (carbonifère, permien et werfénien). L'étude a porté essentiellement sur les inclusions fluides piégées dans les quartz et, plus ponctuellement, sur les chlorites (ripidolites) associées au quartz (géothermomètre Cathelineau) ainsi que sur les phengites alpines des épontes (géobaromètre Massone-Schreyer). Les données obtenues, présentées de manière synthétique en figure 4, nous conduisent à l'interprétation suivante : les veines de quartz se sont formées à des températures de 300 à 330° C sous des pressions comprises entre 2 et 4 kb; cet épisode a probablement suivi de peu le pic de métamorphisme alpin au cours duquel ont cristallisé les phengites, à des températures d'au moins 300°C et des pressions de 3 kb minimum. Ces événements sont survenus alors que le permo-werfénien était enfoui à des profondeurs égales ou supérieures à 10 km. Ce dernier résultat implique la

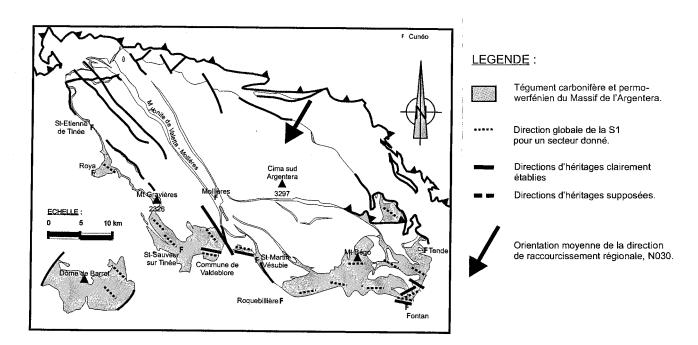


Fig. 3. – Influence de l'héritage structural sur l'orientation de la S1 à l'échelle du Massif de l'Argentera. Schéma issu de la combinaison des données de Guardia et Ivaldi [1985], J. Delteil [communication personnelle, 1999], modifié.

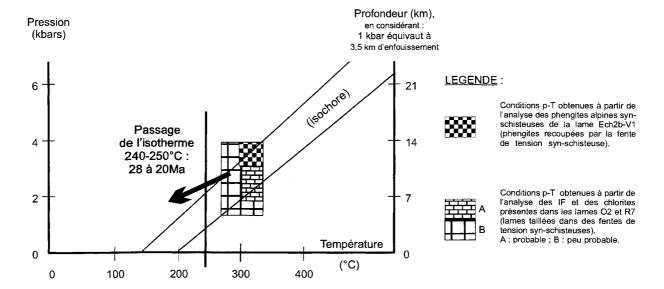


Fig. 4. - Synthèse des données obtenues par l'étude combinée des inclusions fluides, des chlorites et des phengites synschisteuses (ce travail), et de l'analyse des traces de fission sur zircon [Bigot-Cormier et al., 1999].

présence d'unités allochtones au-dessus de la couverture du socle de l'Argentera au moment de la schistogenèse (allochtone pennique, voire austro-alpin).

En ce qui concerne les processus d'exhumation du Massif de l'Argentera, nous pouvons alors proposer l'évolution suivante, à partir de l'ensemble des données que cette étude a apporté. La phase compressive principale a engendré une schistogenèse. Le socle et le tégument que l'on retrouve actuellement à l'affleurement ont été affectés par cette schistogenèse à des profondeurs égales ou supérieures à 10 km, sous le poids de la couverture sédimentaire décollée au niveau du Trias et d'unités allochtones. Cette phase de déformation a également engendré un écaillage d'échelle crustale, qui a

provoqué la remontée du socle du Massif de l'Argentera et de son tégument. Ainsi, la déformation s'est exprimée à des niveaux structuraux de plus en plus superficiels. L'analyse des traces de fission présentes dans les zircons de différentes unités du socle, à permis de situer dans le temps un épisode de cette évolution (fig. 4) : le franchissement par le socle de l'isotherme 240-250°C à l'Oligocène supérieur- Miocène inférieur entre 20 et 28 Ma [Bigot-Cormier et al., 1999].

Le socle du Massif de l'Argentera et son tégument affleurent actuellement à l'aplomb d'un anticlinal de rampe d'échelle crustale, comme le montre la coupe de la figure 5. L'érosion est l'un des principaux mécanismes qui ont conduit à l'affleurement de ces roches. La phase de distension tardive, observée sur l'ensemble

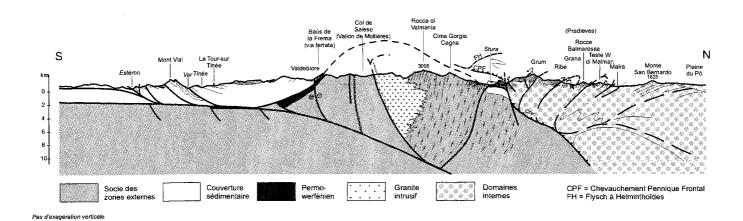


Fig. 5. - Coupe géologique replaçant structuralement le Massif de l'Argentera à l'échelle des Alpes [Stephan et al., en préparation]. Le tracé de cette coupe est localisé en figure 2.

du secteur étudié, constitue également l'un des processus qui ont permis d'aboutir au dispositif actuel. Cette phase extensive pourrait être reliée à la distension généralisée qui affecte de nos jours les Alpes internes ; cette dernière serait la conséquence du détachement ou du retrait d'un panneau lithosphérique plongeant sous la racine alpine (Sue et Tricart, en préparation ; Sue et al., en préparation). Cependant, les données sismotecto-

niques sont en contradiction avec cette hypothèse, montrant clairement que le domaine externe duquel fait partie le Massif de l'Argentera est en régime compressif. L'extension observée dans la zone d'étude s'expliquerait alors plus aisément par un phénomène gravitaire de deuxième ordre contemporain du chevauchement crustal de l'Argentera (Eva et al., 1997).

Tuteurs: J. Delteil, J.F. Stephan, Géosciences Azur Univ. Nice-Sophia Antipolis, A. M. Boullier LGIT UJF Grenoble. Laboratoire d'accueil: Géosciences Azur, Nice-Sophia Antipolis.

Signification tectonique de l'évolution géométrique du basssin d'avant-pays himalayen

Tarek BOUCHOUIT

RÉSUMÉ. – Le modèle de la flexion élastique d'une plaque lithosphérique offre la possibilité de relier l'évolution tectonique d'une chaîne de montagne à l'évolution de la sédimentation détritique dans le bassin d'avant-chaîne, en particulier à l'évolution des vitesses de sédimentation et de subsidence. Dans les Siwaliks de l'Ouest Népal plusieurs coupes, comme celles de la Surai et la Tinau, ont déjà été étudiées et datées [Appel et al., 1994].

Ces différentes coupes nous permettent de reconstituer l'évolution de la subsidence du bassin d'avant-pays himalayen et de la relier à l'histoire tectonique de l'Himalaya.

Cette étude a montré : que les épaisseurs stratigraphiques de la coupe de Paterkot étaient du même ordre de grandeur (<5000m) que celles de la Surai ; que les structures chevauchantes le long de la coupe de Paterkot (M.D.T) coïncident avec le décollement le plus interne (ID) sur la coupe de la Surai et que l'ensemble des coupes montre une diminution de la subsidence vers l'actuel.

Une vitesse de migration moyenne (depuis 20 Ma) est également estimée pour la terminaison externe du bassin : elle est de l'ordre de 12 mm/an pour le Népal et de 8 mm/an pour l'Ouest Inde. Cette vitesse diminue d'Est en Ouest.

La vitesse de migration du bassin était supérieure à 20 mm/an (au Centre Népal) avant 7 Ma, et diminue après cette période.

Cette diminution peut être expliquée par l'augmentation de l'érosion. Mais le fait que la vitesse avant 7 Ma ait été supérieure à la vitesse de convergence actuelle (19-20 mm/am) suggère également une relation tectonique.

Mots clés. - Himalaya, Siwalik, Bassin d'avant-pays, Sédimentation, Subsidence, Vitesse de migration.

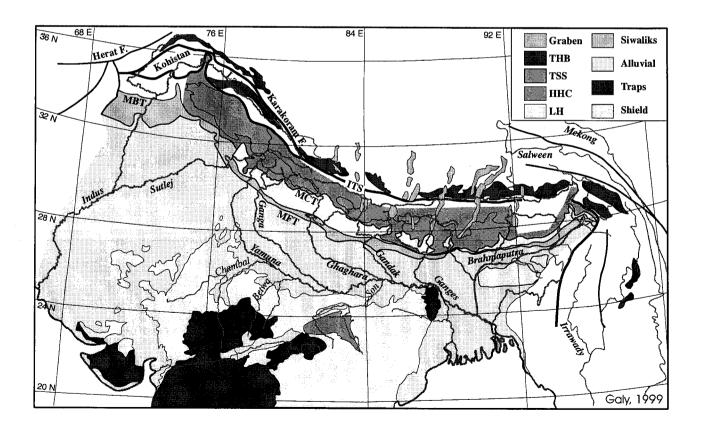


Fig. 1. - Carte de l'ensemble des Himalayas et des bassins associés [d'après Galy, 1999].

1. - Introduction

Le domaine des Siwaliks est situé au front méridional de la chaîne himalayenne qui comporte plusieurs domaines principaux séparés par des discontinuités majeures (fig. 1).

- Au nord la zone de suture de l'Indus qui sépare le Tibet des unités himalayennes.
- Au sud de cette suture se développe la Haute Chaîne himalayenne.
- La Haute Chaîne est séparée du Moyen-Pays par la zone de chevauchement central principal (M.C.T).
- Le Moyen-Pays chevauche les domaines les plus externes par l'intermédiaire de la zone de chevauchement bordier (M.B.T).

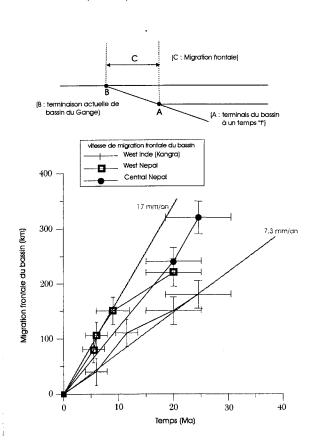


Fig. 2. – Les vitesses de migration du bassin d'avant-pays himalayen [d'après Lyon-Caen et Molnar, 1983].

– Enfin, la tectonique de couverture qui reprend les séries molassiques issues de l'érosion de l'Himalaya et déposées dans la plaine du Gange s'est développée à la faveur d'une série de chevauchement dont le plan frontal (MFT) définit la limite sud entre plaine du Gange et reliefs himalayens.

Ces déplacements verticaux du socle sont étudiés grâce à un modèle de flexure d'une plaque élastique. Dans le cadre de ce modèle l'évolution géométrique du bassin d'avant-pays himalayen est liée simplement à l'évolution tectonique de la chaîne.

Pour suivre cette évolution tectonique mon travail à consisté :

1/ Dans un premier temps cela consiste à rassembler les données de terrain (géologie) ou les données de forage de la zone d'étude, puis à établir des coupes lithostratigraphiques et à les compléter avec les datations disponibles (magnétostratigraphie).

2/ Dans une deuxième étape à effectuer la décompaction des séries Siwaliks.

3/ Dans une troisième étape l'étude de l'évolution dans le temps, le long d'une coupe transversale à une chaîne de montagne, de la subsidence de l'avant-pays a pu être envisagée.

4/ Enfin on a pu traduire l'évolution de la subsidence en terme de migration du prisme montagneux.

2. – LES MODÈLES DE FLEXURE

Les coupes interprétatives de l'Himalaya, montrent, au moins pour les zones externes de la chaîne, un phénomène de flexure tectonique de la croûte. La mise en place des nappes au niveau des parties frontales des chaînes de montagnes provoque un enfoncement de l'avant-pays et une migration du prisme et des faciès sédimentaires dans le bassin d'avant-pays.

La sédimentation détritique se produit dans les zones de subsidence et marque le profil de la plaque.

La problématique c'est de comprendre l'évolution du prisme depuis le Miocène à travers les sédiments dans le bassin flexural. En étudiant la géométrie du remplissage du bassin d'avant-pays, sa subsidence et l'âge des unités sédimentaires, on accède à une information sur la migration du prisme sédimentaire du bassin flexural et par conséquent la migration du prisme montagneux. Pour cela on envisage deux méthodes :

- l'étude des vitesses de migration des biseaux sédimentaires,
- l'étude des vitesses de subsidence et de plongement du substratum du bassin.

3. - LA MIGRATION DES BISEAUX SÉDIMENTAIRES

À partir de la terminaison des différents biseaux sédimentaires, on peut calculer les vitesses de migration du bassin d'avant-pays himalayen [Lyon-Caen et Molnar, 1983] (fig. 2), des valeurs comprises entre 7,3 et 17 mm/an.

4. - LA SUBSIDENCE

Dans un régime permanent, un système en équilibre statique, l'évolution du volume et de la profondeur du

bassin en fonction du déplacement de l'écaille montre que la vitesse de migration de l'extrémité des onlaps du bassin d'avant-pays (V_{mig}) est égale à la vitesse frontale du prisme tectonique (V_{front}).

Le système subit une translation en conservant sa topographie, son volume et sa profondeur maximale. Les trois sont paramètres constants d'où on peut déduire que :

(1)
$$V_{\text{mig}} = V_{\text{front}}$$
 (2) $V_{\text{sub}} = V_{\text{front}} * tg\beta$

Avec V_{sub} vitesse de subsidence du substratum et tgβ la pente du substratum à l'endroit considéré.

(1) et (2)
$$\Rightarrow$$
 (3) $V_{mig} = V_{sub} / tg\beta$

Le meilleur moyen de quantifier les vitesses de subsidence est d'utiliser la magnétostratigraphie.

5. – LA MAGNÉTOSTRATIGRAPHIE

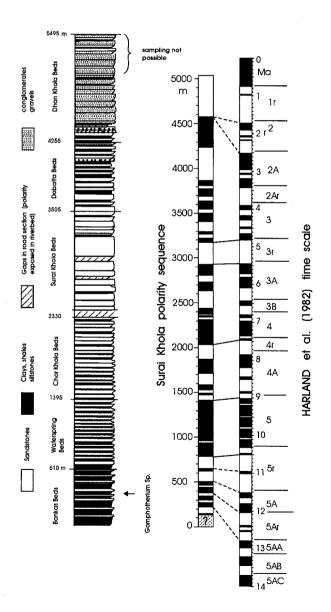


Fig. 3. - Corrélation de la colonne magnétostratigraphique de la Surai Khola avec l'échelle de référence [Harland et al., 1982] d'après Appel et al., [1991].

Au moven de la magnétostratigraphie on reconstitue la séquence de polarité d'une coupe donnée, que l'on peut ensuite corréler à une échelle de référence. Plusieurs coupes magnétostratigraphiques sont disponibles actuellement comme celles de la Surai Khola et de la Tinau Khola [Appel et al., 1991, 1994] (fig. 3).

Une partie de ce travail à été de corréler toutes les coupes magnétostratigraphiques existantes avec l'échelle de référence la plus récente CK95, réalisée par Cande et Kent [1995]. A partir des coupes datées on peut reconstituer l'histoire de la sédimentation dans le bassin d'avant-pays.

6. - LA DÉCOMPACTION

Pour estimer la subsidence de la lithosphère indienne il faut reconstituer les épaisseurs originelles des formations avant leur enfouissement sous des séries plus récentes.

Avec les colonnes magnétostratigraphiques datées, et les lois de décompaction issues de la bibliographie pour les différentes lithologies, j'ai calculé numériquement en utilisant la méthode de [Lavé, 1997] les vitesses de subsidence pour la coupe de la Surai Khola (fig. 4).

L'équation (3) permet ensuite de calculer les vitesses de progradations pour les coupes de la Surai Khola et de la Jawalamukhi que l'on peut directement comparer aux vitesses de migration des biseaux sédimentaires Lyon-Caen et Molnar [1983] (fig. 5).

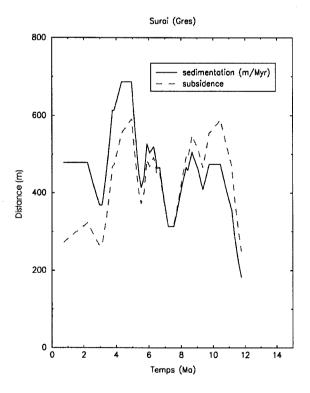
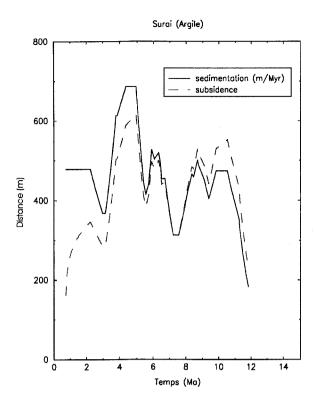


Fig. 4a. – Diagramme de subsidence de la Surai Khola en supposant des formations gréseuses.



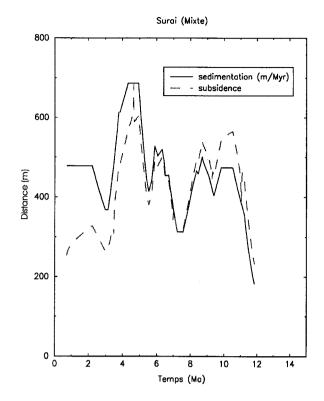


Fig. 4b. – Diagramme de subsidence de la Surai Khola en supposant des formations argileuses.

Fig. 4c. – Diagramme de subsidence de la Surai Khola en supposant des formations mixtes.

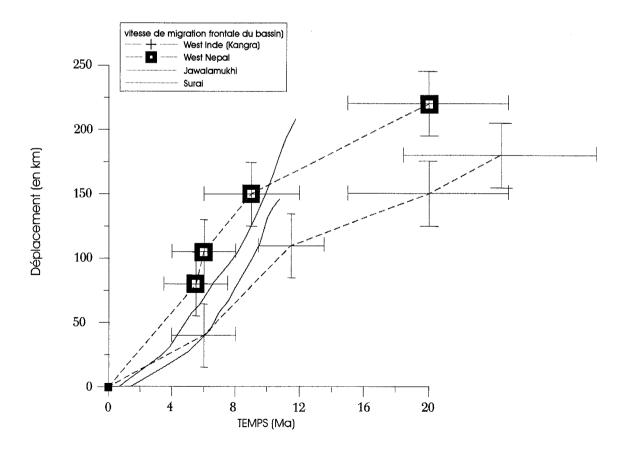


Fig. 5. – Comparaison des vitesses de migration du bassin entre l'Inde de l'Ouest et le Népal Central (d'après les positions des onlaps et le modèle de subsidence en régime permanent), avec les données de Lyon-Caen et Molnar, [1983].

Les vitesses de progradation calculées à partir de la subsidence sont compatibles avec les vitesses de migration des biseaux sédimentaires de Lyon-Caen et Molnar [1983]; on peut donc dire que l'hypothèse d'équilibre statique du prisme montagneux semble être raisonnable. Les diagrammes montrent une diminution des vitesses d'Est en Ouest.

- Les périodes récentes (< 7 Ma) indiquent des vitesses de migration du bassin de l'ordre de 12mm/an

dans l'Ouest Népal, compatibles avec les vitesses actuelles de convergence de 20 mm/an et une érosion moyenne de 2 mm/an [Métivier *et al.*, 1999].

– Avant 7 Ma, la vitesse de migration des faciès déduite du message sédimentaire (magnéto-stratigraphie) est supérieure à 20 mm/an, c'est-à-dire supérieure à la vitesse de convergence actuellement observée en Himalaya. En dépit d'une érosion plus faible effectivement à cette époque [Métivier et al., 1999], il faut tout de même envisager un changement tectonique à cette date pour expliquer de telles vitesses de migration.

Références

- APPEL E. & GAUTAM P. (1994). Magnetic-Polarity stratigraphy of Siwalik Group Sediments of Tinau Khola section in west central Nepal, revisited. *Geophys. J. Int.*, 117, 223-234.
- APPEL E., RÖSLER W. & CORVINUS G. (1991). Magnetostratigraphy of the Miocene-Pleistocene Surai Khola Siwalik in West Nepal. *Geophys. J. Int.*, **105**, 191-198.
- CANDE S. C. & KENT D. V., (1995). A new geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100, 6093-6095.
- LAVÉ J. (1997). Tectonique et érosion : L'apport de la dynamique fluviale à l'étude Sismotectonique de l'Himalaya du Népal central. Thèse de doctorat, Paris VII.
- Lyon-Caen H. & Molnar P. (1983). Constraints in the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 8171-8191.
- METIVIER F., GAUDEMER Y., TAPPONNIER P., & KLEIN M. (1999). Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. Geophys. J. Int., 137, 280-318.

Tuteurs: J.L. Mugnier, J. Lavé, P. Huyghe, LGCA, CNRS /UJF, Grenoble.

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

176

Géochimie des composants volcaniques des Grès de Taveyanne et du Champsaur (Alpes occidentales) : nature des sources et implications géodynamiques

Maud BOYET

1. - Introduction

Le magmatisme paléogène est connu en différents points du domaine alpin (fig. 1). Il s'exprime par des séries magmatiques calco-alcalines et shoshonitiques dont l'origine est diversement interprétée. Dans la zone alpine interne, il est représenté essentiellement par un plutonisme mis en place le long du système de failles périadriatiques (Massifs de Biella, Traversella, Bergell et Adamello). Dans la zone externe et plus particulière-

ment dans l'arc de Castellane et en Provence, il se manifeste par les nuées ardentes de St Antonin et les intrusions d'Estérellites, tandis que dans la zone delphinohelvétique il s'exprime par des andésites dans les Grès de Taveyanne et du Champsaur.

Les travaux antérieurs sur les éléments volcaniques présents dans les Grès de Taveyanne et du Champsaur sont axés sur des études pétrographiques, minéralogiques et sur la géochimie des éléments majeurs. Les auteurs convergent sur l'affinité calco-alcaline du volcanisme qu'ils ont longtemps cherché à lier à une subduction.

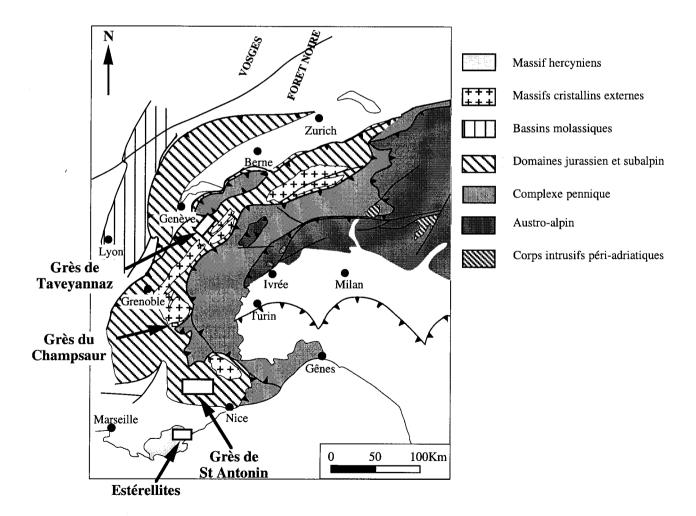


Fig. 1. - Localisation de magmatisme paléogène dans les Alpes occidentales.

M. BOYET 177

2. – CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Les Grès de Taveyanne et du Champsaur font partie du flysch helvétique, dernier terme de la célèbre trilogie lithologique déposée à la suite de la transgression de la mer nummulitique. Leurs éléments volcaniques, datés de 31 à 34 Ma [Féraud et al., 1995] se concentrent préférentiellement à la base du flysch, sous la forme de galets, de lithoclastes et de minéraux isolés. Le grès contient également des éléments du socle remaniés (< 10%), ainsi qu'une faible proportion de matériel sédimentaire (< 5%). Les auteurs s'opposent depuis longtemps sur l'origine proche ou lointaine des fragments ignés. La fraîcheur des composants volcaniques et la quasi contemporanéité de l'activité magmatique et du dépôt du flysch (Oligocène inférieur) suggèrent qu'ils dérivent du démantèlement d'appareils volcaniques édifiés dans, ou à proximité, du bassin de sédimentation delphino-helvétique. Les effets d'un métamorphisme de bas degré sont visibles à l'affleurement : faciès moucheté (préhnitepumpellyite) et faciès verdâtre (schiste vert).

3. - GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Plusieurs sites ont été échantillonnés dans l'arc alpin (Champsaur, Haute-Savoie, Suisse). Une étude pétrographique a précédé la géochimie afin de sélectionner les échantillons les moins affectés par le métamorphisme et ceux contenant la plus forte proportion de matériel volcanique. Les lames minces rendent comptent de la difficulté d'une étude géochimique sur de telles roches étant donné l'hétérogénéité des fragments ignés (taille, composition) et la fraction non volcanique présente. Pour étudier véritablement l'activité volcanique et déterminer la source des laves il faut travailler exclusivement sur la composante volcanique des grauwackes, c'est-àdire sur minéraux andésitiques séparés (amphibole, plagioclase, pyroxène).

• Isotopes du strontium

Les rapports isotopiques (87 Sr/ 86 Sr) initiaux, recalculés à 31,5 Ma, varient de 0,70570 à 0,70751 (soit + 17,5 \leq ϵ Sr \leq + 43,3), ils sont tous enrichis en strontium radiogénique. L'hétérogénéité des résultats est liée à une mobilité évidente des éléments alcalins et alcalinoterreux. Les clinopyroxènes, minéraux considérés comme stables, n'ont pas fonctionné en système clos durant les processus secondaires. Le système isotopique Rb-Sr est donc perturbé par le métamorphisme qui tend à enrichir les échantillons en strontium radiogénique.

• Isotopes du néodyme

Les ε Nd, recalculés à 31,5 Ma, sont compris entre + 3,5 et - 2,5. Trois groupes d'échantillons se distinguent :

Champsaur : $0 < \varepsilon Nd < + 3.5$

Taveyanne prélevés en France : $-2 < \varepsilon Nd < -1,5$

Taveyanne prélevés en Suisse : $\varepsilon Nd = -2.5$

La figure 2 montre les variations de l'εNd en fonction du rapport (87Sr/86Sr)i. La corrélation négative met en évidence un mélange de deux sources magmatiques dans des proportions variables : une mantellique et une crustale. Les échantillons du Champsaur ont les εNd les plus forts et les εSr les plus faibles, donc une signature plus mantellique que les échantillons de Taveyanne.

• Isotopes du plomb

La figure 3 montre que les rapports isotopiques en plomb des échantillons sont homogènes et tendent à se rapprocher du champ de la croûte continentale inférieure. Les plagioclases diffèrent des autres phases analysées. L'incorporation de quelques grains de feld-spaths alcalins dérivant du socle, lors de la séparation des plagioclases, implique une signature crustale plus marquée. L'isotopie du plomb met en évidence l'intervention de la croûte continentale inférieure dans la source du volcanisme andésitique.

4. - IMPLICATIONS GÉODYNAMIQUES

La figure 2 représente une compilation d'analyses isotopiques strontium-néodyme des roches magmatiques paléogènes localisées dans la zone interne, dans la zone externe et dans le sud-est de la France. On remarque une gamme de valeur des ENd des échantillons étudiés comparable aux roches magmatiques du Massif d'Adamello. Les Estérellites possèdent les εNd les plus élevés, elles témoignent d'une source exclusivement mantellique. Les brèches de St Antonin ont des rapports isotopiques comparables aux andésites du Champsaur. Ces deux types de roches diffèrent sur des critères pétrographiques et minéralogiques. Le contexte géodynamique de mise en place de cette activité volcanique est à rapprocher du volcanisme de l'Estérel. Les auteurs [von Blanckenburg et Davies, 1995; Kagami et al., 1991] interprètent le magmatisme de la zone interne comme issu d'un mélange de deux sources : manteau lithosphérique et croûte continentale inférieure.

Un contexte de subduction produirait des roches calco-alcalines de signatures géochimiques et isotopiques comparables à celles de nos échantillons. La géodynamique oligocène ainsi que la faible quantité de produits volcaniques inclus dans les formations de Taveyanne et du Champsaur tendent à rejeter

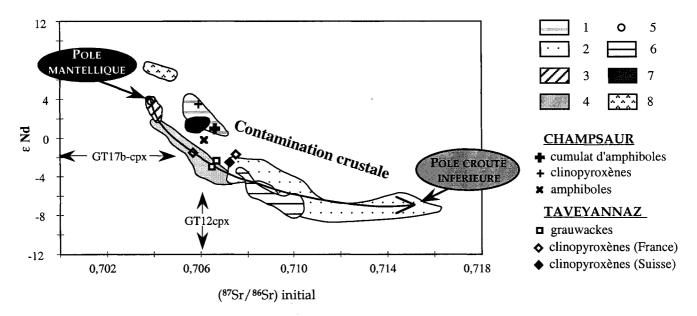


Fig. 2. - Compilation des analyses isotopiques Nd-Sr des roches magmatiques paléogènes.

1 - Roches mafiques de Bergell ; 2 - Granitoïdes de Bergell ; 3 - Roches mafiques d'Adamello, zone interne ; 4 - Granitoïde d'Adamello ; 5 - Gabbro et hornblendite d'Adamello ; 6 - Autre granitoïdes de la zone interne ; 7 - Andésites de St-Antonin ; 8 - Estérellites. 1, 2, 3, 4 et 6 : Von Blanckenburg et Davies, 1995 ; 5 : Kagami *et al.* 1991 ; 7 et 8 : Lapierre, données non publiées.

l'hypothèse d'une subduction vers l'ouest à cette époque. La contemporanéité et la similarité des compositions isotopiques des volcanites présente dans les flyschs delphino-helvètiques et des intrusions périadriatiques suggèrent qu'elles ont été produites par un même mécanisme lithosphérique : le détachement du slab subduit, appelé également détachement du panneau plongeant. La figure 4 représente une coupe schématique des Alpes à l'Oligocène, modifiée d'après Stampfli et al., 1998. La remontée asthénosphé-

rique, qui suit ce mécanisme, provoquerait une perturbation de l'équilibre thermique de la lithosphère susjacente. Ceci permettrait la fusion du manteau lithosphérique (hydraté) et de la croûte continentale inférieure. Le magma ainsi formé assimilerait de la croûte continentale supérieure au cours de son ascension jusqu'à la surface. La distribution géographique des andésites dans la zone externe serait par ailleurs guidée par des structures tectoniques héritées des cycles hercynien et alpin.

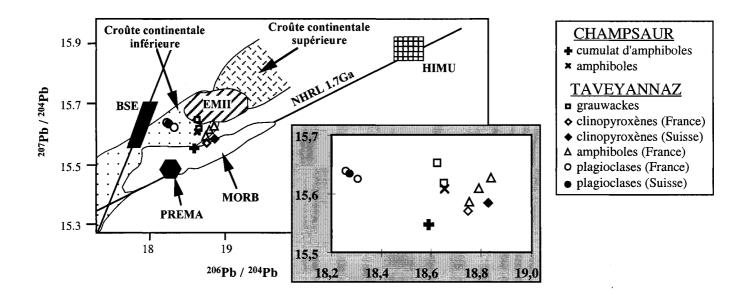


Fig. 3. – Analyses isotopiques en plomb des échantillons de Taveyannaz et du Champsaur. Diagramme binaire ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb. Seuls les rapports mesurés sur plagioclases ne sont pas recalculés par rapport à l'initial.

Fig. 4. – Modèle géodynamique de mise en place du magmatisme oligocène présent dans la zone interne alpine et dans la zone externe au sein des Grès de Taveyanne et du Champsaur. Reconstruction schématique à 30 Ma modifiée d'après Stampfli et al., 1998.

Les composants ignés des grès de Taveyanne et du Champsaur ont une origine différente de celle des nuées ardentes de St-Antonin et des Estérellites, lesquelles seraient liées à la subduction de la Téthys sous le bloc Corso-Sarde et la Provence, avant l'ouverture du bassin Ligure.

Références

FÉRAUD G., RUFFET G., STEPHAN J.F., LAPIERRE H., DELGADO E. & POPOFF M. (1995). – Nouvelles données géochronologiques sur le volcanisme paléogène des Alpes occidentales : existence d'un événement magmatique bref généralisé. Séance spéde la Soc. géol. de France et de l'assoc. des géologues du SE « Magmatismes dans le sud-est de la France », 38.

KAGAMI H., ULMER P., HANSMANN W., DIETRICH V. & STEIGER R. H. (1991). – Nd-Sr isotopic and geochimical characteristics of the southern Adamello (northern Italy) intrusives: implica-

tions for crustal versus mantle origin. *Journal of geophysical Research*, **96**, **B914**, 331-14, 346.

Von Blanckenbourg F. & Davies J. H. (1995). – Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alpes. *Tectonics*, 14, 1, 120-131.

STAMPFLI G. M., MOSCAR J., MARCHANT R., BAUDIN T. & BOREL G. (1998). – Subduction and obduction processes in the Swiss Alps. *Tectonophysics*, **296**, 159-204.

Tuteurs: M. TARDY et H. LAPIERRE, LGCA, U.S. Chambéry, UJF/Grenoble. Laboratoire d'accueil: LGCA, CNRS/Univ. de Savoie, Chambéry.

Evolution tectono-métamorphique de la bordure NW du massif d'Ambin (Alpes penniques nord-occidentales, Savoie)

Jérôme GANNE

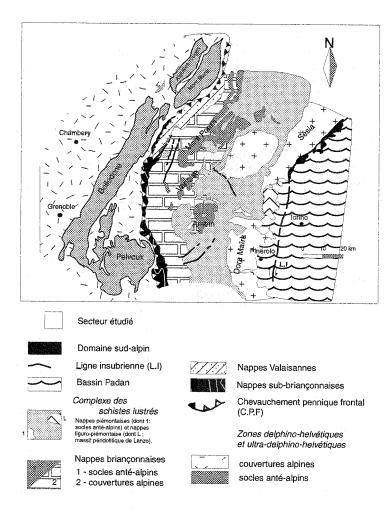


Fig. 1. - Cadre structural simplifié du massif d'Ambin.

jour. Le Groupe d'Ambin des auteurs surmonte le groupe précédent. Il est décrit comme monométamorphique et se compose principalement de paragneiss très siliceux et de métaconglomérats. Viennent au-dessus le Groupe d'Étache, classiquement attribué au Permo-Trias, puis les quartzites blancs du Werfénien.

Seule la partie NW du massif a été réétudiée en détail (fig. 1) dans le but de : (A) déterminer l'évolution cinématique globale du secteur à partir de la description du champ de déformation finie; (B) contraindre d'un point de vue thermobarométrique l'évolution métamorphique rétrograde qui a accompagné l'exhumation du dôme; (C) replacer et discuter cette évolution tectono-métamorphique par rapport aux modèles géotectoniques proposés pour les Alpes internes.

Nos résultats principaux sont résumés dans les paragraphes 1 à 3.

1. - LES STRUCTURES

1/ La structuration finale du massif d'Ambin correspond à celle d'un antiforme de schistosité S1/S2 de grande longueur d'onde (fig. 3 et 4). Cette géométrie en

Dans les Alpes occidentales, le massif d'Ambin appartient au domaine brianconnais interne et forme un large antiforme (fig. 1). Le socle du massif est constitué par deux groupes lithostratigraphiques superposés réputés d'âge pré-mésozoïque. Le plus profond (groupe de la Claréa) est essentiellement formé par des micaschistes où un métamorphisme MP-MT attribué au cycle varisque a été reconnu depuis longtemps [Monié, 1990; Borghi et al. 1997; Borghi et Gattiglio, à paraître] mais l'âge du protolithe n'est pas établi à ce

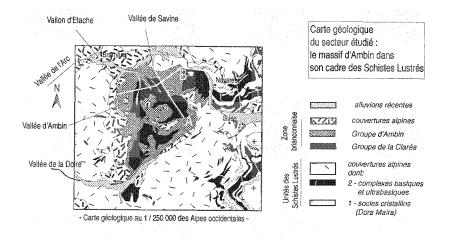
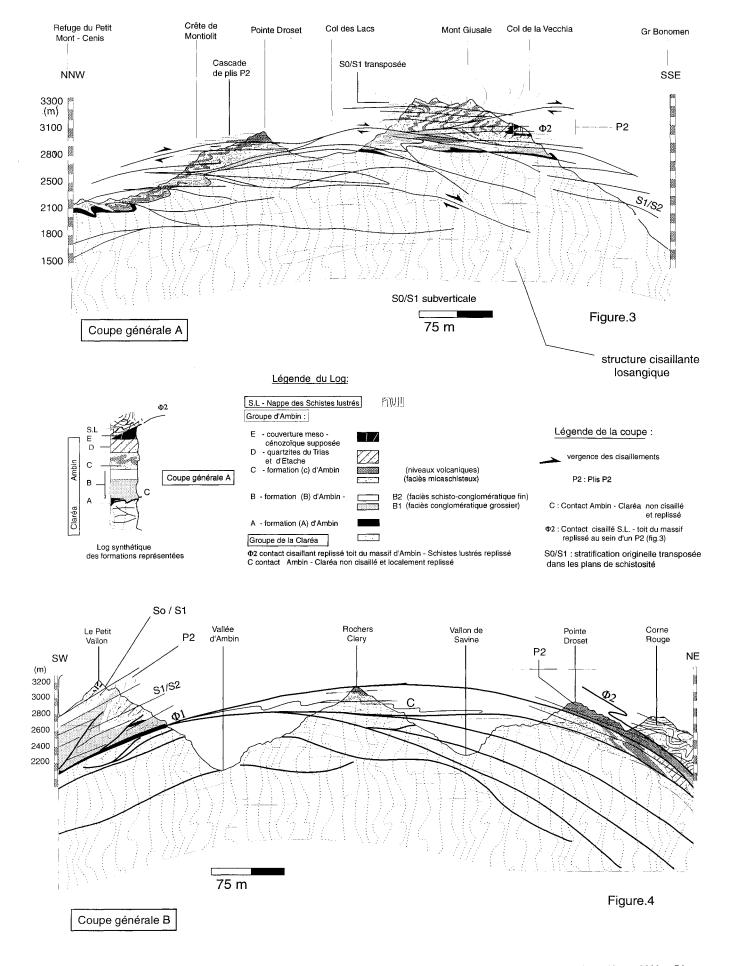
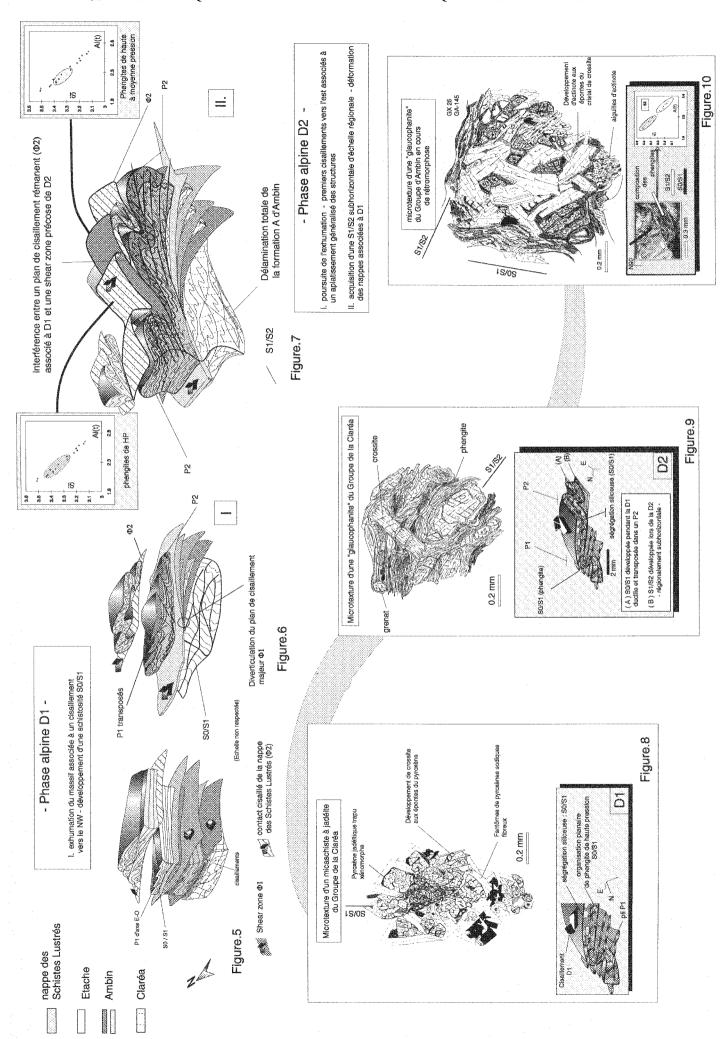


Fig. 2. - Orientation des coupes A et B à travers le masif d'Ambin.





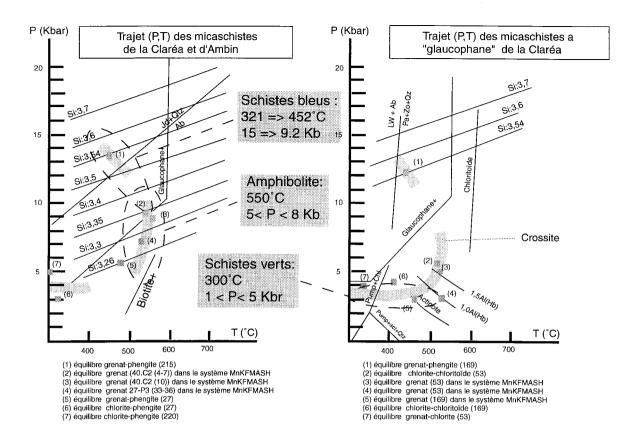


Fig. 11. - Tajet (PT) des micaschistes de la Claréa et d'Ambin.

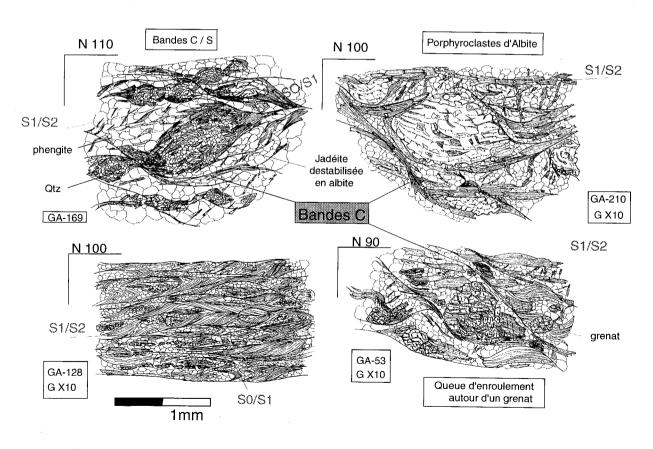


Fig. 12. - Évolution d'un régime de déformation D2 dominé par l'aplatissement vers un régime de déformation par cisaillement simple.

dôme est le résultat de grands cisaillements tardifs vers l'est datés à 34 Ma par la méthode Rb/Sr sur le couple calcite/phengite. Cet âge est très proche de celui des événements de haute pression affectant le Briançonnais (35-38 Ma).

2/ L'ensemble des trois Groupes Claréa-Ambin et Etache a connu la même évolution structurale à l'alpin comportant (fig. 5) un premier cisaillement ductile D1 accompagné de plis synschisteaux vers le NW (géométrie de S0/S1 encore mal contrainte - probablement subverticale) suivi par un second épisode de cisaillement ductile D2 (fig. 6 et 7) vers l'est associé à une S1/S2 régionalement subhorizontale.

3/ La limite entre les Groupes d'Ambin et de la Claréa apparaît comme une mégazone de cisaillement, plus concentrée à l'ouest (F1), plutôt ramifiée à l'est (fig. 4).

4/ Des assemblages anté-alpins à Grenat-Biotite ont uniquement été retrouvés dans le groupe de la Claréa mais les structures tectoniques associées à ces phases minérales n'ont pas été identifiées.

2. – LA THERMOBAROMÉTRIE

1/ Le taux de substitution de Si dans les phengites permet de bien caractériser les sites structuraux, et donc de caler l'évolution métamorphique alpine par rapport aux schistosités (fig. 8, 9 et 10).

2/ Les chemins P.T alpins (fig. 11) définis dans les trois groupes sont identiques (absence de sautes de métamorphisme) : le pic se situe dans le faciès des schistes bleus (15 Kb - 430°); au cours du chemin métamorphique rétrograde associé à l'exhumation, une

légère augmentation de T° accompagne la chute de pression (8 Kb - 550° C); la rétromorphose dans le faciès des schistes verts s'effectue à la pression constante (3Kb - 300° C).

3/ Il existe un continuum métamorphique rétrograde entre D1 et D2. Ces déformations sont déjà toutes deux liées à l'exhumation du massif.

3. - LA GÉOTECHNIQUE

Nos données structurales, thermobarométriques et géochronologiques sont cohérentes entre elles et compatibles avec le modèle du « Corner Flow » [Allemand et Lardeaux, 1997]. Nous expliquons ainsi :

- la disparition des structures anté-alpines ;
- le pic de température lors de la remontée du bâti structural (fig. 11);
- la vitessse d'exhumation remarquable (< 2 cm/an) du domaine briançonnais.

Conformément à ce modèle, nous montrons également qu'il existe un continuum métamorphique rétrograde entre les phases D1 et D2. Nous proposons donc d'un point de vue tectonométamorphique (fig. 13) que :

- (i) D1 <=> extrusion de matière profonde vers le NW (fig. 5) avec formation d'une S0/S1 à fort pendage (10 < P < 15 HKb);
- (ii) D2 <= > fin du processus d'extrusion aplatissement généralisé des structures de nappes D1 au toit de l'édifice briançonnais avec formation d'une S1/S2 subhorizontale premiers cisaillement vers l'est (fig. 7) (7 < P < 9 Kb);

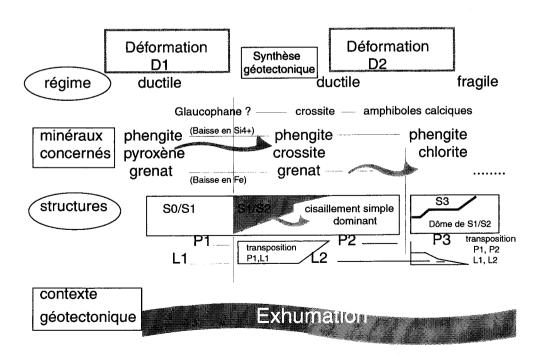


Fig. 13. - Schéma synthétique de l'évolution tectono-métamorphique du massif d'Ambin.

- (iii) fin de D2 <= > évolution d'un régime de déformation dominé par l'aplatissement vers un régime de déformation par cisaillement simple (fig. 12) - échappement systématique de matière (vers l'E ou vers l'W) le long de grands cisaillements tardifs plats à l'origine des dômes de S1/S2 (fig. 4 et 5) - (4 < P < 7 Kb).

4. - CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Dans le cadre plus général de l'orogène alpine, la compréhension, puis la représentation 3D d'édifices de

nappes aussi complexes que celles constituant les enveloppes allochtones du massif d'Ambin, passera nécessairement par une étude systématique des relations géométriques entre S0/S1 - S1/S2 cisaillements tardifs cisaillement précoces.

Couplée aux critères cinématiques de terrain, mais également aux contraintes fournies par les chemins P. T en fonction de repères chronologiques, cette vision 3D de l'édifice briançonnais devrait nous permettre de rediscuter l'interprétation de la croûte alpine profonde à partir de données sismiques et gravimétriques (ECORS, futures données Géofrance 3D).

Tuteurs: J. M. BERTRAND, CNRS/US Chambéry, S. FUDRAL, LGHAM/US Chambéry. Laboratoire d'accueil: L.G.C.A. CNRS/US Chambéry.

Le volcanisme d'Olinala, Guerrero (Sierra Madre del Sur) : caractérisation de la marge pacifique du Mexique au Mésozoïque

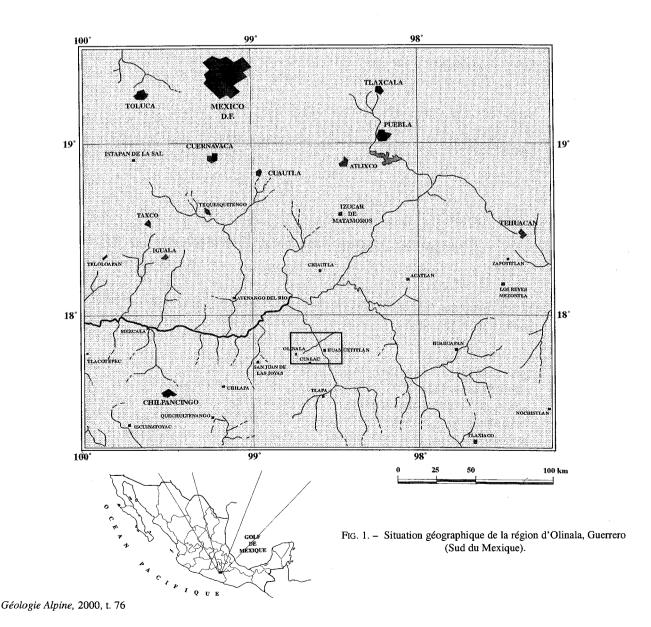
José Luis GARCIA DIAZ

Une série volcanique principalement rhyolitique affleure dans l'Etat de Guerrero (Mexique) au cœur de la Sierra Madre del Sur. Elle surmonte un substratum continental et a pu être daté du Trias (?) - Jurassique inférieur et moyen par sa position stratigraphique et par radiochronologie.

Après avoir précisé la cadre géologique de cet épisode volcanique, une description pétrographique est donnée, associée à une caractérisation géochimique des roches et de leur source. Il s'agit de volcanites calcoalcalines de marge continentale active.

Sur la base de similitudes lithostratigraphiques, pétrographiques et géochimiques établies avec des séries volcaniques lointaines une corrélation étroite est établie avec un événement volcanique contemporain comme dans le Centre, le Nord et le Nord-Ouest du Mexique, ainsi qu'en Californie.

On aboutit à la reconstitution d'un arc volcanique Trias (?) – Jurassique établi sur la marge continentale pacifique nord-américaine activé en liaison avec une paléo-subduction du Pacifique sous le continent nord-américain à cette époque. Au Mexique le fonctionnement de la marge active pacifique cesse à la fin du Jurassique moyen, alors que s'ouvre le Golfe du Mexique et la Téthys caraïbe.



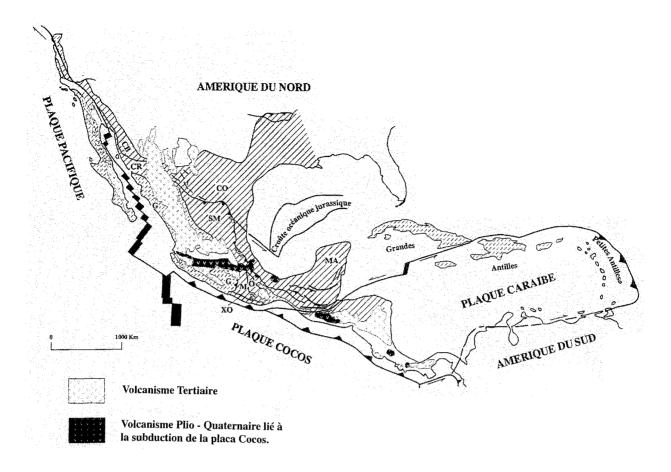


Fig. 2. - Carte des terranes du Mexique.

Carte des « terranes » du Mexique d'après Campa et Coney [1983]. G : Terrane Guerrero ; CB : Terrane Caborca ; CO : Terrane Coahuila ; CR: Terrane Cortez; M: Terrane Mixteco; MA: Terrane maya; O: Terrane Oaxaca; SM: Terrane Sierra Madre et XO: Terrane Xolapa.

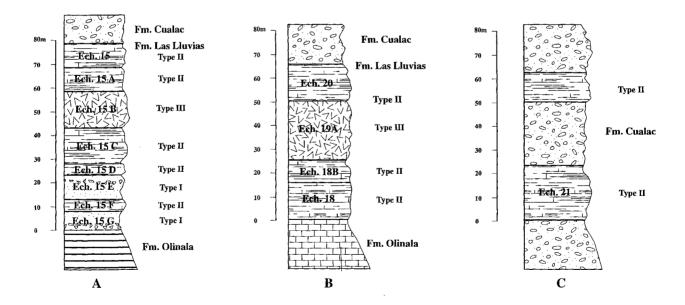


Fig. 3. - Colonnes lithostratigraphiques situant les trois types de roches volcaniques reconnues dans les trois localités d'échantillonnage : A : Ravin La Lluvias ; B : Flanc occidental du synclinal d'Olinala ; C : Carrefour de la route Chilpancingo-Tlapa avec la route d'Olinala (voir cartes géologiques). Les échantillons étudiés sont indiqués.

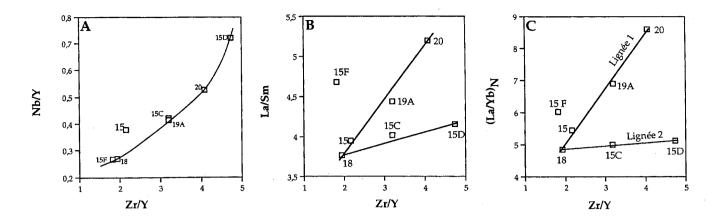


Fig. 4. – Diagrammes binaires montrant le comportement des éléments incompatibles réputés peu mobiles des roches volcaniques d'Olinala (Guerrero).

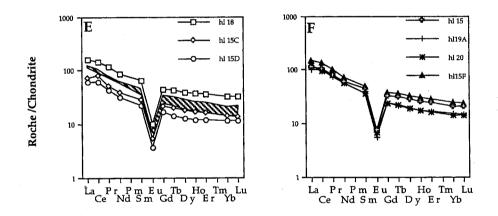


Fig. 5 – Spectres de terres rares normalisés aux chondrites [Sun et McDonough, 1989] des roches d'Olinala (Guerrero).

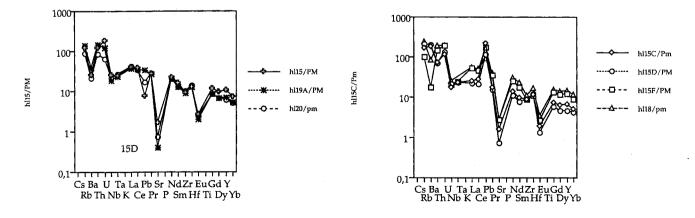
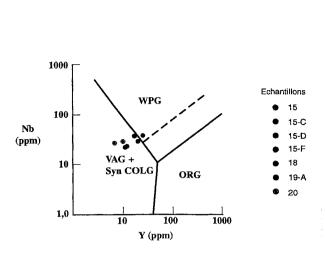
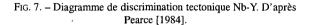


Fig. 6. – Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif [Sun et McDonough, 1989] des roches d'Olinala.





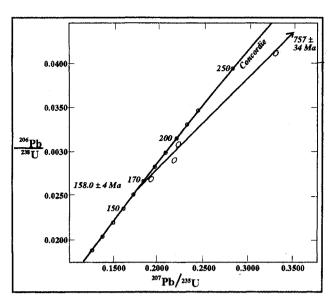


Fig. 8. - Diagramme de concorde des isotopes de U-Pb en quatre fractions du zircon de la formation Caopas. L'âge apparent de la basse intersection, 158 ± 4 Ma, donne l'emplacement de la rhyolite porphyrique de la Formation Coapas.

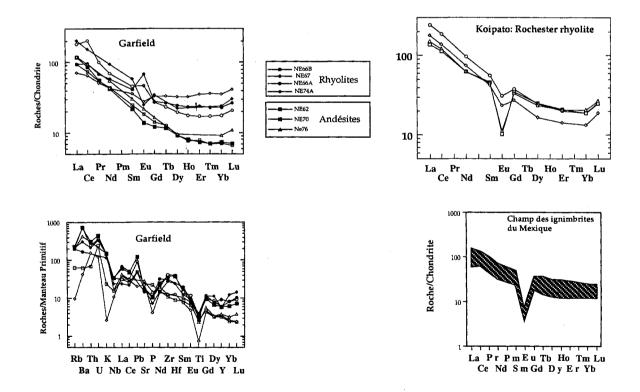
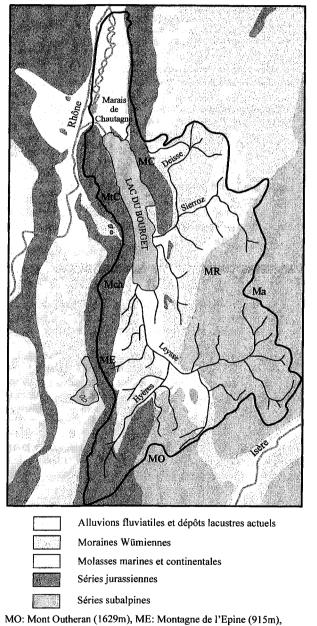


Fig. 8. - Comparaison des spectres de terres rares normalisés aux chondrites des roches volcaniques d'Olinala (Guerrero), avec les séries volcaniques pénécontemporaines du Névada central (Amérique du Nord).

Tuteurs: M. TARDY, H. LAPIERRE, CNRS, UJF Grenoble. Laboratoire d'accueil : LGCA, Université de Savoie, Chambéry.

Contrôle climatique et anthropique de la sédimentation du lac du Bourget (Savoje) depuis 30 ans : approche géochimique

Nicolas GIVELET



Mch: Mont du Chat (1452m), MR: Mont Revard (1523m), Ma: Margériaz (1845m), MC: Montagne de la Chambotte (986m).

Fig. 1. - Carte géologique simplifiée du bassin versant du lac du Bourget.

L'étude de la sédimentation du lac du Bourget (Savoie) à l'échelle du Quaternaire récent a débuté en 1994. Les travaux récents ont eu pour objectif d'étudier le contrôle climatique, sismo-tectonique et anthropique de la sédimentation. Ils s'appuient essentiellement sur des outils sédimentologiques et physiques. Dans le but de poursuivre et de compléter ces études, nous avons choisi de tester l'utilisation de traceurs géochiquiques (géochimie des éléments majeurs et des éléments traces) en tant que marqueurs paléoclimatiques et paléoenvironnementaux. Deux carottes de 1 m de benthos ont été sélectionnées pour l'étude.

Après avoir précisé la nature, l'origine et les vecteurs de transports des sédiments du lac du Bourget, la caractérisation géochimique de deux enregistrements sédimentaires et de leurs sources d'apports sédimentaires est réalisée. Les signatures particulières ont été corrélées avec des données historiques afin de préciser la signature de différents dépôts.

La sédimentation dans le lac du Bourget est globalement semblable depuis 300 ans. Seule l'eutrophisation des eaux du lac depuis les années 1940 modifie la proportion des constituants du sédiment en favorisant la production carbonatée authigène. La sédimentation est dominée par la décantation de matériel détritique terrigène issus de l'altération du bassin versant. L'approche géochimique à hautre résolution de la sédimentation du lac a permis de mettre en évidence l'enregistrement d'apports de matériaux lointains extérieurs au bassin versant tels que la retombée de plomb anthropique atmosphérique ainsi que de poussières sahariennes.

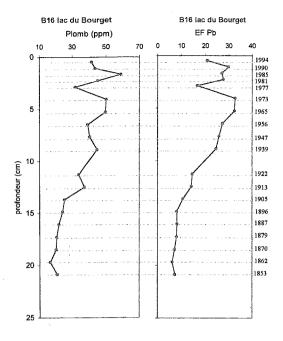


Fig. 2. - Concentration en plomb et facteur d'enrichissement dans les sédiments de la carotte B16.

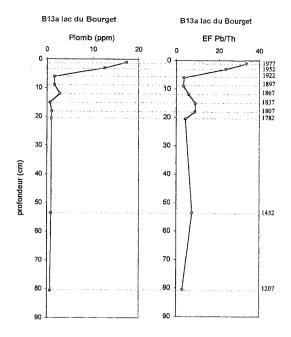


Fig. 3. - Concentration en plomb et facteur d'enrichissement dans les sédiments de la carotte B13a.

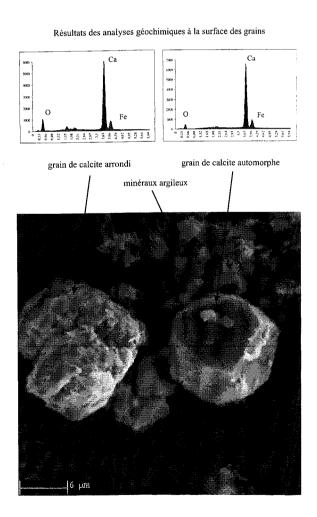


Fig. 4. – Différence de morphologie entre deux grains de calcite dans le niveau 2,85 cm de la carotte B16. On note la taille micrométrique des minéraux argileux.

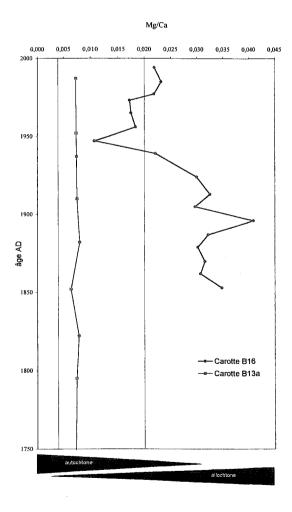
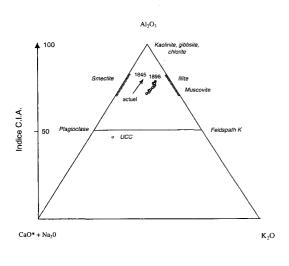
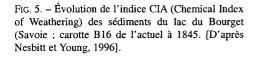
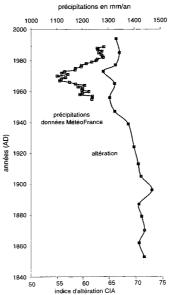


Fig. 5. - Évolution du rapport Mg/Ca en fonction de l'âge du sédiment pour les carottes B13a et B16. Sont notés les gradients d'allochtonie et d'autochtonie définis par Richard, 1992.







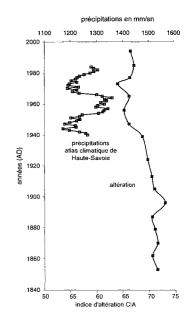
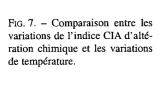
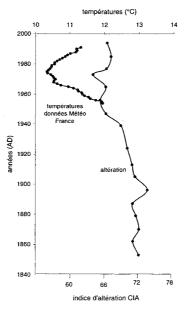
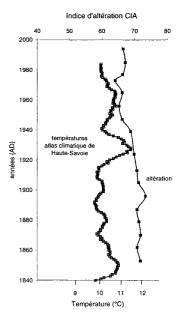


Fig. 6. – Comparaison entre les variations de l'indice CIA d'altération chimique et les variations de précipitations.







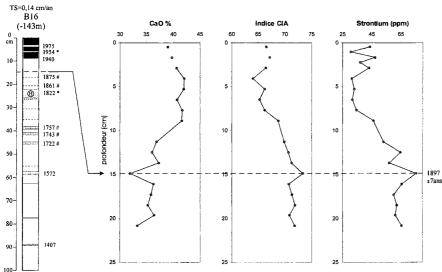


Fig. 8. – Signature géochimique de la retombée de poussières sahariennes.

Tuteurs: M. REVEL, C. BECK, E. CHAPRON, LGCA, UJF Grenoble, US Chambéry-Laboratoire d'accueil: LGCA/UJF, Grenoble.

Géologie Alpine, 2000, t. 76

Modélisation expérimentale de la collision arc-continent dans un contexte d'ouverture de bassins arrière-arc

Dany HURPIN

Les travaux présentés ci-dessous portent sur la modélisation expérimentale de la collision arc-continent lorsque la plaque chevauchante a subi une phase d'ouverture de bassins arrière-arc. On modélise la déformation de modèles réduits de plaques, fabriquées à partir de matériaux composites à base d'hydrocarbures. Le modèle est composé d'une plaque chevauchante océanique (fig. 1) formée d'une seule couche et d'une plaque subduite continentale formée de trois couches (fig. 1). Les propriétés élasto-plastiques des matériaux ainsi que la géométrie des plaques permettent de respecter les critères de similarités entre l'objet géologique et le modèle.

Lithosphère océanique Lithosphère continentale σ_s (Pa) σ_s (Pa) Croûte supérieure Crofite inférieure Manteau lithosphérique cm cm

Fig. 1. - Rhéologie de la lithosphère continentale et océanique. σ_s : seuil de plasticité sous contrainte normale.

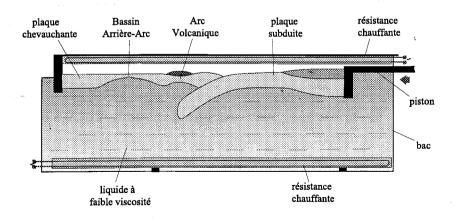


Fig. 2. - Dispositif expérimental.

Le modèle est placé dans un bac (fig. 2) rempli d'un liquide à faible viscosité qui représente l'asthénosphère.

Le système est maintenu à température constante, à l'aide de deux résistances chauffantes et d'un système thermorégulateur, afin que les matériaux puissent avoir les propriétés voulues. La convergence des plaques est réalisée par un piston qui se déplace à une vitesse constante.

Des expériences antérieures réalisées par Chemenda et al. [1997] ont mis en évidence les différents mécanismes de la collision arc-continent. Ces auteurs avaient alors considéré l'arc volcanique comme une zone de faiblesse majeure pour la plaque chevauchante. Une nouvelle série d'expériences (32 au total) sur la collision arc-continent a été réalisé, en prenant en compte les phénomènes d'extensions antérieurs à la collision, c'est-à-dire l'ouverture de bassins arrière-arc. Le bassin arrière-arc est une autre zone de faiblesse pour la plaque chevauchante. Le modèle de cette plaque présentera alors deux zones de faiblesse, correspondant à deux zones amincies (fig. 2) : l'arc volcanique et le bassin arrière-arc. Les expériences commencent au stade où le bassin est déjà formé et la subduction océanique est passée en régime compressif.

Le passage en subduction de la marge, qui suit la subduction océanique provoque une forte augmentation

> de la compression dans la plaque chevauchante. Les contraintes dépassent le seuil de résistance de la lithosphère chevauchante au niveau du bassin arrière-arc qui est la zone de faiblesse majeure. La lithosphère va casser suivant deux directions possibles, conduisant soit, à l'inversion de la subduction (fig. 3) soit à l'enfoncement et à la disparition complète de la plaque d'arc (fig. 4). Dans ce deuxième cas, une lithosphère océanique jeune, formée dans le bassin arrière-arc, vient chevaucher une lithosphère continentale. La direction de la rupture est fortement liée à la distance entre la zone de contact des plaques et l'axe du bassin. Une faible variation de cette distance va

changer la direction de la la rupture : les deux scénari peuvent donc exister dans la nature. Ces résultats ont été

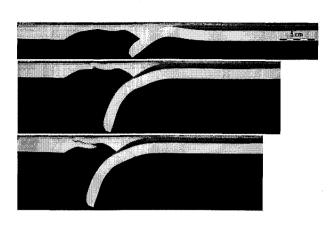


Fig. 3. – Expérience 1 : Rupture au niveau du bassin arrière-arc et inversion de la subduction (distance fosse-arc : 10,2 cm).

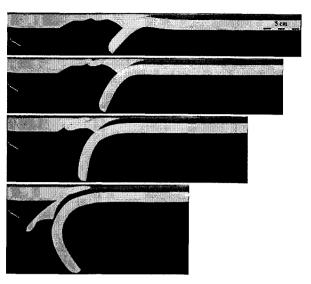


Fig. 4. – Expérience 2 : Rupture au niveau du bassin arrière-arc et subduction de la plaque arrière-arc et subduction de la plaque arc (distance fosse-arc : 8,8 cm).

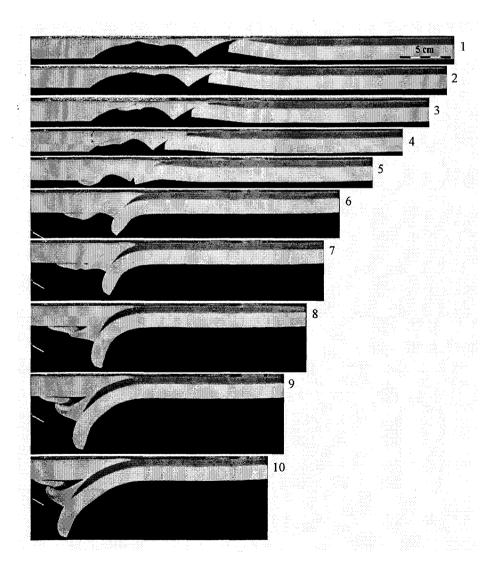


Fig. 5. – Expérience 3 : Rupture au niveau du bassin arrière-arc et suduction de la plaque d'arc (la lithosphère au niveau du bassin arrière-arc très amincie).

confirmés par la modélisation numérique (Tang, communication personnelle).

Nous avons également étudié la situation où la rupture de la lithosphère chevauchante se produit pendant la subduction océanique. Pour cela, l'épaisseur de la lithosphère au niveau du bassin arrière-arc a été très réduite (fig. 5). Le bassin arrière-arc commence alors à se fermer pendant la subduction océanique (2-4), puis l'enfoncement de la plaque d'arc se bloque et c'est le passage en subduction de la marge (6-7), en provoquant une forte augmentation de la compression, qui permet la subduction complète de la plaque d'arc et de l'arc luimême. On aboutit à la même situation que précédemment, où une lithosphère océanique jeune chevauche une lithosphère continentale (8-9-10).

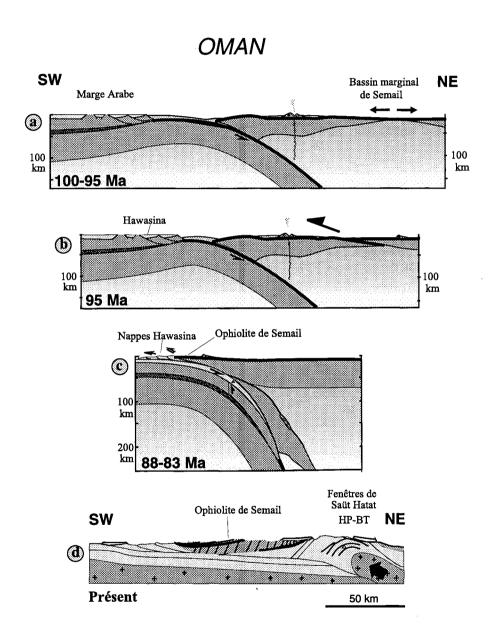


Fig. 6. - Modèle géodynamique de la mise en place des ophiolites en Oman (a) à (c). (d) : Coupe géologique simplifiée, adaptée d'après Goffé et al. [1988].

Tuteurs: A. CHEMENDA, Univ. Nice-Sophia Antipolis.

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

Analyse sismologique et satellitaire dans une zone de transition tectonique : variations du champ de contraintes et rôle des structures actives en Mongolie du Nord

Lies LONCKE

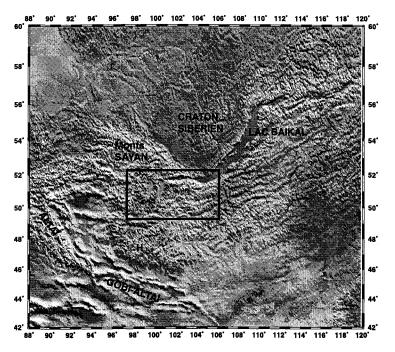


Fig. 1. - Présentation de la région Mongolie-Sibérie. Celle-ci est située entre le craton Sibérien et les chaînes de l'Altaï et du Gobi-Altaï. Le dôme de Hangaï est noté H. La zone d'étude est contenue dans l'encadré noir ; on y observe 3 dépressions N-S correspondant aux bassins de Khubsugul, Darkhat et Busingol. Un bassin E-W relie ces dépressions au lac Baïkal, le bassin de Tunka.

Cette étude cherche à mieux définir les variations spatio-temporelles du champ de contraintes et à les corréler au réseau de failles actives. J'ai utilisé deux types de données complémentaires : des images Landsat recouvrant la zone Tunka-Khubsugul au sud-ouest du lac Baïkal et une base de mécanismes au foyer nouvellement sélectionnés, enregistrés par les réseaux régionaux et mondiaux.

1. – RÉSEAU DE FAILLES COMPLÉTÉ

Le traitement puis l'étude structurale de deux images Landsat recouvrant la zone Tunka-Khubsugul a permis de compléter le réseau de failles actives dans la zone de transition. Ce réseau de failles corrigé a ensuite été le support d'analyses sismologiques puis cinématiques (voir le réseau reporté en gras sur la figure 2). J'ai notamment révisé l'interprétation courante de la faille Tunka-sud, beaucoup plus courte et discontinue que ce qui avait été interprété précédemment.

La Mongolie et ses zones frontalières avec la Russie (Sibérie et rift Baïkal) constituent un exemple remarquable de tectonique active (fig. 1): quatre séismes de magnitude supérieure à 8 s'y sont produits en moins d'un siècle. Cette région est de plus une zone clé dans la compréhension du passage d'un régime tectonique compressif en Mongolie à un régime extensif au niveau du lac Baïkal. Elle constitue donc un véritable laboratoire naturel pour la compréhension des déformations en domaine intracontinental.

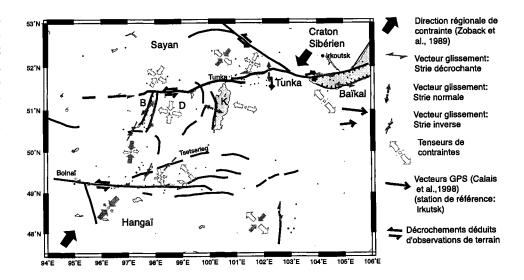


Fig. 2. - Tenseurs de contraintes, vecteurs glissement calculés et vecteurs GPF. La représentation des tenseurs correspond à celle définie par Delvaux et al. [1955]. Les 2 tenseurs de petite taille entre les failles de Bolnaï et de Tseterleg sont obtenus avec moins des 2/3 des données. Les points indiquent les positions des mécanismes utilisés.

B = Busingol; D = Darkhat; K = Khubsugul.

2. – APPROCHE SISMOLOGIQUE

On a retenu 109 mécanismes au foyer déterminés soit par la méthode des premiers mouvements (réseau régional) soit par modélisations de forme d'onde (CMTS; Doser [1991] et Schlupp [1996]. Cette base soigneusement contrôlée est à ce jour la plus complète réunie dans cette région. Elle permet de préciser l'étude antérieure de Petit et al. [1996].

Ces mécanismes au foyer sont utilisés pour la détermination de tenseurs de contrainte déviatorique les plus localisés possibles de façon à observer finement l'évolution spatiale du champ de contrainte. Pour réaliser de telles inversions, deux méthodes numériques ont été utilisées (Mercier et Carey-Gailhardis [1987] et Delvaux et al. [1995]). On a ainsi obtenu 13 tenseurs plus ou moins stables selon le nombre de mécanismes considérés et le nombre de mécanismes éliminés (fig. 2). On remarque la dominance d'une composante horizontale maximale de direction N30, conforme à celle induite par la collision Inde-Asie (Zoback et al. [1989] et Tapponnier et Molnar [1979] ; voir les 2 flèches noires épaisses en figure 2) et une rapide évolution du champ de contraintes du sud au nord :

- Au niveau de la borne sud du système (marquée par le très important accident sénestre de Bolnaï), le régime est compressif à légèrement décrochant. La direction de compression maximale (Shmax) est de N30.
- En remontant vers le nord (dépressions N-S de Busingol, Dharkat et Khubsugul), les régimes deviennent de plus en plus décrochants et la direction Shmax subit une légère rotation anti-horaire (N10).
- Enfin, lorsque l'on franchit l'accident décrochant sénestre de Tunka, Shmax subit encore une rotation horaire (N20-N40) et l'on passe d'un régime transtensif à purement extensif en allant vers le lac Baïkal plus à l'est.

Finalement, Shmax montre une trajectoire en virgation en allant du sud au nord. On passe progressivement d'un régime compressif au sud (Bolnaï) à un régime extensif au nord (sud Baïkal). La zone intermédiaire se caractérise par des régimes décrochants, avec une virgation de σ 1 et une importance croissante vers l'est de la composante extensive (voir l'évolution des régimes entre Busingol et Khubsugul).

3. - Perturbations temporelles des contraintes

La région d'étude est marquée par des failles actives de grandes dimensions. Elle peut donc être soumise à des variations temporelles du champ de contrainte liées aux cycles sismiques. La région de Bolnaï correspond notamment à des séismes de magnitude supérieure à 8 (séismes de Tsetserleg et de Bolnaï, tous deux en 1905) et à des ruptures de 250 à 400 km de long. J'ai traité 2 types de mécanismes dans cette zone :

- 8 mécanismes contemporains des deux chocs principaux de 1905 que l'on a inversé ensemble afin d'obtenir un tenseur cosismique.
- 29 mécanismes enregistrés de 1960 à 1997 représentant un tenseur post-sismique.

Le tenseur cosismique montre un régime globalement compressif avec une direction de contrainte maximale N30 à laquelle on accorde une signification régionale vu l'importance en magnitude de la séquence sismique considérée. Il est en revanche impossible d'inverser simultanément les mécanismes post-sismiques : on ne peut proposer un seul tenseur de contrainte responsable de toutes ces déformations. Une séparation en sous-ensembles géographiques ou numériques s'est avérée infructueuse. Deux tenseurs de qualité médiocre sont néanmoins obtenus (fig. 2) mais ils n'ont probablement pas de signification géodynamique.

Ce type d'observation est fréquent dans les jours ou les mois suivant de forts séismes : elle traduit l'existence d'une période de réajustement des contraintes avant la phase intersismique. Les présentes instabilités se manifestent cependant 60 ans après le choc principal. Cette lenteur de réajustement postsismique pourrait s'expliquer par de très longs cycles sismiques (de 2500-3500 ans) dans la région (d'après Ritz et al. [1995] et Ritz, comm. pers.).

4. – CALCUL DE VECTEURS GLISSEMENT

À partir des tenseurs de contraintes obtenus, on a ensuite cherché à proposer un modèle cinématique de la déformation en appliquant ces tenseurs sur le réseau de faille connu (corrigé par l'étude des images satellites). Cela a permis de calculer des vecteurs glissement correspondant en fait à des stries théoriques.

Ces vecteurs ont été comparés à d'autres directions de déplacement totalement indépendantes, issues d'études géodésiques (fig. 2, Calais et al. [1998]). Dans les zones où l'on a accès aux deux informations, ces directions sont très semblables : c'est le cas de la zone sud-Baïkal qui montre une direction d'extension de direction N110 mais aussi au niveau des dépressions de Khubsugul et Tunka qui montrent également une composante extensive de direction N120. Les tenseurs appliqués sur les failles de Tunka et de Bolnaï confirment les jeux sénestres observés sur le terrain.

5. - MODÈLE CINÉMATIQUE

Ces comparaisons montrent clairement un échappement de matière vers l'est et la dominance d'accidents décrochants (failles de Tunka, Bolnaï ou Sayan). Des bassins en extension sont présents au niveau de Tunka et du lac Baïkal mais aussi au niveau des dépressions N-S comprises entre les accidents sénestres de Tunka et Bolnaï.

Ce dispositif suggère donc un mécanisme d'extrusion en pull-apart en régime transpressif (fig. 3). Les

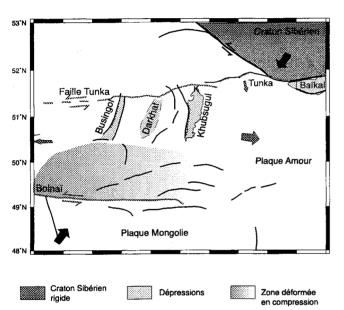


Fig. 3. – Schéma interprétatif de la déformation actuelle dans la zone étudiée proposant un mécanisme d'extrusion vers l'est de la plaque Amour, accommodé par un système de pull-apart en régime transpressif.

bassins de Khubsugul et Darkhat seraient peu à peu abandonnés par un mécanisme de propagation du pullapart (fig. 4). Ces bassins ont en effet des rapports longueur sur largeur typiques de bassins en « maturation », observés dans les modélisations analogiques [Basile et al., 1999]. Ceci est en accord avec les datations indiquant des bassins de plus en plus récents d'est en ouest.

Ce mécanisme d'extrusion semble de plus facilité par un véritable contraste rhéologique entre la plateforme sibérienne rigide et le domaine plus au sud fragi-

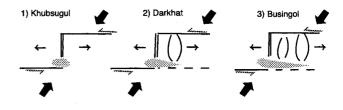


Fig. 4. – Schéma d'évolution proposé pour le fonctionnement en pullapart du système étudié.

lisé et « surchauffé » par différentes étapes tectoniques [Sengör *et al.*, 1993] et épisodes volcaniques [Windley et Allen, 1993] : la plate-forme sibérienne jouerait alors le rôle d'indenteur rigide permettant cette extrusion vers l'est.

6. – DISCUSSION GÉODYNAMIQUE

Au terme de cette étude, plusieurs questions subsistent cependant : quelle est la valeur temporelle de ces résultats ? Peut-on notamment négliger les problèmes de temps de récurrence sur les failles majeures présentes dans le système ? Et enfin, quelle est la part de la déformation asismique dans cette région ?

Concernant le cycle sismique, l'exemple de Bolnaï-Tsetserleg a clairement montré la valeur régionale du tenseur cosismique. Il est bien sûr beaucoup moins évident d'analyser les mécanismes de déformation post-sismique. Cette étude a cependant montré que l'on devait tenir compte dans cette région de durées de réajustement post-sismiques beaucoup plus longs que dans d'autres régions du monde comme la Californie.

Enfin, il apparaît évident que ce modèle d'extrusion en pull-apart n'est qu'une description purement plaquiste de la déformation (c'est-à-dire ne tenant compte que des déformations aux limites de différents blocs) qui ne prend pas en compte la déformation asismique pouvant se matérialiser par du flambage lithosphérique [Gerbault et al., 1999], l'action éventuelle de panaches [Windley et Allen, et Petit et al., 1998] ou encore par des phénomènes d'étalement gravitaire associés au surépaississement crustal. Cette part de déformation asismique est impossible à quantifier pour l'instant.

Références

- BASILE C. & J. P. Brun (1999). Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: An experimental investigation. J. Struct. Geol., 21 (1), 23-38.
- CALAIS E., LESNE O., DEVERCHÈRE J., SANKOV V. A, LUKHNEV A.V., MIROSHNICHENKO A.I., & LEVI K.G. (1998). - Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements. Geophys. Res. Lett., 25 (21), 4003-4006.
- CAREY-GAILHARDIS E. & MERCIER J.L. (1987). A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquakes populations : Application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru. Earth Planet. Sci. Lett., 82, 165-179,
- DELVAUX D., MOEYS R., STAPEL G., MELNIKO A. & ERMIKOV V. (1995). - Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, I, Paleozoic and Mesozoic pre-rift evolution. Tectonophysics, 252, 61-101.
- DOSER D.I. (1991). Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquakes studies. Tectonophysics, 196, 87-107.
- PETIT C., DEVERCHÈRE J., HOUDRY F., SANKOV V. A., MELNIKOVA V. I. & DELVAUX D. (1996). - Present-day stress field changes along the Baïkal rift and tectonic implications. Tectonics, 15 (6), 1171-119.

- PETIT C., KOULAKOV I. YU. & DÉVERCHÈRE J. (1998). Velocity structure around the Baïkal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications. Tectonophysics, 296, 125-144.
- RITZ J. F., BROWN E. T., BOURLES D. L., PHILIP H., SCHLUPP A., RAISBECK G., YIOU F., & ENHTUVSHIN E. (1995). - Slip rates long active faults estimated with cosmic ray exposure dates : Application to the Bogd fault, Gobi-Altaï, Mongolia. Geology, 23, 1019-1022.
- SCHLUPP A. (1996). Néotectonique de la Mongolie Occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires, Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 172 p.
- SENGÖR A. M. C., NATTAL'IN B. A. & BURTMAN V. S. (1993). Evolution of the Altaïd tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364, 299-307.
- TAPPONNIER P., & MOLNAR P. (1979). Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baikal regions. J. Geophys. Res., 84, 3425-3459.
- WINDLEY B. F. & ALLEN M. B. (1993). Mongolian plateau: evidence for a late Cenozoic mantle plum under central asia. Geology, 21, 295-298.
- ZOBACK M. L. et al. (1989). Global patterns of tectonic stress. Nature, 341, 291-298.

Tuteur: J. Deverchere, Geosciences Azur, UPMC, Villefranche-sur-Mer. Laboratoire d'accueil : Geosciences Azur, Villefranche-Mer.

Pétrologie et géochimie des ophiolites du Sud Ladakh (NW Himalaya, Inde) Implications géodynamiques

Gweltaz MAHEO

1. - Introduction

La région du Ladakh-Zanskar (NW Himalaya, Inde) est localisée au niveau de la zone de suture de l'Indus. Elle présente de nombreuses ophiolites (fig. 1), qui témoignent de l'existence d'un domaine océanique, la Néo-Téthys, fermé lors de la convergence Inde-Asie. Dans cette région, de nombreuses études portant sur la caractérisation de l'arc du Dras ont montré qu'il s'agit d'un arc insulaire mis en place sur croûte océanique lors

de la subduction vers le nord de la Néo-Téthys [Dietrich et al., 1983; Reuber, 1989], subduction également à l'origine de la formation du Batholite du Ladakh et de l'arc du Kohistan.

Par contre peu de travaux existent sur la caractérisation pétrologique et géochimique des ophiolites du Sud Ladakh, (ophiolites de Spontang, Karzog et Nidar, fig. 1). Dans le cadre de l'étude du devenir de la Néo-Téthys au niveau du Ladakh, lors de la convergence Inde-Asie, il est nécessaire de caractériser le contexte de mise en place de ces ophiolites.

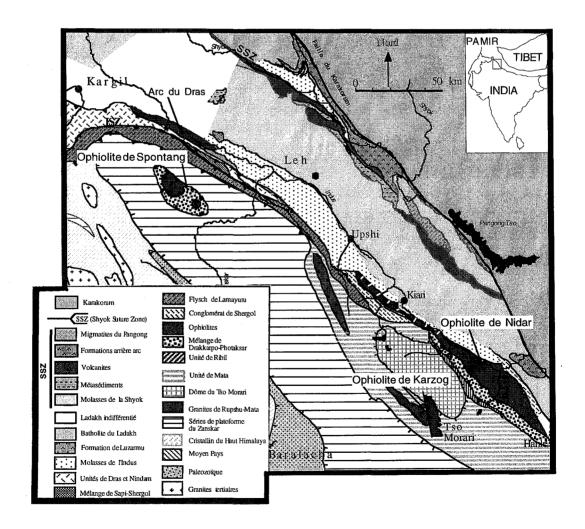


Fig. 1. - Carte géologique du Ladakh-Zanskar, d'après Guillot et Pêcher (inédit).

2. – Caractéristiques pétrologiques et structurales

L'ophiolite de Spontang forme une klippe sur les sédiments secondaires et tertiaires de la marge indienne (fig. 1). Elle n'est constituée que d'unités mantelliques où l'on peut distinguer :

- * Une unité inférieure très serpentinisée, à lherzolites et harzburgites peu appauvries associées à des filons de dunites.
- * Une unité supérieure, qui chevauche vers le sud l'unité inférieure. Cette unité présente des lherzolites et des dunites très fraîches.
- * Une unité sommitale, qui est en continuité magmatique avec l'unité supérieure. Elle est caractérisée par l'abondance de dunites chromifères fraîches, associées à des lherzolites.

Toutes ces unités sont recoupées par des dykes de diorites altérées. Ces diorites présentent une texture ophitique. La paragenèse principale est à amphiboles de la lignée pargasitique et albite indicatrice d'un métamorphisme hydrothermal océanique [Mével, 1984].

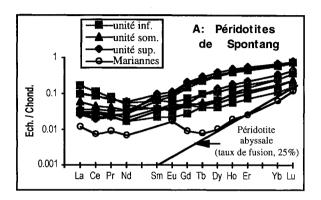
Localisée dans la zone de suture de l'Indus (fig. 1), l'ophiolite de Nidar est essentiellement composée de niveaux crustaux. L'essentiel du massif ophiolitique est formé par des pillow lavas et un complexe filonien. Tous deux sont constitués d'andésites très porphyriques. Localement sont présents quelques gabbros ainsi que des lherzolites légèrement serpentinisées.

Enfin **l'ophiolite de Karzog**, séparée de celle de Nidar par le dôme de HP-BT du Tso Morari (fig. 1), correspond à une zone de transition croûte-manteau. Les chromitites y sont abondantes et associées à des métagabbros fortement déformés lors de l'obduction et de la collision.

3. – GÉOCHIMIE ET THERMOBAROMÉTRIE DES ROCHES ULTRAMAFIQUES

Les spectres des terres rares normalisées aux chondrites (fig. 2a) des péridotites de Spontang, comparés à celui d'une péridotite abyssale [Pearce et al., 1992], montrent un net enrichissement en terre rares légères. Cet enrichissement, observé également dans les péridotites de l'avant-arc des Mariannes, est interprété comme résultant du métasomatisme du manteau en contexte supra-subductif [Parkinson et Pearce, 1998]. De même le spectre de la péridotite de Nidar (fig. 2b) présente un enrichissement en terres rares légères mais également en terres rares intermédiaires, ce que nous relions à un métasomatisme plus fort que dans le cas du manteau de Spontang.

L'analyse thermodynamique des couples olivinespinelle donne des températures de rééquilibration post fusion similaires à celles des péridotites de l'avant-arc des Mariannes (fig. 3a). Par contre les couples opx-cpx donnent deux groupes de températures (fig. 3b : l'un proche des températures de rééquilibration post fusion des péridotites d'arc et l'autre proche de celles des péridotites abyssales. Ces deux groupes de couples ne correspondent pas forcément aux exsolutions ou aux clinopyroxènes libres, ainsi qu'à une quelconque



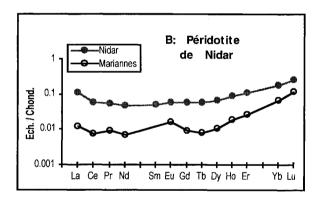
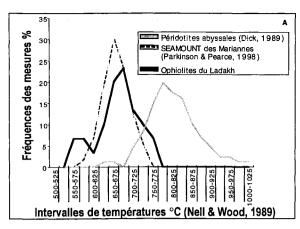


Fig. 2. – Spectres des terres rares normalisées aux chondrites [Evensen et al., 1977] des péridotites.

Péridotite de Mariannes d'après Parkinson et Pearce [1998]. Péridotite abyssale d'après Pearce et al. [1992].

variation du degré d'altération. L'existence de deux phases de fusion est confirmée par les données sur Cr# des spinelles des dunites de Spontang combinées à la fugacité de l'oxygène (fig. 4) calculé sur couple olivine-spinelle par la méthode de Balhaus *et al.* [1991]. Un groupe de dunites présente des Cr# de spinelles inférieurs à 0,5, soit des valeurs de spinelle de péridotites d'arc [Bryndzia et Wood, 1990]. D'un autre côté, dans un deuxième groupe de dunites, le Cr# des spinelles est supérieur à 0,7 ce qui est caractéristique des spinelles des dunites des « seamounts » mantelliques de l'avant-arc des Mariannes [Parkinson et Pearce, 1998]. Le Manteau de Spontang a donc enregistré deux épisodes thermiques, un en contexte d'accrétion médioocéanique et un en contexte supra-subductif.



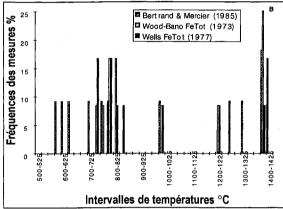
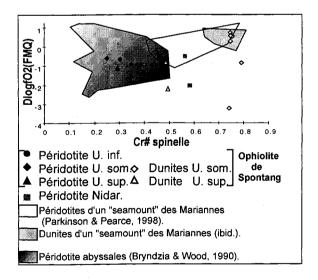


Fig. 3. – Température d'équilibres des couples ol-sp (A) et opx-cpx (B) dans les péridotites de Spontang et Nidar.



 $F_{IG.}$ 4. – Diagramme DlogfO2(FMQ) versus Cr# sp pour les roches ultramafiques de Spontang et Nidar.

4. – GÉOCHIMIE DES ROCHES MAFIQUES

Les spectres des terres rares normalisées aux chondrites des roches mafiques des trois ophiolites sont *Géologie Alpine*, 2000, t. 76

similaires (fig. 5) ce qui indique que ces roches proviennent toutes d'une même source. Le faible enrichissement en terres rares lourdes par rapport au terres rares légères (0.40 < (La/Nb) n < 0.78) est caractéristique d'une source appauvrie de type N-MORB. Les

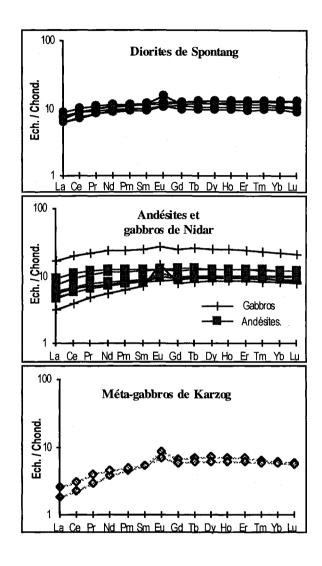
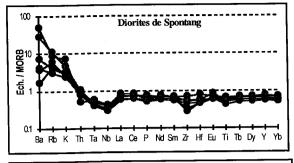
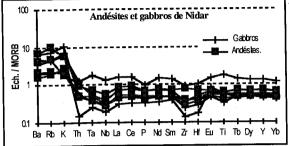


Fig. 5. – Spectres des terres rares normalisées aux chondrites [Evensen et al., 1977] des roches mafiques.

spectres étendus aux traces et normalisés au MORB (fig. 6) présentent un net enrichissement en Ba, Rb et K ainsi que des anomalies négatives en Th, Ta, Nb et Ti. Ce type de spectre est caractéristique du magmatisme d'arc sur croûte océanique. La faible ampleur des anomalies négatives est indicatrice d'un métasomatisme relativement faible.

Le magmatisme des ophiolites du Sud Ladakh présente donc des caractéristiques mixtes entre N-MORB et tholéiites d'arc. L'existence d'une source appauvrie légèrement métasomatisée est confirmée par les données isotopique, avec des ɛNd de 6.5 pour Spontang et Nidar et de 10 pour Karzog. Cette signature mixte peut provenir soit d'un arc immature soit d'un bassin arrière arc [Wilson, 1989].





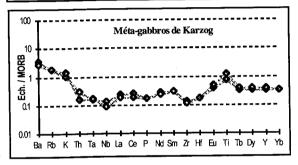


Fig. 6. – Spectres multi-éléments normalisés aux MORB [Sun et McDonough, 1989] des roches mafiques.

5. - DISCUSSION

La situation géologique et géographique et la géochimie des différentes ophiolites du Ladakh permettent de distinguer deux groupes de formations. L'arc du Dras, prolongation vers l'ouest du Batholite du Ladakh, est de nature calco-alcaline, présentant quelques boninites [Dietrich et al., 1983] et est associé au mélange tectonique de Sapi-Shergol [Colchen et al., 1999, fig. 1]. Les ophiolites du Sud Ladakh, à magmatisme tholéiitique sont associées aux mélanges de Lamayuru-Photaksar-Drakkarpo [De Sigoyer, 1998; Colchen et al., 1999, fig 1]. Ces deux groupes d'ophiolites sont issus de deux subductions distinctes. L'existence de deux subductions affectant la Néo-Téthys est confirmée par les données tomographiques [Van Der Woo et al., 1998].

En ce qui concerne l'origine de ces ophiolites, il nous semble plus probable qu'elles se sont formées au niveau d'un arc immature. En effet il n'existe pas de restes ophiolitiques plus au sud qui pourraient correspondre à l'arc obducté à l'avant du bassin arrière-arc. Si cependant on suppose que l'avant arc et l'arc peuvent être subductés [Hurpin, 1999], on devrait retrouver des restes de l'arc, au moins sous forme de blocs au niveau de la zone de mélange tectonique frontale. Actuellement seuls des blocs d'OIB ont été reconnus [De Sigoyer, 1998; Prudhon-Chatelain, 1999].

Nous en déduisons le modèle d'évolution géodynamique suivant de la Néo-Téthys au niveau du Ladakh (fig. 7):

* Ouverture de la Néo-Téthys entre le Trias et le Crétacé moyen.

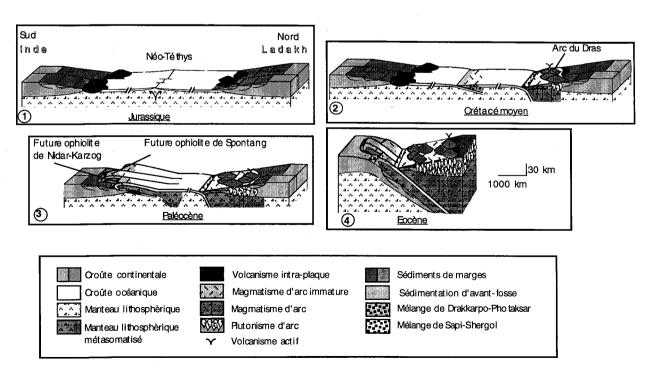


Fig. 7. - Modèle de fermeture de la Néo-Téthys au niveau du Ladakh.

- * Initiation de deux subductions vers le nord au Crétacé moyen. L'une près de la marge asiatique, à fort pendage, l'autre proche de la dorsale, à faible pendage. Cette dernière étant à l'origine de la mise en place d'un arc immature.
- * Au Crétacé terminal [Guillot et al., 1999], obduction des ophiolites du Sud Ladakh sur la marge indienne avec rejeux d'anciennes failles transformantes.
- * A l'Éocène, obduction-collision de la marge indienne sous le batholite du Ladakh. L'obduction préalable d'une lithosphère océanique sur la marge indienne faciliterait, en l'alourdissant, la subduction de cette dernière. De plus cette lithosphère obductée peut jouer le rôle d'un écran thermique qui peut expliquer le métamorphisme HP-BT subi par la marge indienne [Guillot et al., 1997; De Sigoyer et al., 1997; De Sigoyer, 1998].

Références

- Balhaus C., Berry R. F., Grenn D. H. (1991). High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of upper mantle. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 107, 27-40.
- BERTRAND P. & MERCIER J.-C. (1985). The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 109-122.
- BRYNDZIA L. T. & WOOD B. J. (1990). Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites: The redox state of the C-O-H volatile composition of the earth's sub-oceanic mantle. *American Journal of Science*, 290, 1093-116.
- COLCHEN M. (1999). Ophiolitic melanges of the Ladakh Indus suture zone: a key to understanding the geodynamic evolution of the Indian and Tibetan Tethyan margin. 14th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop. Tübingen, Germany, Terra Nostra. 99, 28.
- DE SIGOYER J. (1998). Mécanismes d'exhumation des roches de haute pression-basse température en contexte de convergence continentale (Tso Morari, NO Himalaya). Thèse Université Claude Bernard, Lyon 1, 236 p.
- DE SIGOYER J., GUILLOT S., LARDEAUX J. M. & MASCLE G. (1997). Glaucophane-bearing eclogites in the Tso Morari dome (eastern Ladakh, NW Himalaya). European Journal of Mineralogy, 9, 1073-1083.
- DIETRICH V. J., FRANK W. & HONNEGER K. (1983). A Jurassic-Cretaceous island arc in the Ladakh-Himalaya. *Journal of Volcanology and Geothermal Researsh*, 18, 405-433.
- EVENSEN N. M., HAMILTON P. J. & O'NION R. K. (1977). Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**, 1199-1212.
- Guillot S., De Sigoyer J., Lardeaux & J. M. (1997). Eclogitic metasediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **128**, 197-212.
- GUILLOT S., PÉCHER A., DE SIGOYER J. & MASCLE G. (1999). Transition from continental subduction to collision during the India-Asia convergence. EUG X Terra Abst. 4, 52-53.
- HURPIN D. (1999). Modélisation expérimentale de la collision Arc-Continent. Mém. de DEA Dynamique de la Lithosphère, Grenoble, Université de Nice-Sophia Antipolis, 35 p.

- MEVEL C. (1984).— Le métamorphisme de la croûte océanique. Thèse. Paris. Paris 6.
- Nell J. & Wood B.J. (1991). High-temperature electrical measurements and thermodynamic properties of Fe₃O₄–FeCr₂O₄–MgCr₂O₄–FeAl₂O₄ spinels. *American Mineralogist*, **76**, 405-426.
- Parkinson I. J. & Pearce J. A (1998). Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology*, 39, (9), 1577-1618.
- Pearce J. A., Van Der Laan S. R., Arculus R. J., Murton B. J., Ishii T., Peate D. W. & Parkinson I. J. (1992). Boninite and harzburgite from LEG 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results
- PRUDHON-CHATELAIN M. (1999). L'unité Drakkar Po (vallée de la Photang, Zanskar, Inde), témoin des volcanismes alcalins permo-triasiques et albien. Mém. Maîtrise, Lyon, Université Claude Bernard, Lyon 1, 22 p.
- Reuber I. (1989). The Dras arc: two successive volcanic events on eroded oceanic crust. *Tectonophysics*, **161**, 93-106.
- Sun S. S., McDonough W.F. (1989). Chemical and isotopics systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *In*: *Magmatism in ocean basins* (edited by A. D. and N. M. J. Saunders). *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, London, 313-345.
- VAN DER WOO R., SPARKMAN W. & BIJWAARD H. (1998). Tomographic images of subducted slabs under India. AGU abstract S11E3, F586.
- WELLS P.R.A. (1977). Pyroxene thermometry in simple and complex systems. Contributions to Mineralogy and Petrology 62, 129-139.
- WILSON M. (1989).— Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. Unwin Hyman London,
- WOOD B. J. & BANNO S. (1973).— Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contributions to Mineralogy and Petrology, 42, 109-124.

Tuteurs: H. Bertrand, S. Guillot, C. Picard, CNRS/US Chambéry, U.C.B. Lyon, UJF Grenoble.

Laboratoire d'accueil: Laboratoire de Dynamique de la Litosphère, UMR 5570 CNRS, Université Claude Bernard, Lyon 1.

Géochimie et géochronologie du complexe métamorphique de Raspas (SW-Équateur)

Jean-Louis MALFÈRE

MOTS CLÉS. – Équateur, métamorphisme Haute-Pression, terrains océaniques, géochimie isotopique, datation.

1. - Introduction

Le complexe métamorphique de Raspas (CMR) est un secteur clé dans la compréhension de l'évolution géodynamique de la marge andine dans le segment NW allant du Pérou à la Colombie.

En effet, la modification de la vergence de la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Sud-Américaine fin Jurassique - début Crétacé (passant d'une direction SE à une direction NE) entraîne la fin de l'activité magmatique de type Marge continentale active, ainsi que l'accrétion successive de terrains exotiques océaniques (plateau et île d'arc). Par ailleurs, ce contexte de subduction oblique se traduit au sud de l'Équateur par la migration vers le nord d'un bloc (Amotape) durant le Crétacé, accompagnée d'une rotation horaire de 110° [Mourier et al., 1988]. Ce bloc poinçonne le CMR le long d'une suture jurassique selon une direction globalement E-W.

Ce complexe est constitué de roches basiques, ultrabasiques, et sédimentaires, soumises à des conditions métamorphiques de Haute-Pression (Éclogites, Amphibolite HP, et faciès Schiste Vert de rétromorphose). Très peu d'études ont été réalisées sur ce complexe. Un seul âge de 132 ± 5 Ma sur phengite de micaschiste HP par la méthode K-Ar a été déterminé [Feininger, 1980]. Les conditions métamorphiques de ces micaschistes ont récemment été décrites entre 15 et 20 kbars et une température maximum proche de 600° C. Celles des éclogites sont de l'ordre de 10-15 kbars pour des températures équivalentes [Gabriele et al., 1999]. Les données géochimiques montrent que les différentes lithologies du CMR représentent 3 groupes distincts principaux: (i) Les composants d'affinité N-MORB, (ii) les composants d'affinité E-MORB, (iii) les composants d'affinité sédimentaire [Arculus et al., 1999].

Le CMR est actuellement interprété comme un prisme d'accrétion dont la partie profonde aurait été exhumée lors de la migration vers le nord du bloc Amotape [Litherland et al., 1994]. Notre approche géochimique à partir des éléments traces et des isotopes va nous permettre de tester l'hypothèse du prisme d'accrétion en contraignant la nature des sources des différents composants du CMR. Notre étude géochronologique (méthode

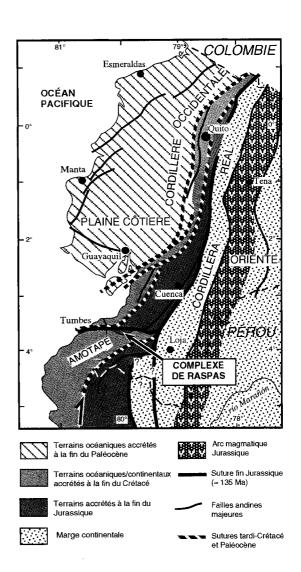


Fig. 1. – Carte géologique simplifiée de l'Équateur.

³⁹Ar-⁴⁰Ar) nous permettra de décrire d'une part les modalités d'exhumation de ces roches, et d'autre part d'intégrer cette exhumation dans l'évolution géodynamique de cette partie des Andes.

2. - NATURE DES SOURCES

La caractérisation des sources des différents composants du CMR a été réalisée à partir des éléments traces ainsi que les traceurs isotopiques du Sr, Nd, Pb, complétant les données précédentes [Arculus *et al.*, 1999]

L'ensemble de ces analyses est regroupé dans les figures 2, 3, 4, 5. Tous ces résultats permettent de déterminer 3 groupes dont les origines sont clairement distinctes.

1- Le premier groupe est constitué de métabasaltes, de métagabbros, et d'une serpentinite métamorphisés dans le faciès Amphibolite HP, parfois rétromorphosés dans le faciès Schiste Vert. Leur source se rapproche d'un pôle appauvri de type DMM. Les basaltes et gabbros montrent un spectre plat (fig. 2) affectés probablement par une faible circulation de fluides (enrichissement en Rb, Ba, Pb). Ils présentent les compositions isotopiques en Nd les plus élevées (εNd > 10) (fig. 4) et les compositions isotopiques en Pb les plus faibles

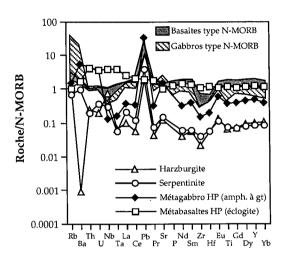


Fig. 2.— Abondances des éléments traces des roches basiques et ultrabasiques normalisées aux N-MORB d'après Sun et McDonough [1989].

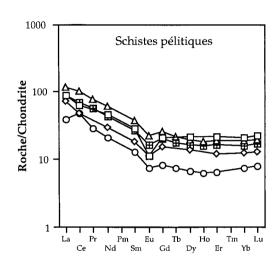


Fig.3.— Abondances des terrres rares des schistes pélitiques normalisés aux Chondrites [valeurs d'après Sun et McDonough 1989].

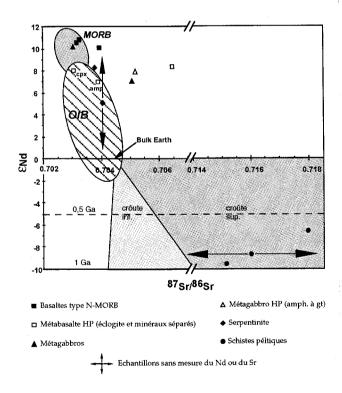


Fig. 4.— Diagramme de corrélation εNd versus ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr sur roches totales et minéraux séparés des différentes lithologies du CMR. Champs de la croûte continentale [d'après De Paolo et Wasserburg, 1979].

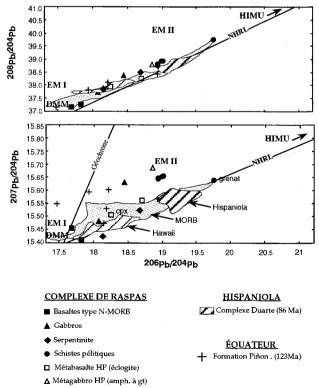


Fig. 5.— Diagramme de corrélation ²⁰⁸Pb—²⁰⁴Pb versus ²⁰⁶Pb—²⁰⁴Pb et ²⁰⁷Pb—²⁰⁴Pb versus ²⁰⁶Pb—²⁰⁴Pb des lithologies de Raspas. Les différents champs reportés sont ceux de Zindler et Hart [1984]. Les domaines d'Équateur et d'Hispaniola sont issus de Lapierre *et al.* [1999].

 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,5)$ (fig. 5). Il en est de même pour la serpentinite qui a la particularité d'avoir un spectre élargi en cloche typique d'une restite (fig. 2).

2- Le second groupe est constitué d'une éclogite (métabasalte), d'une amphibolite à grenat (métagabbro), d'un gabbro métamorphisé dans le faciès Amphibolite HP, et d'une serpentinite. Celle-ci est une restite présentant le même spectre que la serpentinite précédente (fig. 2).

Ces quatre échantillons ont des ɛNd compris entre 6 et 8,5 (fig. 4) caractéristiques d'une source enrichie, et des compositions isotopiques en Sr élevées, caractérisant une circulation de fluides importante. La comparaison de la compostion isotopique en Sr de la roche totale de l'éclogite avec celles de ses minéraux HP séparés montrent que la circulation de fluides est postérieure à l'épisode HP et qu'elle n'affecte que la roche totale. Les compositions isotopiques en Pb de ces échantillons montrent le même caractère enrichi que les isotopes du Nd, du Sr, ainsi que les éléments traces. L'amphibolite à grenat montre le caractère le plus enrichi, se rapprochant du pôle EM2 (Fig. 5).

Dans le cas de l'isotope du Pb (fig. 5), la comparaison de ces deux premiers groupes avec la formation de Piñon, décrite comme un plateau océanique et daté à 123 Ma [Lapierre *et al.*, 1999], montrent que les composants du CMR ont des sources similaires. Au contraire, le CMR est clairement distinct du plateau océanique d'Hispaniola de la plaque Caraïbe.

3- Le troisième groupe est caractérisé par les micaschistes à phengite-grenat. Leur normalisation aux chondrites montre un spectre classique de roche détritique dérivant d'une croûte continentale (fig. 3). Ces échantillons présentent des ENd compris entre -6 et -10 et des compositions isotopiques en Sr supérieures à

0,714 suggérant une source de croûte continentale supérieure dont l'âge serait au moins de 600 Ma (fig. 4). Ces métasédiments ont les compositions isotopiques du Pb les plus élevées (206 Pb/ 204 Pb > 18,8 ; 207 Pb/ 204 Pb > 15,6 ; 208 Pb/ 204 Pb > 38,5) se rapprochant d'un pôle continental (fig. 5).

3. - DATATIONS ³⁹AR-⁴⁰AR

Ces datations ont été effectuées sur des roches Haute-Pression. Les échantillons datés sont des amphiboles de l'éclogite, et des phengites de micaschistes.

Les âges obtenus sur les amphiboles de l'éclogite sont entre 112 et 114 Ma : l'âge de 114 Ma correspond à l'analyse de 80% de l'argon dégazé par le cristal, l'âge de 112 Ma correspond à l'analyse de tout l'argon dégazé par le cristal. Malgré l'absence d' « âge-plateau », ces deux âges sont bien corrélés entre eux et ont probablement une signification géologique.

Les âges obtenus sur les phengites de micaschistes HP sont de 128-129 Ma, avec un plateau sur 80% d'argon dégazé. Ceci est en accord avec l'âge K-Ar de 132 Ma (plus vieux mais ceci est dû aux artefacts de la méthode K-Ar) affecté d'une marge d'erreur plus importante (5 Ma contre 1,3 Ma pour la méthode Ar-Ar).

Si l'on admet une température de fermeture pour l'argon de ±500°C du système amphibole, et de ±400°C du sytème phengite, cela signifie que l'éclogite est passée sous l'isotherme 500°C postérieurement aux micaschistes qui ont passé l'isotherme 400°C. Ces roches ont donc été mise en contact tardivement, postérieurement au pic du métamorphisme.

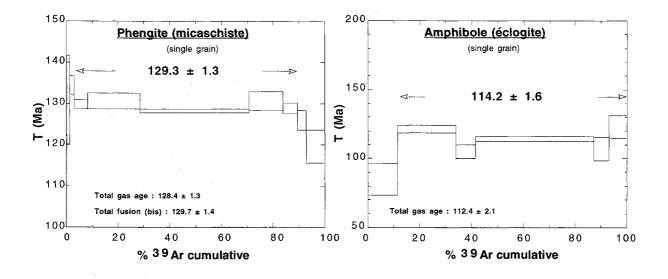


FIG. 6. - Datations Ar-Ar sur les roches HP du CMR (micaschiste et éclogite). Représentations en spectres d'âges.

5. - CONCLUSIONS

Le CMR est composé de trois groupes d'affinités et de sources distinctes :

- Les roches basiques et ultrabasiques d'affinité N-MORB dont la source est appauvrie, de type DMM;
- Les roches basiques et ultrabasiques d'affinité E-MORB, représentant probablement du plateau océanique similaire à celui qu'on trouve au nord de l'Équateur (formation de Piñon), dont la source enrichie se rapproche du pôle EM2;
- Les roches détritiques d'affinité continentale dont la source serait une croûte continentale supérieure âgée au moins de 600 Ma.

Ceci est en accord avec l'hypothèse selon laquelle le complexe métamorphique de Raspas serait un prisme d'accrétion mettant en contact tectonique des roches d'origines distinctes, antérieurement à l'enfouissement maximum de celles-ci. Leur juxtaposition est alors conservée jusqu'à l'exhumation et la mise en place du CMR.

Cependant, les données géochronologiques montrent que l'éclogite a été exhumée postérieurement aux micaschistes (114 Ma et 129 Ma respectivement). Ceci montre que ces roches ont été mise en contact posté-

- rieurement et non antérieurement au pic métamorphique, probablement lors de la migration vers le nord du bloc Amotape. Nous proposons donc que :
- 1- le CMR n'est pas un prisme d'accrétion dans ses conditions actuelles d'affleurement;
- 2- l'âge d'exhumation de l'éclogite (basalte de type E-MORB) à 114 Ma est en accord avec l'âge de formation du plateau océanique de la formation de Piñon à 123 Ma. Si leur source est identique, cela signifie qu'on a création de plateau océanique lors de la subduction de la plaque Pacifique sous la plaque sud-américaine.

La datation des éclogites et des micaschistes, la caractérisation par les outils géochimiques et isotopiques de la nature océanique des composants ignés et l'origine continentale des métasédiments apportent par ailleurs des contraintes dans l'évolution géodynamique de la marge équatorienne à la fin du Jurassique-début du Crétacé. Si on admet que le CMR appartient à la suture jurassique séparant les cordillères orientales et occidentales, ce plateau océanique implique la présence en bordure de marge andine d'un vaste domaine océanique complexe où se créait de la croûte normale, localement épaissie par des basaltes émis à l'aplomb d'un panache.

Références

- ARCULUS R. J., LAPIERRE H. & JAILLARD E. (1999). A geochemical window into subduction-accretion processes: the Raspas metamorphic complex. *Ecuador. Geology* (in press).
- DE PAOLO D.J. & WASSERBURG G.J. (1979). Inferences about magma sources and mantle structure from variations of 143Nd/144Nd. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 249-252.
- FEININGER T. (1980). Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. *Journ. of Petrology*, **21**, 107-140.
- GABRIELE P., BALLEVRE M., JAILLARD E. & HERNANDEZ J. (1999). –
 Decompression at decreasing temperature in eclogite-facies metapelites (El Oro metamorphic complex, SW-Ecuador): a record of fast exhumation rates. ISAG, Göttingen (Germany), oct. 1999, Extended Abstracts (volume à paraître).
- Lapierre H., Dupuis V., Bosch D., Polve M., Maury R.C., Hernandez J., Monie P., Yeghicheyan D., Jaillard E., Tardy M., Mercier de Lepinay B., Mamberti M., Desmet A., Keller F., & Senebier F. (1999). Multiple plume event

- in the genesis of the peri-Caribbean Cretaceous oceanic plateau province. *Journ. Geol. Research*, sous presse.
- LITHERLAND M., ASPDEN J.A. & JEMIELITA R.A. (1994). The metamorphic belt of Ecuador. Overseas Memoir of the British Geological Survey, 11, 76-80.
- MALFERE J.L., BOSCH D., LAPIERRE H., JAILLARD E., ARCULUS R., & MONIE P. (1999). The Raspas metamorphic complex (southern Ecuador): remnant of a late Jurassic-early Cretaceous accretionnary prism. Part II: Geochemical and isotopic constraints. ISAG, Göttingen (Germany), oct. 1999, Extended Abstracts volume, à paraître.
- MOURIER T., LAJ C., MEGARD F., ROPERCH P., MITOUARD P. & FARFAN MEDRANO A. (1988). An accreted continental terrane in northwestern Peru. Earth and Plan. Sc. Let., 88, 182-192.
- SUN S.S. & McDonough W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, in Magmatism in ocean basins, Geological Society of London, Special Publication, 42, 313-341.

Tuteurs: H. Lapierre, CNRS/UJF, E. Jaillard, IRD-Grenoble, P. Monié, D Bosch, Univ. Montpellier, Laboratoire d'accueil: LGCA, Grenoble

Structure des discontinuités des segments d'accrétion dans les bassins arrière-arc: exemple du Bassin Nord-Fidjien

Jean-Marie MAURIN

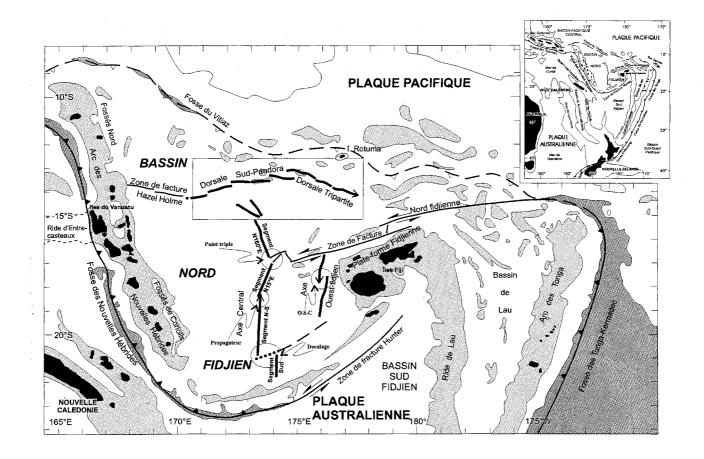


Fig. 1. - Localisation du Bassin Nord-Fidjien. Les traits gras correspondent aux axes d'accrétion. Dans les cercles sont situés les différentes discontinuités déjà connues le long des axes. Le rectangle correspond à la localisation des dorsales Sud Pandora et Tripartite visibles sur la figure 2.

Les systèmes d'accrétion des bassins arrière-arc sont caractérisés par des discontinuités de différentes formes. L'étude des structures de ces discontinuités est essentielle pour comprendre le processus de l'accrétion océanique de ces bassins.

Les discontinuités des dorsales des grands océans et les structures associées ont été décrites depuis les dix dernières années. Un classement a pu être effectué selon leurs morphostructures (longueur du décalage de l'axe, longueur des segments décalés...) et des relations entre ces structures et la vitesse d'ouverture de la ride ont pu être établies.

Pour étudier les morphologies des discontinuités des dorsales dans les bassins arrière-arc du sud-ouest Pacifique et en particulier dans le Bassin Nord-Fidjien, nous avons réalisé un modèle numérique de terrain (MNT) de la région considérée à partir des données de bathymétrie acquises en mer. La distance entre deux nœuds de la grille est de 100 m, correspondant à un bon compromis entre la densités de données et la résolution de l'image.

Les dorsales du Bassin Nord-Fidjien sont affectées par des discontinuités de différentes natures. Plusieurs études ont déjà été effectuées sur les dorsales du centre et de l'ouest du bassin montrant la diversité des discontinuités et permettant de mettre en évidence plusieurs réorganisations du système d'ouverture.

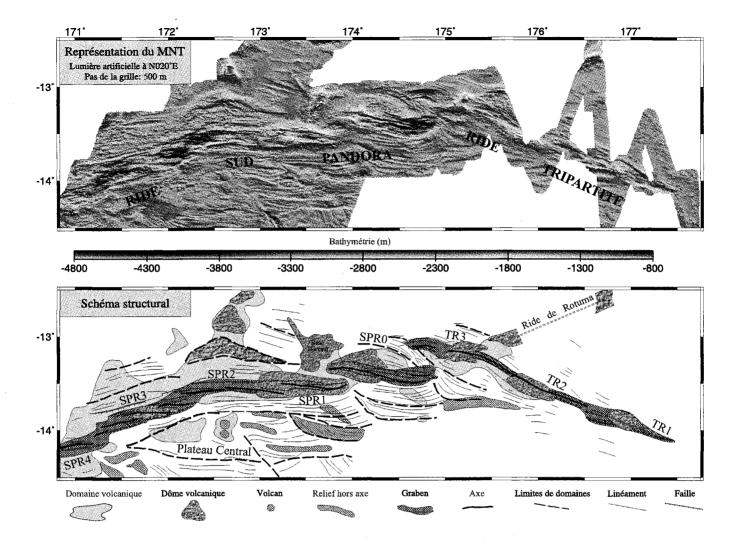


Fig. 2 – Représentation du Modèle Numérique de Terrain des dorsales Sud Pandora et Tripartite (en haut) et schéma structural de ces dorsales (en bas).

Les dorsales Sud Pandora et Tripartite, situées dans la partie nord de ce bassin, présentent plusieurs discontinuités qui ont fait l'objet d'une étude approfondie, dans le cadre de ce travail.

Nous avons focalisé notre étude sur trois d'entre elles.

Elles se présentent sous la forme d'un O.S.C (centre d'accrétion en recouvrement) impliquant deux grabens pour la première, d'un O.S.C impliquant deux rides pour la seconde et d'un décalage d'axe sans recouvrement du domaine axial pour la dernière. Les structures hors axe aux alentours de ces discontinuités nous renseignent sur leurs fonctionnements et permettent d'établir une chronologie relative des événements tectoniques ou magmatiques et de mettre en évidence différentes phases d'accrétion de la dorsale. Les structures associées

aux discontinuités nous renseignent sur l'orientation de l'ouverture des segments montrant une accrétion oblique malgré des linéations parallèles à l'axe.

Pour conclure, dans le Bassin Nord-Fidjien, on retrouve plusieurs sortes de discontinuités : des propagateurs, des O.S.C, un point triple, des décalages d'axe. Les O.S.C des dorsales Sud Pandora et Tripartite sont originaux dans le sens où ces structures typiques des dorsales rapides se développent dans un contexte d'ouverture ultra lent. De même, malgré une vitesse d'ouverture lente, on n'observe pas dans cette région de failles transformantes caractéristiques des dorsales lentes.

La vitesse d'ouverture responsable en grande partie de la morphologie des dorsales des grands océans, ne semble pas influencer de la même manière la forme des dorsales des bassins arrière-arc.

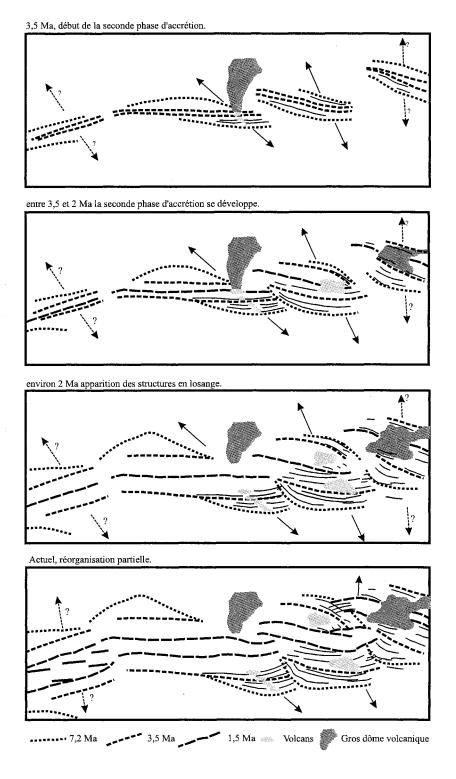


Fig. 3 – Schéma évolutif de l'ouverture des dorsales Sud Pandora et Tripartite.

Tuteur : E. Ruellan, CNRS, Géosciences Azur, UNSA, Sophia-Antipolis. Laboratoire d'accueil : Géosciences Azur, Sophia-Antipolis.

Analyse des traces de fission dans les apatites de quelques échantillons Galinaute et ODP 173 de la Marge de Galice

Bardhyl MUCEKU

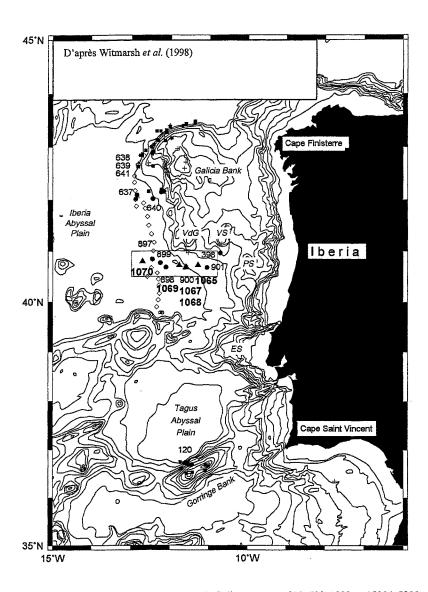


Fig. 1. – Carte bathymétrique de la marge de Galice (contours 200, 500, 1000, et 1500 à 5000 m). Sont représentés les sites DSDP/ODP en cercles pleins, leg 173 en triangles, échantillons prélevés par submersible en carrés, par dragage en croix et la ride de péridotites en losanges. VdG et VS sont les hauts-fonds Vasco de Gamma et Vigo, ES est la ride d'Estremadure.

1. - Introduction

Le rifting et l'accrétion océanique qui sont à l'origine de la formation des Marges continentales passives sont parmi les processus fondamentaux qui modèlent la Terre actuellement. La Marge Ibérique occidentale (fig. 1) est un site d'étude privilégié car le volcanisme associé et les sédiments qui la recouvre sont très maigres. La tectonique en extension (failles

normales fragiles en surface et ductiles en profondeur) ainsi que le métamorphisme et les processus hydrothermaux qui affectent la lithosphère sont plus accessibles. Elle est pour ces raisons l'une des marges les plus étudiées depuis près de 20 ans [missions Galinaute I et II en 1986 et 1995, forages ODP leg 103, 149 et 173 en 1988, 1993 et 1995]. Ces études antérieures ont apportés des données géochimiques, géochronologiques, structurales et métamorphiques sur les roches mantelliques [Boillot et al., 1985; Beslier et al. 1996 ; Seifert et al. 1996 ; Cornen et al. 1996] et sur des gabbros et dolérites issus de la fusion du manteau (Féraud et al. 1988; Schärer et al. 1996]. En revanche nous ne possédons que très peu de données sur l'évolution tectono-métamorphique de la croûte continentale affectée par l'extension. C'est dans le but de compléter nos connaissances des processus de l'extension lithosphérique que nous avons choisi d'étudier des échantillons provenant d'un niveau structural élevé dans la croûte continentale, granites et orthogneiss du Banc de Galice (fig. 2) et des échantillons provenant de la croûte inférieure cisaillée : les amphibolites 1067 de la PAI, ODP leg 173 (fig. 3).

2. - MÉTHODE DE DATATION

Nous avons effectué des datations par TF sur apatite pour dater les événements syn-rift qui affectent les granites du Banc de Galice et les amphibolites de la PAI, afin de contraindre les processus d'exhumation de la croûte continentale dans son ensemble mais aussi pour préciser le taux de propagation sud-nord de la déchirure continentale. Pour cette étude nous avons utilisé la

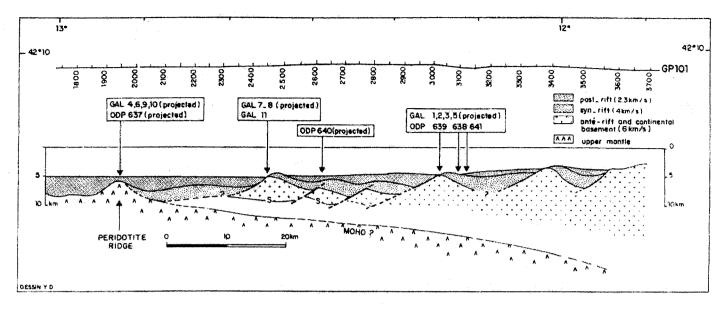


Fig. 2. - Coupe synthétique E-W du Banc de Galice avec les localisation des plongées Galinaute I [d'après Boillot et al., 1985].

technique de datation dite du détecteur externe, pour laquelle on date individuellement plusieurs cristaux d'une même espèce minérale. Nous avons travaillé sur des apatites obtenues selon les méthodes classiques de séparation minérales (broyage, tamisage, flottaison/ sédimentation dans des liquides de densités variées).

Afin de comprendre l'histoire thermique d'un minéral et donc de la roche qui le contient il est indispensable de compléter la mesure d'âge apparent TF par une détermination de la distribution des longueurs révélables totales des traces fossiles.

La distribution des longueurs de traces confinées dans les apatites d'une roche métamorphique ou plutonique actuellement en surface reflétera son histoire t-T de la ZRP (fig. 4) et la durée relative passée dans la ZRP et la ZST. La figure 3 illustre trois exemples typiques d'évolution :

- La courbe I représente le cas de roches volcaniques ou rapidement dénudées qui ont subi un refroidissement très rapide après leur mise en place. Le temps passé dans le ZRP est bref, la longueur moyenne des traces fossiles est élevées > 14,5 μm et la déviation standard est inférieure à 1 μm.
- La courbe II correspond à un taux de refroidissement linéaire avec le temps. La longueur moyenne des traces est plus courte (± 13 μm) et la déviation standard est comprise entre 1 et 1,9 μm (le minéral a passé un temps plus long dans la ZRP).

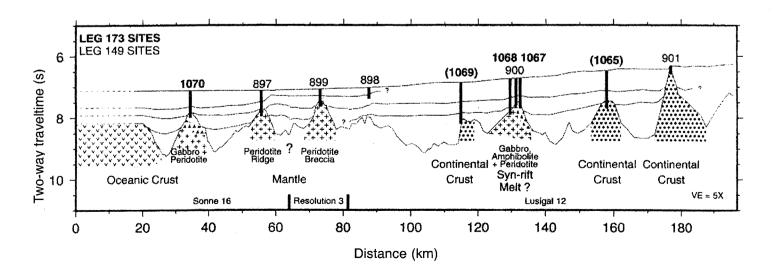


Fig. 3. – Coupe E-W composite montrant la position des forages des legs 149 et 173. Les sites entre parenthèses sont légèrement à l'écart du profil. Les triangles représentent les gabbros et amphibolites, les croix représentent les péridotites [d'après Withmarsh et al., 1988].

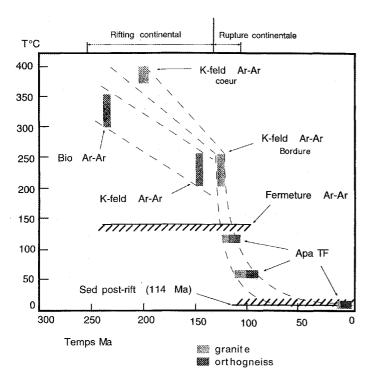


Fig. 4. – Trois différents types de parcours temps-température avec les formes des distributions des longueurs confinées correspondantes. L'histogramme 1 correspond au parcours I : refroidissement rapide, l'histogramme 2 correspond au parcours II : refroidissement monotone et progressif, l'histogramme 3 correspond à une histoire thermique plus complexe de type III, [d'après Dimitru, 1989].

La courbe III illustre un parcours plus complexe d'un refroidissement suivi d'un réchauffement (excursion thermique) modéré. On a alors une distribution bimodale des longueurs de traces, la longueur moyenne pouvant s'abaisser jusqu'à 12 µm et la déviation standard atteindre 3 µm.

Les datations que nous avons obtenues sont synthétisées dans les tableaux 1 et 2. Dans ces derniers, n est le nombre de grains datés, ρ_s , ρ_i , N_s et N_i sont respectivement les densités, et le nombre de traces fossiles (s) et induites (i). Les 2 paramètres de dispersion sont $P(\chi^2)$ probabilité d'une valeur de χ² pour n-1 degré de liberté. Si ce paramètre est supérieur 5% on admet qu'il n'y a qu'une population d'âges parmi les grains datés. E.T. est l'écart type de la distribution des âges individuels des grains datés. Si ce paramètre est inférieur à 15% on admet qu'il n'y a qu'une population

d'âges. L, s ;d ; et N_L sont respectivement la longueur moyenne des traces confinées, l'écart type de sa distribution de longueur et le nombre de trace mesurées.

3. - Discussion

Les échantillons de socle cristallin du Banc de Galice appartiennent à la chaîne Hercynienne dont l'histoire tectono-métamorphique s'est achevée vers -280 Ma. Les âges centraux de 90 et 100 Ma (tableau 1) suggèrent un début d'enregistrement des traces postérieur à l'histoire Hercynienne. Les longueurs confinées moyennes (< 13 mm) montrent qu'une partie des traces a été thermiquement altérée et que les âges centraux n'ont pas de signification directe mais sont des âges minimum d'enregistrement des traces. Les optimisations de Gallagher [1995] proposent des débuts d'enregistrement (refroidissement en dessous de 120°C) vers 125-128 Ma pour les granites et 108-119 Ma pour les orthogneiss. De plus les optimisations révèlent une fin de refroidissement pour les granites et orthogneiss vers 100+/-5 Ma. Cet âge est concordant à légèrement postérieur à l'âge biostratigraphique des sédiments post-rift (114 Ma). On peut

Echantillon	n	$ ho_s$ 10^5 t/cm^2 (N_f)	ρ _i 10 ⁵ t/cm ² (N _i)	ρ _m 10 ⁵ t/cm ² (N _f)		ersion E. T. %	Age Ma±1σ	Obs	L ± 1 s.d. μm (N _L)
			<u>G</u> /	LINAUT	EI (19	<u> (86)</u>			
86 08 07 08	34	9,526 (2915)	6,660 (2038)	4,250 (11212)	40	6 .	100,9 ± 2,8	1	13,02 ± 2,16 (124)
	35	9,571 (2657)	7,063 (1961)	4,250 (11212)	13	11	97.0 ± 2.3 98.9 ± 1.9	_	$13,57 \pm 1,07$ (127)
86 08 08 07	33 35	(3300)	7,540 (2554) 7,977 (2363)	4,470 (5912) 4,470 (5912)	78 >99	<1 <1	96.1 ± 2.7 96.1 ± 2.7 96.1 ± 1.9	2	13,36 ± 1,54 (120) 13,65 ± 1,34 (139)
			<u>G</u> A	LINAUT	<u>E II (1</u>	995)			
95 26 05	34	9,745 (2625)	4,505 (1751)	4,470 (5912)	97	<Ì	112,5 ± 3,2	2	$ \begin{array}{c c} 13,91 \pm 1,01 \\ (145) \\ 13,38 \pm 1,78 \\ (145) \end{array} $
95 27 03	29 29	(3476)	10,578 (2094) 12,611 (2186	4,239 (11212) 4,250 (5627)	61 71	5,8 1,3	108,7 ± 2,9	2	12,78 ± 2,13 (150) 13,41 ± 1,45 (138)
							108,7 ± 1,9		

TABLEAU 1. - Échantillons GALINAUTE : Analyses traces de fission, données analytiques.

Echant.	n	ρ_s	ρ_i	$\rho_{\rm m}$ $10^5 \rm t/cm^2$ $(N_{\rm m})$	Dispersion		Age	$L \pm 1$ s.d.	Obs
		105 t/cm2	105 t/cm2		P(χ²) %	E. T. %	Ma±1σ	μm (N _L)	
		(N _s)	(N_i)						
Cores 13 16	20	4,891	3,149	3,470	66	<1	74,5 ± 4,9		1
		(856)	(551)	(11014)					
	20	0,989	0,640	3,470	>99	<1	$75,9 \pm 4,5$	$12,77 \pm 1,52$	2
		(640)	(414)	(11014)				(141)	
		` '				•	$75,0 \pm 2,9$		
Cores 18 19	20	3,620	2,472	3,470	97	<1	$70,0 \pm 4$		1
		(451)	(308)	(11014)					
	20	0,598	0,486	3,470	>99	<1	$60,4 \pm 4$	$11,72 \pm 2,27$	2
		(344)	(280)	(11014)				(152)	
	12	5,876	4,613	3,470	>99	<1	$63,5 \pm 4,2$		3
		(270)	(212)	(11014)					
							$64,6 \pm 2,3$		
Cores 20 23	32	4,292	3,962	3,470	76	1	52.0 ± 2.6		1
	34	(1146)	(1058)	(11014)		•	,-		
	27	4,306	3,908	3,470	97	<1	52.9 ± 2.7		1
	~.	(986)	(895)	(11014)					
	31	0,726	0,776	3,470	>99	<1	$46,1 \pm 2,7$	$12,4 \pm 1,89$	2
	-	(703)	(751)	(11014)				(163)	
		. ,	. ,				50.3 ± 1.5	-	

TABLEAU 2. - Échantillons ODP leg 173: Analyses traces de fission, données analytiques.

donc admettre que l'histoire du refroidissement entre 120 et 5-10°C pourrait s'être produit pendant le rifting Crétacé dans l'intervalle 140-114Ma. Cette histoire serait liée à la tectonisation et à l'érosion des blocs basculés d'origine continentale de l'OCT.

Les âges centraux des échantillons ODP du leg 173, sont nettement plus jeunes, se situant entre 50 et 75 Ma

(Tableau 2). La distribution des traces confinées montrent des longueurs très faibles et des écarts types plus élevés (1,5 à 2,26 μm) que pour les granites. Cependant des résultats préliminaires obtenus à partir des optimisations de Gallagher suggèrent un début d'enregistrement des traces vers 120 Ma pour les amphibolites localisées au sommet du trou de forage.

4. - Conclusion

Sur la figure 4 nous avons reporté les datations par TF que nous avons faites sur les échantillons du Banc de Galice et les données Ar/Ar obtenues par Desmurs [1997]. Ces données géochronologiques montrent que la croûte continentale à enregistré les processus d'extension qui se caractérisent par une évolution en 2 temps : une étape de refroidissement lent lié au stade de rif-

ting continental, puis une étape de refroidissement brutal qui correspond à la rupture continentale entre 122 et 110 Ma. En revanche les données TF obtenues sur les amphibolites de la PAI sont incompatibles avec l'histoire du rifting et semblent avoir été postérieurement perturbées par des circulations de fluides hydrothermaux.

Références

- Beslier M.-O., Girardeau J. & Cornen G. (1996) Tectono-metamorphic evolution of peridotites from the OCT of the Iberia Abyssal Plaine, *Proc. ODP Sci. Results*, **149**, 397-421.
- BOILLOT G., COMAS M. C., GIRARDEAU J., KORNPROBST J., LOREAU J. P., MALOD J., MOUGENOT D. & MOULLADE M. (1985). Preliminary results of the Galinaute I cruise: dives of the submersible Nautile on the Western Galicia Margin (Spain).
- CORNEN G., GIRARDEAU J. & BESLIER M.-O., (1996). Petrology of mafic rocks cored in the Iberia Abyssal Plain in: Whitmarsh B. Sawyer D.S. Klaus A. and Masson D.G. *Proc. ODP Sci. Results*, **149**, 377-395.
- DESMURS L. (1997) -Étude pétrologique et géochronologique de la croûte continentale de la marge de Galice, Mémoire de DEA, Université Grenoble, 28p.

- Feraud G., Beslier M.-O., & Boillot G., (1988). Datation Ar/Ar de la mise en place des péridotites bordant la marge de Galice (Espagne). C. R Acad. Sci. Paris. 307, 49-55.
- Gallagher K., Hawkesworth C. J. & Mantovani M. (1995). –
 Denudation FT analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. J. South. Amer. Earth. Sci. 8, 65-77.
- Schärrer U., Kornprobst J., Beslier M.-O. Boillot G., Girardeau J. (1996). Gabbro and related rocks emplacement beneath rifting continental crust: U-Pb geochronological and geochemical constraints for the Galicia Passive Margin (Spain). Earth Planetary Science. Letters 130, 187-200.

La rotation post-Hercynienne de la Corse : Étude paléomagnétique et pétrologique

Frédéric OLLAGNIER

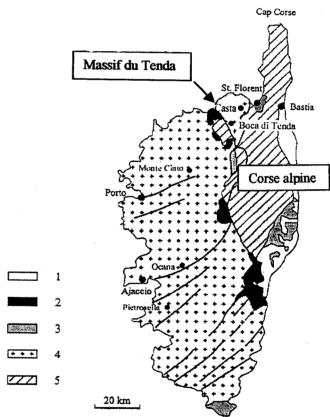
Une étude paléomagnétique a été menée sur vingt-six dykes permiens des régions du Tenda, du Monte Cinto et d'Ajaccio situées en Corse, afin de détecter une possible rotation du massif du Tenda ainsi que déterminer où et comment placer la différence d'angle de rotation du massif du Tenda ainsi que déterminer où et comment placer la différence d'angle de rotation de la Corse du Nord par rapport à la Corse du Sud.

La direction Permienne obtenue pour la région d'Ajaccio (D = 176,4° / I = - 28,3°) indique une rotation anti-horaire de 30° de la Corse centrale par rapport à l'Europe stable. Ces données impliquent qu'il n'existe pas de rotation relative, mis à part le Tenda, entre le Nord de la Corse et la Corse centrale, et que 30° de rotation anti-horaire séparent la région d'Ajaccio de celle des bouches de Bonifacio.

Dix sites du Tenda indiquent une direction tertiaire, antérieure à la rotation corse, de $D = 37,4^{\circ}/I = 62,3^{\circ}$ tandis que huit sites de la région d'Ajaccio montrent une direction de $D = 339,8^{\circ}$: $I = 63^{\circ}6$. Une étude pétrologique démontrant que les roches de même âge échantillonnées sont de la même génération nous a permis de comparer ces deux valeurs.

La rotation horaire du Tenda par rapport à la Corse est prouvée bien que l'angle ne soit pas précis. Ce résultat est une forte indication pour estimer que le Tenda n'est pas une fenêtre de socle comme cela est souvent interprété.





- 1 = Plio-Quaternaire
- 2 = Éocène tardif
- 3 = Miocène
- 4 = Corse Hercynienne
- 5 = Ophiolites et « Schistes lustrés »

Fig. 1. – Carte géologique simplifiée et régions d'échantillonnage [d'après Jakni *et al.*, modifiée]

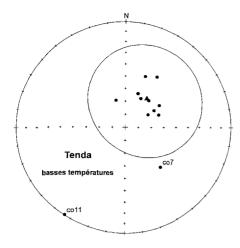


Fig. 1. – Diagramme stéréographique des directions de basses températures des échantillons du massif du Tenda.

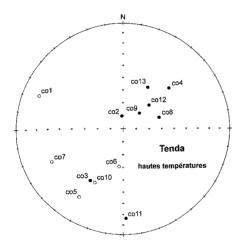


Fig. 2. – Diagramme stéréographique des directions de hautes températures des échantillons du massif du Tenda.

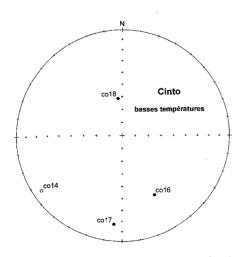


Fig. 3. – Diagramme stéréographique des directions de basses températures des échantillons du Monte Cinto.

Les symboles noirs et blanc correspondent respectivement à des projections dans les hémisphères inférieur et supérieur.

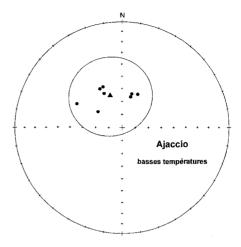


FIG. 4. – Diagramme stéréographique des directions de basses températures des échantillons de la région d'Ajaccio.

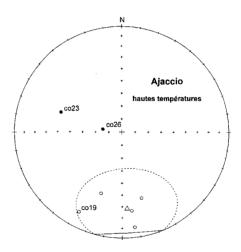


Fig. 5. – Diagramme stéréographique des directions de hautes températures des échantillons de la région d'Ajaccio.

Tuteur : P. ROCHETTE, CEREGE Univ. Aix -Marseille. Laboratoire d'accueil : CEREGE/Université Aix-Marseille.

Les relations entre les faciès carbonatés et les propriétés pétrophysiques

Nicolas SHIRTLIFFE

RESUME. - Dans le but d'améliorer la modélisation dynamique des réservoirs carbonatés, il est indispensable de pouvoir apprécier la perméabilité au sein des différents faciès constituant le réservoir. La méthode utilisée dans cette étude est celle développée par Lucia et al. [1983] au sein du Bureau of Economic Geology (B.E.G.). Cette dernière relie une texture de faciès décrite selon la classification de Dunham, à une estimation de la perméabilité à partir de la porosité interparticulaire.

L'étude s'est portée sur deux réservoirs carbonatés (deux puits) d'âges et d'histoires diagénétiques différentes : l'un dans le bassin de Paris (puits BASPAR), constitué par des grainstones-packstones à ooïdes et péloïdes datés du Dogger : l'autre en Angola (ANGO), dans des dolomies à ooïdes et oncoïdes datées de l'Albien.

Cette étude a permis de montrer que dans le réservoir ayant subi l'histoire diagénétique la plus simple, à savoir le bassin de Paris, l'estimation de la perméabilité à partir du pourcentage de porosité interparticulaire est correcte pour 85% des échantillons étudiés. En revanche, en ce qui concerne le réservoir d'Angola, les résultats sont très médiocres puisque l'on peut estimer correctement la mesure de la perméabilité pour 55% des échantillons seulement. On a pu montrer que la prédiction de la perméabilité dans les réservoirs carbonatés est tributaire de l'histoire diagénétique subie par ces derniers, et que plus cette histoire est compliquée plus la prédiction de la perméabilité devient aléatoire.

1 - Introduction et méthode utilisée

La méthode proposée par Lucia et al. [1983] est basée sur le concept que la perméabilité d'un faciès carbonaté est directement fonction de sa texture initiale de dépôt (décrite selon la classification de Dunham), du pourcentage de porosité interparticulaire et de la taille des cristaux dans le cas des faciès intensément dolomitisés. L'auteur a donc élaboré trois classes pétrophysiques regroupant les différents types de faciès que l'on peut rencontrer dans les environnements carbonatés (fig.1A). À chaque classe pétrophysique (1, 2 ou 3), Lucia et al. [1983] ont associé un champ de porosité et de perméabilité spécifique (fig. 1B), et pour chacune de ces classes pétrophysiques, ils ont déterminé une loi porosité interparticulaire/perméabilité empirique permettant de prédire la valeur de la perméabilité à partir de la mesure de la porosité interparticulaire effectuée sur lame mince par comptage de points.

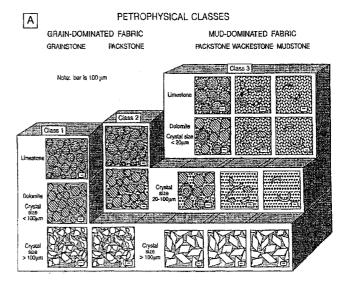
Pour la classe pétrophysique 1 par exemple, il convient d'appliquer la formule suivante :

 $K_{\text{(perméabilité)}} = (45 \text{ x } 10^8) \text{ x } [\phi \text{ip}]^{8.537}$

avec \$\phi\$ ip : porosité interparticulaire (fract)

1.1. Les différents types de porosité observés

Il existe deux grands types de porosité : la porosité interparticulaire et la porosité vacuolaire (vacuoles de dissolution ou porosité fissurale).



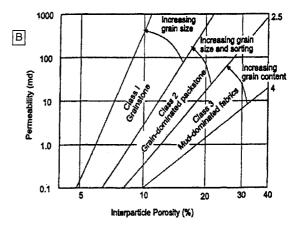


Fig. 1.- A : l'élaboration des classes pétrophysiques à partir des textures de dépôt ; B : les champs de porosité/perméabilité des différentes classes pétrophysiques [d'après Lucia et al., 1983].

Selon Lucia et al. [1983], seule la porosité interparticulaire (intergranulaire et/ou intercristalline) participe à la mesure de la perméabilité effectuée sur l'échantillon (plug). En ce qui concerne la porosité vacuolaire (vuggy porosity), cette dernière ne constituerait que des zones de stockage des fluides et ne participerait que secondairement à cette mesure de la perméabilité. En effet, ces pores sont interconnectés par l'intermédiaire de la matrice et donc par la porosité interparticulaire, qui joue en quelque sorte le rôle de facteur limitant quant à la mesure de la perméabilité.

1.2. Données disponibles

La mesure de la porosité totale de l'échantillon est effectuée sur les plugs prélevés sur les carottes, grâce à un porosimètre à mercure. La perméabilité est mesurée sur ces plugs par un perméamètre à air. A ces mesures pétrophysiques faites en laboratoire sont comparées les mesures de porosité effectuées à partir de l'examen microscopique des lames minces, et ce par la méthode du comptage de points. Pour chaque échantillon, nous disposons ainsi de la mesure de la perméabilité et de la porosité interparticulaire. Pour comparer avec les résultats obtenus par l'auteur, il faut reporter dans un diagramme log-log la perméabilité en fonction de la porosité interparticulaire.

2. – LES RÉSULTATS POUR LE PUITS BASPAR (BASSIN DE PARIS)

Dans ce puits, les faciès rencontrés correspondent essentiellement à des grainstones-packstones à

ooïdes et péloïdes, appartenant donc aux classes pétrophysiques 1 et 2 établies par Lucia et al. [1983] (fig. 1A).

La diagenèse subie par ces faciès est relativement simple, à savoir que l'on peut observer une première phase de cimentation précoce (ciment frangeant) assez bien développée et qui a permis une bonne conservation de l'espace poreux intergranulaire initial. Puis la poronécrose du réservoir se poursuit par une phase de cimentation calcitique (mosaïque drusique) plus ou moins intense mais laissant apparaître tout de même une porosité intergranulaire résiduelle.

Les différentes phases de dissolution suivent immédiatement les cimentations précédemment citées, et leur intensité reste limitée. On rencontre ainsi des dissolutions de grains constituant alors la majorité de la porosité vacuolaire observable.

2.1. Le report des mesures dans les diagrammes perméabilité en fonction de la porosité interparticulaire

Sur ce diagramme, on observe la dispersion des mesures dans le champ porosité/perméabilité des classes 1 et 2 (fig. 2). Dans 85% des cas, cette disposition est en accord avec celle prévue lors de l'examen microscopique des lames minces, à savoir soit des grainstones (classe 1) soit des grain-dominated packstones (classe 2). Pour ces faciès (85% des cas), on est donc capable, grâce aux lois énoncées par Lucia et al. [1983], d'estimer leur perméabilité avec une précision acceptable. En revanche, il subsiste un certain nombre d'échantillons (15%) pour lesquels la prédictibilité de la perméabilité est faussée, pour plusieurs raisons :

- une compaction importante aboutissant à un tassement des grains ainsi que la création d'éventuels

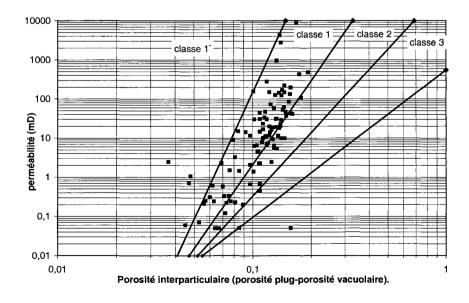


FIG. 2. - Diagramme perméabilité en fonction de la porosité interparticulaire pour tous les faciès du puits BASPAR.

contacts intergranulaires stylolithiques. Cette compaction a pour effet de changer le type et le nombre d'interconnexion entre les différents espaces poreux.

- une cimentation calcitique trop intense, aboutissant à l'occlusion plus ou moins complète des espaces poreux intergranulaires résiduels. Cette cimentation fausse l'estimation que l'on peut faire de la perméabilité à partir uniquement de la porosité interparticulaire présente dans l'échantillon.
- une cimentation dolomitique tardive, qui peut, pour quelques faciès contribuer, à une mauvaise estimation de leur perméabilité.
- la présence de fissures dans des faciès très peu poreux. En effet, l'estimation de la perméabilité uniquement à partir de la porosité interparticulaire sans tenir compte de ces fissures est bien évidemment érronée, puisque ces fissures, même celles de faible ouverture, contribuent directement à la mesure de la perméabilité.

2.2. Conclusion

La méthode développée par Lucia *et al.* [1983] semble donner des résultats satisfaisants dans ces types de faciès (85% de réussite), mais montre aussi en partie ses limites. En effet, on peut constater que dès que le faciès est affecté par une diagenèse un peu plus compliquée (cimentation trop importante, compaction intense, ou fissuration), la prédiction de la perméabilité n'est plus correcte.

3. Les résultats pour le puits ANGO (Angola)

Dans ce puits, les faciès rencontrés sont essentiellement des grainstones-packstones à ooïdes et oncoïdes ayant subi plusieurs phases successives de dolomitisation. L'intensité de cette dolomitisation est telle qu'il est difficile de discerner la texture originelle du faciès. Cette recristallisation par des cristaux de dolomie dont les tailles sont souvent supérieures à 100 µm, implique que ces faciès appartiennent essentiellement à la classe pétrophysique 1 établie par Lucia et al. [1983]. La diagenèse subie par ces faciès est très complexe. En effet, on observe de multiples phases de dissolution/recristallisation. De plus, dans ces échantillons, l'histoire diagénétique tardive est très marquée comme l'attestent les importantes phases de cimentation calcitique et d'anhydrite, ou bien encore la présence de microfissures ouvertes.

3.1. Le report des mesures dans les diagrammes perméabilité en fonction de la porosité interparticulaire

Contrairement au résultat escompté, les mesures ne sont pas clairement distribuées au sein de la classe pétrophysique 1 (CP 1). En effet, même si une partie des mesures (55%) s'intègre correctement dans cette CP 1, beaucoup sont disposées à droite de la classe 1 (fig. 3). Une telle dispersion des mesures représente en fait un échec de cette méthode car l'on ne dispose d'aucun moyen pour estimer la perméabilité des échantillons. On doit donc chercher à comprendre cette disposition en

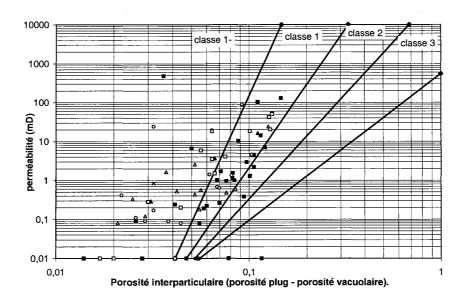


Fig. 3. – Diagramme perméabilité en fonction de la porosité interparticulaire pour les différents faciès du puits BASPAR. Faciès F4a2 : carrés noirs ; faciès F4a : triangles noires : faciès F4b1 : croix noir ; faciès F2b : triangles blancs ; faciès F3b : cercles noirs ; faciès F3c : carrés blancs.

étudiant de façon systématique toutes les lames minces correspondantes, et tenter de discerner les principales causes d'échecs de la méthode dans ces faciès dolomitiques de l'Angola.

3.2. Les différents facteurs d'échecs (45% des échantillons)

Le principal facteur d'échec est lié au fait que l'on n'a pas tenu compte de la porosité vacuolaire pour expliquer la perméabilité mesurée (fig. 4). En effet, dans certain faciès, il paraît évident que ce type de porosité y contribue. On a donc pu établir une correction à appliquer à la méthode, nous permettant ainsi d'obtenir un plus grand nombre de faciès dans la CP 1 escomptée. Une fois cette correction effectuée, il ne subsiste alors que 25% d'échecs (fig. 5). Le pourcentage de pores vacuolaires (x) susceptible de participer à la perméabilité a été déterminé de manière empirique. Il est variable selon le faciès observé et selon le pourcentage de porosité interparticulaire présent dans ce dernier. Ensuite, il suffit de faire intervenir ce pourcentage (x) dans la formule proposée par Lucia et al. [1983]:

 $K_{\text{(perm\'eabilit\'e)}} = (45 \text{ x } 10^8) \text{ x } [\phi \text{ip} + \text{x} \phi \text{vacuolaire}]^{8.537}$ avec x : % de pores vacuolaires

Un second facteur d'échec important est celui des cimentations pour lequel aucune amélioration de la méthode n'a pu être proposée. Ces cimentations tardives

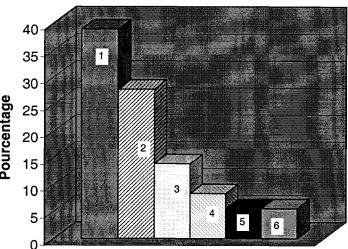


Fig. 4. – Les différentes causes d'échec de la méthode pour le puits ANGO (Angola). (1) intervention de la porosité vacuolaire ; (2) cimentations ; (3) perméabilité trop faible ; (4) inexplicable ; (5) diagenèse complexe ; (6) microfissures.

(calcite ou anhydrite) sont très fréquentes et perturbent les propriétés pétrophysiques des échantillons de manière difficilement prédictible quantitativement. En revanche, qualitativement, on constate que cette poronécrose implique une réduction de la perméabilité moins forte que dans le cas d'une simple perte de porosité. Ceci pourrait être lié au fait que ces cimentations ne sont pas homogènes sur toute la lame et qu'elles permettent tout de même une certaine mobilité des fluides.

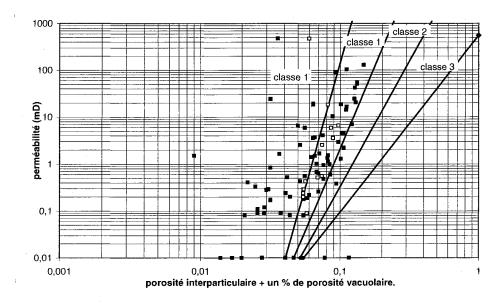


Fig. 5. – Évolution des échantillons avec ajout d'un certain pourcentage de porosité vacuolaire pour tous les faciès du puits ANGO (Angola). En noir, disposition des échantillons lorsque l'on ne prend en compte que la porosité interparticulaire; en blanc disposition si l'on ajoute un certain pourcentage de porosité vacuolaire.

Enfin, une histoire diagénétique complexe représente aussi un facteur important d'échec. En effet, pour certain échantillons, on ne peut pas apprécier l'influence des différents événements diagénétiques ayant affecté la roche. La succession (et l'imbrication) dans le temps de phénomènes tels que des cimentations tardives, des stylolitisations et des fissurations peut aboutir à des propriétés pétrophysiques qu'il est bien délicat de pouvoir prédire, et pour lesquelles aucune loi ne pourra être s'appliquer.

3.3. Conclusion

Dans ces faciès dolomitiques de l'Angola, nous avons montré quelles sont les limites d'application de la méthode développée par Lucia et al. [1983]. En effet, malgré les améliorations apportées à cette méthode, on constate qu'elle est assez mal adaptée à de tels environnements diagénétiquement très complexes.

4. - CONCLUSION

La méthode développée par Lucia et al. [1983] est intéressante car elle offre de nouvelles perspectives quant à la prédiction de la perméabilité au sein des réservoirs carbonatés. De plus, même s'il elle nécessite une certaine expérience pour bien appréhender les différents espaces poreux, elle reste tout de même assez facile à mettre en oeuvre et permet, après un examen assez rapide des lames minces, de pouvoir estimer leur perméabilité.

Mais cette méthode, basée sur un concept simple, ne semble s'appliquer correctement que dans des réservoirs ayant subi une histoire diagénétique relativement simple. En effet, lorsque cette histoire est longue est complexe, comme pour les dolomies de l'Angola, la prédiction de la perméabilité, uniquement à partir de la porosité interparticulaire, semble difficilement envisageable.

Références

ARCHIE G. E. (1952). – Classification of carbonate reservoir rocks and petrophysical consideration. *AAPG Bulletin*, **36**, 2, 278-298.

B.E.G. RCRLCS. Project summaries and slides sets for 1997 and 1998

CHOQUETTE P. W. & PRAY L. C. (1970). – Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **54**, 2, 207-250.

Lucia J. (1983). – Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space. *Journal of Petroleum Techn.*, 626-637.

Lucia & J. & Conti D. C. (1987). – Rock-fabric permeability, and log relationships in upward-shoaling vuggy carbonate sequence. *B.E.G.*, *geological circular* 87-5.

LUCIA J., KERANS C. & SENGER R. K. (1992. – Defining flow units in dolomitized carbonate ramp reservoirs. *SPE24702*, 399-406.

LUCIA J. (1995). – Rock-Fabric/petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterisation. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **79**, 9, 1275-1300.

LUCIA J. (1998). – Classifying carbonate pore space from thin section and procedure for estimating permeability using the rock-fabric method. B.E.G. RCRLCS, Austin.

LUCIA J. (1999). – Presentation handout material: rock-fabric, petrophysical property, wireline-log material. *B.E.G.*, Austin.

WANG F. P. & LUCIA J. (1993). – Comparison of empirical models for calculating the vuggy porosity and cementation exponent of carbonates from log response. *B.E.G.*, geological circular **93**-4.

Tuteurs: A. ARNAUD, CNRS/UJF, Grenoble, G. MASSONNAT, M. REBELLE (ELF Exploration/production, C.S.T. Jean Féger), Pau. Laboratoire d'accueil: Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, Grenoble.

Pétrologie, géochimie et origine du magmatisme Mésozoïque de la péninsule Byers (île Livingston, Shetland du Sud, Antarctique)

Stéphanie TOURON

1. - Introduction

Les Shetlands du Sud correspondent à un archipel de 450 km de long comprenant une douzaine d'îles (fig. 1). Celles-ci sont situées à environ 100 km au nord-ouest de la péninsule Antarctique, dont elles sont séparées par le détroit de Bransfield. Dans la péninsule Byers, située à l'extrémité occidentale de l'île Livingston s'observe un magmatisme d'arc fini-Jurassique à Tertiaire, mis en place sur une croûte continentale. Sur le terrain, différentes manifestations magmatiques peuvent être distinguées.

Une phase Jurassique supérieur-Crétacé inférieur de mise en place de sills et d'intrusions plus volumineuses,

souvent stratifiées, dans des sédiments marins (calcaires et turbidites) non-consolidés.

Au Barrémien (110 Ma), la Péninsule Byers émerge progressivement et la sédimentation devient continentale. Un épisode ignimbritique, responsable de la silicification de troncs, est synchrone de ces dépôts continentaux. Deux faciès sont plus particulièrement représentés: des tufs de couleur claire et un vitrophyre riche en fiammes et en xénolites. A ces ignimbrites sont associés des dômes andésitiques qui forment les points culminants de la péninsule.

Le magmatisme Crétacé supérieur est représenté par des culots volcaniques et des sills associés. Les manifestations les plus récentes correspondant à des coulées aériennes prismées pourraient être tertiaires.

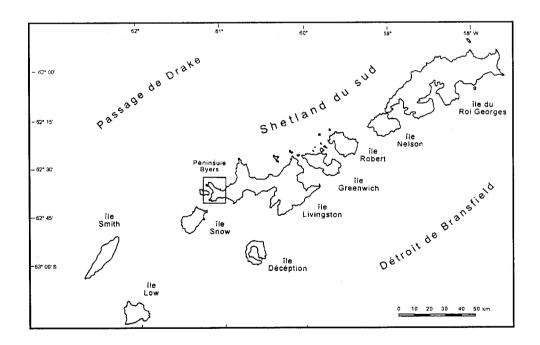


Fig. 1. - Carte de localisation.

2. – PÉTRO-GÉOCHIMIE

Au niveau géochimique, toutes les laves de la péninsule Byers présentent des anomalies négatives en Nb et en Ta (fig. 2).

Parmi les laves du Crétacé inférieur un basalte (98-10) se distingue par sa richesse en phénocristaux de

clinopyroxènes (augite). De l'orthopyroxène est présent dans la mésostase ainsi que des plagioclases (bytownite). Ce basalte est relativement riche en Cr (572 ppm). Les basaltes et andésites basaltiques (98-17, 98-27, 98-29, 98-30 et 98-34) sont constitués par l'association clinopyroxènes – orthopyroxènes et des plagioclases (bytownite à andésine). Dans les termes basaltiques l'olivine est complètement transformée.

D'un point de vue géochimique, ces laves montrent (fig. 2) un enrichissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux rares lourdes (HREE) avec des rapports (La/Yb)_N compris entre 3,3 et 3,7. Sur les spectres multi-éléments il n'y a pas d'anomalies en Zr et en Hf, sauf pour 98-10, mais s'observent par contre une anomalie négative en Ti et un pic positif en P ainsi qu'en Pb. Ces caractéristiques pétro-géochimiques permettent d'affirmer que ces laves appartiennent à une série calco-alcaline.

Le vitrophyre ignimbritique possède également une association minéralogique typique de série calco-alcaline (clino-pyroxènes, orthopyroxènes, plagioclase). Les dômes andésitiques sont formés de laves très porphyriques (plagioclases zonés, clinopyroxènes, orthopyroxènes et hornblendes pargasitiques). Ces laves ont subi une altération hydrothermale qui se manifeste par la présence de veines de zéolites (heulandites). Ces roches ont également des caractéristiques géochimiques de lignée calcoalcaline (fig. 2).

Les basaltes Crétacé supérieur, à textures micro litiques-porphyriques ou

fluidales, renferment des plagioclases (anorthite à andésine selon la taille des cristaux), de clinopyroxènes et des minéraux opaques. L'olivine est parfois bien conservée mais pauvre en magnésium (Fo $_{75}$ à Fo $_{55}$). Les teneurs en Ti et Cr permettent de distinguer 2 groupes : un groupe à 1,12 < Ti < 1,29 et 21 < Cr < 48 ppm et un second groupe à 0,65 < Ti < 0,99% et 90 < Cr < 139 ppm. Ces deux groupes ont des affinités magmatiques distinctes.

- le premier est défini par des spectres de REE plats en LREE par rapport aux terres rares moyennes $[(La/Gd)_N = 1 \text{ à } 1,3]$, des anomalies très légèrement positives en Eu (Eu/Eu* = 1,1), correspondant au fait

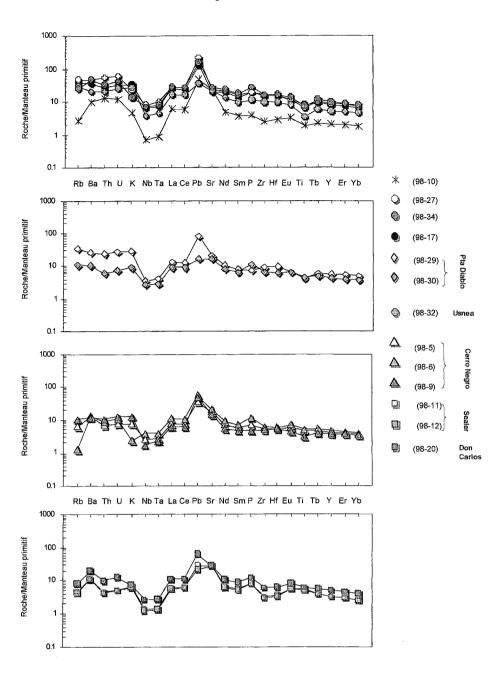


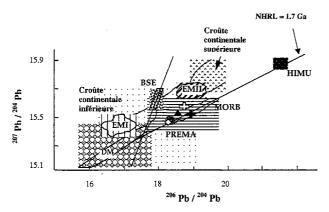
Fig. 2. – Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif [valeurs de normalisation de Sun et McDonough, 1989].

que ces roches renferment beaucoup de plagioclase, et de fortes anomalies négatives en Zr et en Hf. On observe en outre des anomalies positives en P et négatives en Th, alors que l'anomalie négative en Ti est peu ou pas marquée (fig. 2). Ces roches ont des caractéristiques de tholéites d'arc.

- le second groupe est caractérisé par des spectres de REE légèrement enrichis en LREE par rapport aux terres rares moyennes et aux HREE [(La/Yb) $_{\rm N}$ = 3,1 à 2,3] et l'absence d'anomalies en Zr et en Hf (fig. 2). Il a des affinités intermédiaires entre une série tholéiitique et une série calco-alcaline.

3. - GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

Les laves mises en place vers 130 Ma ont des ε Nd qui varient de + 11,4 (98-10) à + 4,2 (98-27). Donc, les laves dériveraient d'une source appauvrie (ε Nd = + 11,4) qui s'enrichit en un composant riche en Pb, Th et LREE. Cette variation de ε Nd (corrélation négative entre ε Nd et Th et LREE) s'explique par la participation de sédiments crustaux subductés lors de la genèse des



- ▲ Basalte intermédaire entre tholéilte d'arc et calco-alcalin (98-5; 90Ma)
- Andésite caico-alcaline (98-27)
- Andésite calco-alcaline (98-17)
- Basalte magnésien' (98-10; 130 Ma)

Fig. 3. – Diagramme ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb en fonction de ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb [*in* Rollinson, 1993].

roches (pôle EM II d'après les données isotopiques en Pb, fig. 3).

Le même phénomène se produit pour les laves émises vers 90 Ma : on passe d'une série tholéiitique à une série transitionnelle (entre une affinité tholéiitique et une série calco-alcaline) grâce à l'intervention de ces sédiments qui enrichissent la source [ɛNd varie de + 7 (98-5) à + 3 (98-17)].

4. - CONCLUSION

Le volcanisme fini-Jurassique-Crétacé inférieur de la péninsule Byers est sous-aquatique et d'affinité calco-alcaline. Il correspond à la subduction dela Plaque de Phoenix sous la marge occidentale du bloc Shetland du Sud-Péninsule Antarctique. L'intervention de sédiments crustaux subductés au niveau de la source explique l'hétérogénéité isotopique de ces laves.

A partir de 110 Ma, la péninsule émerge et un volcanisme ignimbritique se met en place, accompagné de dômes andésitiques. Leur affinité magmatique est également de type calco-alcalin.

Vers 90 Ma, un changement géodynamique important se produit : la Péninsule Antarctique (à laquelle sont encore rattachées les Shetlands du Sud) se sépare de la Patagonie par suite de l'ouverture de l'Atlantique Sud [Grunow, 1993]. La subduction de la plaque Phoenix devient oblique, la ride se rapproche ainsi de la fosse et la subduction cesse progressivement du sud-ouest vers le nord-est. Le magmatisme Crétacé supérieur enregistre ce changement géodynamique en passant à des affinités tholéitique ou transitionnelle (entre séries tholéitique et calco-alcaline). C'est encore une fois la participation de sédiments à la source qui induit une telle variation.

Références

ROLLINSON H. (1993). – Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation – Eds Longman Scientific & Technical, 352 p.

GRUNOW A.M. (1993). – New paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their tectonic implications, *Journal of geophysical research*, 98, B8, 13815-13833.

SUN S.S. & McDonough J.D. (1989). – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and process. *In*: A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.), Magmatism in the ocean basins. *Geol. Soc. London, Spec. Publ.* 42, 313-345.

Tuteurs: A. DEMANT, Univ. Aix-Marseille.

Laboratoire d'accueil : Laboratoire de Pétrologie magmatique, Univ. Aix-Marseille III.

Modélisation numérique de l'érosion glaciaire

Christian VERARD

1. - Introduction

Dans la littérature scientifique actuelle, deux hypothèses majeures s'opposent quant à l'interaction qui existe entre le climat et le relief.

- La première, soutenue notamment par Raymo et Ruddiman [1992] à propos de la chaîne himalayenne et du plateau tibétain, avance que la poussée tectonique aurait permis le soulèvement récent des chaînes de montagnes, et aurait ainsi provoqué le refroidissement plio-quaternaire. Les événements glaciaires auraient alors une cause tectonique.
- En revanche, des auteurs comme Molnar et England [1990], défendent une cause climatique. Pour eux, le passage à un climat plus rigoureux permettrait la formation de glaciers importants, dont la capacité érosive pourrait expliquer le soulèvement des chaînes de montagnes par le biais d'effets isostasiques.

Le but de ce travail est de tester, à l'aide d'une modélisation numérique, la validité de cette seconde hypothèse, et donc, de répondre à une double probléma-

- D'une part, est-ce que l'érosion glaciaire est plus puissante que l'érosion fluviatile?
- D'autre part, comment varie cette érosion glaciaire par rapport à des changements climatiques ?

Créer un modèle signifie : identifier les paramètres fondamentaux qui contrôlent le système, afin de pouvoir le simplifier, puis le mettre en équations. Vu la complexité et la diversité des appareils glaciaires, la modélisation a été restreinte aux glaciers dits tempérés.

2. - LA MISE EN ÉQUATIONS DU SYSTÈME

La création d'un glacier est à priori régie par des processus simples. Il ne s'agit, en effet, que de neige, qui ne fond pas d'une année sur l'autre, qui se transforme en glace, puis se met à s'écouler. L'épaisseur de glace est le paramètre primordial de ce système. Ainsi, son évolution au cours du temps peut se traduire par l'expression

suivante [Braun et al., sous presse; Siergert et Dowdeswell, 1995; Paterson, 1994, par exemple] tirée de l'équation de continuité de Mahaffy [1976] :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot \vec{F} + M$$

où.

- F représente le flux de glace intégré verticalement, et F est le produit de la vitesse U par la hauteur de glace h.
- M est l'équilibre des masses.

2.1. L'aspect dynamique

La divergence de flux représente l'aspect dynamique de la variation de hauteur de glace dans le temps. En outre, on peut distinguer deux types de vitesses concernant un glacier. Une vitesse Us de glissement de toute une colonne de glace sur son substratum rocheux et une vitesse Ud de déformation de cette colonne de glace. Comme le montre la figure 1, la vitesse de surface U est la somme de ces deux types de vitesses. Leur formulation mathématique est le plus souvent basée sur la généralisation par Nye [1957] de la loi de Glen [1955]. Knap et al. [1996] en ont proposé l'expression suivante:

$$\vec{U}d = \frac{2A}{n+2} \times (\rho g)^n \times h^{n+1} \times \left| \vec{\nabla} (H+h) \right|^{n-1} \times \vec{\nabla} (H+h)$$

$$\vec{U}s = \frac{As(\rho gh)^n}{N_{eff}} \times \left| \vec{\nabla} (H+h) \right|^{n-1} \times \vec{\nabla} (H+h)$$

- A et As sont des paramètres de flux.
- r est la densité de la glace, et g, l'accélération de la pesanteur.
- H est l'altitude du lit rocheux au point considéré, et h, l'épaisseur de glace qui le surmonte.
- N_{eff} est la pression normale efficace, c'est-à-dire la pression due à la colonne de glace (en mètres d'eau), soulagée de la pression en eau à la base du glacier.
- n est un exposant de la loi de flux, compris entre 1,5 et 4,2 [Weertman, 1973; Lawson, 1996], et communément admis égal à 3 (par exemple, Knap et al. Harbor [1992], Paterson [1996], Bindschadler [1982], ou Lliboutry [1965]).

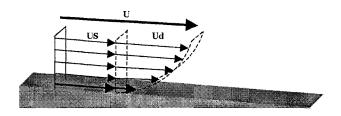


Fig. 1. - Représentation du champ de vitesse dû à une pente topographique. Décomposition de la vitesse de surface U en deux vecteurs Ud

2.2. L'équilibre des masses M

Il s'agit d'un processus a priori très simple aussi. Il n'est question que de l'équilibre qui s'instaure entre l'accumulation de la glace, à partir des précipitations de neige, et l'ablation, c'est-à-dire, ce qui fond ou qui s'évapore. Pourtant, cette mise en équations a été très délicate.

La formule empirique de l'ablation (n°1, ci-dessous) de Braun et al. (sous presse) a l'avantage d'être simple, et donc facile à manipuler. Elle ne dépend en effet que de la température de l'air de surface Ts, de la température à la base du glacier Tb, et de la température de fusion de la glace sous pression Tf.

(1) Ablation =
$$((Ts-0.5)/10) + ((Tb-Tf)/5)$$

Il s'est avéré qu'une telle équation empirique n'est pas transposable à d'autres régions, que celle pour laquelle elle a été formulée.

Une équation plus théorique paraissait alors plus intéressante. Même une forme simplifiée (voir l'équation n°2, d'après Lliboutry, [1965]) a l'avantage de prendre en compte beaucoup de paramètres.

(2) $(1-\alpha)$. RadG + (Iin-Iout) + Sens = Lf.Fonte +Lv.Evap

où,

- α est l'albédo.
- RadG, la radiation globale en ondes courtes (entre 0,15 et 4 mm) due au rayonnement solaire.
- Iin, la radiation en ondes longues (entre 4 et 120 mm) émise par l'atmosphère et les nuages vers le glacier ; Iout, celle émise par le glacier vers l'atmosphère.
- Sens, la chaleur sensible apportée au glacier par l'air (et notamment le vent).
- Lf.Fonte est l'énergie correspondant à la fonte. Lf est la chaleur latente de fusion, et Fonte, la masse fondue.
- Lv.Evap est l'énergie correspondant à l'évaporation ou la sublimation. Lv est la chaleur latente d'évaporation, et Evap, la masse évaporée.

Mais là encore, les équations permettant de calculer chacun de ces termes, sont des formules empiriques non transposables à d'autres conditions.

C'est pourquoi, j'ai dû me résoudre à formuler moimême une équation empirique applicable sur un domaine le plus large possible. La formule n°3 (ci-après), volontairement simple, a été établie à partir de dix glaciers de référence qui se répartissent géographiquement du Canada arctique à l'équateur.

- (3)Ablation = Ts + 10.Humidοù,
- Ts est encore la température de l'air au-dessus du glacier.
- Humid correspond à l'humidité relative de l'air. Cette équation se rapproche convenablement des données pour huit de ces glaciers.

2.3. Le problème de l'érosion glaciaire

L'explication des mécanismes de l'érosion glaciaire divisent les opinions. Malheureusement, comme nous le verrons plus loin, cet aspect des objectifs que nous nous étions fixés, n'a pas pu être atteint. Les difficultés pour simuler le développement du glacier en lui-même, a interdit l'approche de ce problème.

3. - LE MODÈLE

Le modèle a été élaboré autour d'un schéma simple. A partir d'une topographie de départ où l'on admet que la roche est à nu, on considère un enneigement constant. Le calcul de l'équilibre des masses signifie si la neige peut s'accumuler ou si elle va fondre. Le calcul de l'aspect dynamique permet de transférer une masse de glace d'une maille à une autre. Ainsi, la formation et l'évolution du glacier peuvent être appréhendées.

Ce n'est qu'à ce stade que pourrait être abordé le problème de l'érosion glaciaire. Par ailleurs, que ce soit pour les flux de glace ou pour les flux de matériels sédimentaires, nous avons choisi la méthode numérique de diffusion.

4. – RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

Afin d'ajuster les paramètres à des données réelles, nous avons appliqué le modèle à la topographie du massif du Mont Blanc. Or, une instabilité numérique est apparue immédiatement.

Afin de comprendre où se situait le problème, toute une série de tests a été réalisée. En particulier, nous avons recherché un critère de stabilité. En effet, le mode de calcul utilisé est la méthode des différences finies

explicites, qui implique une relation entre le pas de temps et le pas de distance. Ce critère de stabilité est donc de la forme suivante :

$$\Delta t \le \frac{\Delta x}{I\overline{I}}$$
 où

 Δt est le pas de temps ; Δx , le pas de distance ; et U est la vitesse de la glace.

Ainsi, nous avons observé le comportement des vitesses (voir les figures 2a et 2b). Il s'avère que la vitesse de déformation, comme la vitesse de glissement, ont des comportements exponentiels. Cela signifie qu'à la moindre variation, dans les pentes de surface par exemple, les vitesses s'accroissent de manière dramatique, jusqu'à déstabiliser le modèle.

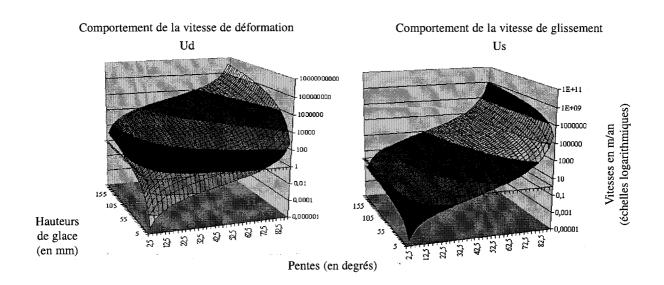


Fig. 2a et 2b. - Comportements des vitesses Ud et Us en fonction de la pente de surface et de la hauteur de glace.

De plus, ce sont des vitesses horizontales intégrées verticalement, ce qui veut dire qu'elles s'appliquent à l'ensemble de la colonne de glace. En conséquence, si ces vitesses s'accroissent fortement, une grande quantité de glace va être transférée d'une maille à une autre. Et ceci va d'autant plus augmenter les pentes, et donc les vitesses pour le pas suivant. On explique alors la double

origine des instabilités numériques : des comportements de vitesses inadéquats et une influence sur l'ensemble de la colonne de glace.

Toutefois, de manière à visualiser les réponses que pouvait fournir le modèle, nous avons usé d'un artéfact, qui consiste tout simplement à imposer une limitation de vitesse de 200 m/an à chacune des vitesses Ud et Us. Sur

la topographie du massif du Mont Blanc, la construction du glacier est représentée par une échelle de couleurs indiquant la hauteur de glace accumulée (comprise entre 0 et 200 m). La figure 3 montre l'état des appareils glaciaires après 150 ans. On remarque que des glaciers importants ont été formés là où leur extension n'est pas si grande en réalité, et surtout, que rien ne se forme au niveau des glaciers d'Argentière et de la Mer de Glace. Il en ressort donc que le modèle est très sensible aux conditions climatiques, et notamment aux différences qui ont cours d'une vallée à une autre.

Des tests effectués en faisant varier les précipitations ou les

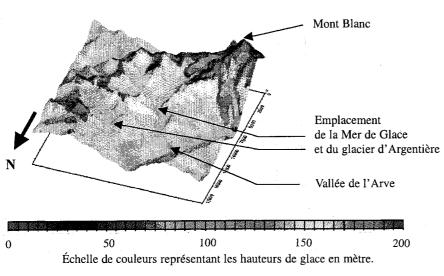


Fig. 3. – État des glaciers simulés d'après le modèle, après 150 ans. Leur développement est très rapide puis se stabilise.

4. - CONCLUSION

La complexité des appareils glaciaires n'a pas permis de simuler convenablement la formation et l'évolution des glaciers, et donc, d'aborder les problèmes d'érosion glaciaire. Cependant, ce travail met l'accent sur plusieurs points importants :

- Les glaciers semblent extrêmement sensibles aux conditions climatiques.
- Une méthode de calcul indépendante d'une relation entre pas de temps et pas de distance est nécessaire pour s'affranchir de certaines instabilités numériques.
- Une re-formulation des équations de vitesses est indispensable. C'est le problème majeur qui déstabilise le modèle. Tenir vraiment compte de la troisième dimension en discrétisant le calcul selon l'axe vertical permettrait sans doute de palier à ce problème.
- L'étude d'une simulation numérique des érosions glaciaires ne vient qu'à la suite de ce travail riche et complexe.

Références

- BINDSCHADLER R. (1982). A numerical model of temperate glacier flow applied to the quiescent phase of a surge-type glacier. *Journal of Glaciology*, **28**, 99, 239-265.
- Braun J., Zwart D. & Tomkin J. H. (sous presse).— A new surface processes model combining glacial and fluvial erosion.

 Annals of Geology.
- GLEN J. W. (1955). The creep of polycristalline ice. Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A, 228, 1175, 519-538.
- HARBOR J. M. (1992). Application of a general sliding law to simulating flow in a glacier cross-section. Geol. Soc. Amer. Bull., 104, 1364-1375.
- KNAP W. H., OERLEMANS J. & CADÉE M. (1996). Climate sensivity of the ice cap of King George Island, South Shetland Islands, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 23, 154-159.
- Lawson W. (1996). The relative strengths of debris-laden basal ice and clean glacier ice: some evidence from Taylor glacier, Antarctica. *Annals of Glaciology*, **23**, 270-276.
- LLIBOUTRY L. (1964 et 1965). Traité de glaciologie, tomes 1 et 2, *Ed. Masson, Paris*, 1040 p.

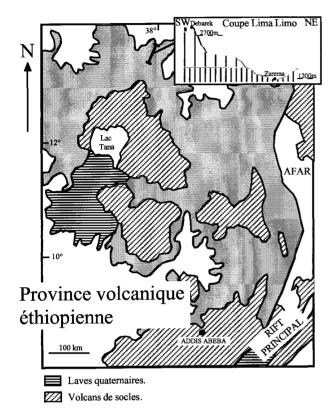
- MAHAFFY M. W. (1976). A three dimensional numerical model of ice sheets: tests on the Barnes Ice Cap, Northwest territories. *Journals of Geophysics Research*, 81, 1059-1066.
- MOLNAR P. & ENGLAND P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken and egg? *Nature*, 346, 29-34.
- Nye J. F. (1957). The distribution of stress and velocity in glaciers and ice-sheets. *Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A.*, **239**, 113-133.
- PATERSON W. S. B. (1994). The physics of glaciers, 3^è édition, Édition Pergamon, 480 p.
- RAYMO M. E. & RUDDIMAN W. F. (1992). Tectonic forcing of late Cenozoic climate, *Nature*, **359**, 117-122.
- SIEGERT M. J. & DOWDESWELL J. A. (1995). Numerical modeling of the late Weichselian Svalbard-Barents sea Ice Sheet, Quaternary Research, 43, 1-13.
- WEERTMAN J. (1973). Creep of ice, in Whalley E., Jones S. J. et Gold L. W. eds, Physics and Chemistry of ice, Ottawa, Royal Society of Canada, 320-337.

Tuteur: P. VAN DER BEEK, CNRS/UJF Grenoble.

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

Relations entre la géomorphologie et la lithologie des trapps d'Ethiopie

Pierre-Yves VIOLLE



Les trapps d'Éthiopie, situés au nord est de l'Afrique, montre une morphologie dont la figure principale est représentée par le haut plateau éthiopien surmonté de grands boucliers volcaniques. La présence d'escarpements internes à ce haut plateau permet d'accéder à la totalité des formations volcaniques le constituant. Un tel escarpement, situé au nord ouest de la province volcanique éthiopienne, et l'étude des caractéristiques pétrologiques des roches échantillonnées le long de la coupe Lima Limo représentative de cet escarpement constituent la base de cette étude.

L'objectif de ce travail était de déterminer la géomorphologie de l'escarpement, en particulier la relation entre la lithologie des roches volcaniques constituant cet escarpement et leur résistance à l'érosion. Trois figures principales de la géomorphologie ont été mise en évidence : (1) la présence de deux plateaux significatifs, le premier correspondant à une séquence de roches acides à l'intérieur même de la séquence volcanique et formant

Fig. 1. - Carte géologique simplifiée de la province volcanique éthiopienne.

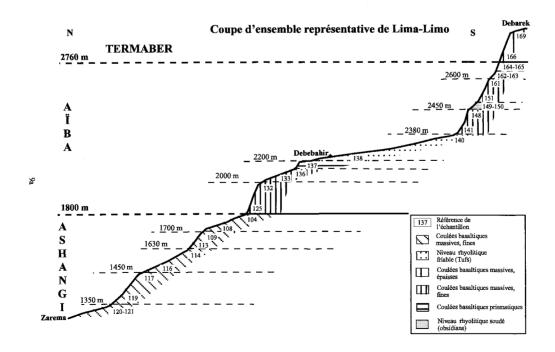


Fig. 2. – Formations présentes dans la région Lima Limo et morphologie d'ensemble de la coupe.



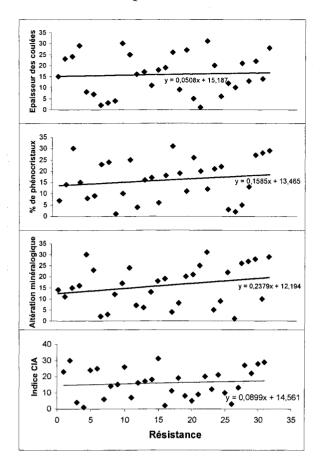


Fig. 3. - Relations entre la résistance et les caractéristiques lithologiques (selon la méthode de corrélation de rang de Spearman.

un plateau inermédiaire s'avançant à l'intérieur de l'escarpement interne, le second représentant le sommet de cette séquence et formant le haut plateau éthiopien; (2) un fort contraste dans la résistance et la morphologie des deux formations volcaniques principales, la formation d'Ashangi à la base et la formation d'Aïba au sommet ; (3) la présence de séquences de laves de résistances à l'érosion différentes, à l'intérieur de chaque formation.

Les caractéristiques des roches influençant la géomorphologie ont été étudiées en utilisant les observations de terrain, l'interprétation de l'image SPOT correspondant à la région concernée, l'étude des lames minces et des analyses chimiques des roches échantillonnées. Les paramètres tels que l'épaisseur des coulées, le type de structures volcaniques, la composition minéralogique, le pourcentage de phénocristaux et le degré d'altération des roches ont été quantifiés et corrélés avec les données chimiques tels que la perte au feu, l'indice d'altération CIA (chemical index of alteration) et la mobilité des éléments alcalins. Ces paramètres ont alors été comparés à la résistance apparente à l'érosion des unités volcaniques, mesurés par le degré de

pente de ces unités et par d'autres observations de terrain.

Les études géomorphologiques tant à l'échelle de l'escarpement interne que de la coupe Lima Limo ontpermises de mettre en évidence une morphologie particulière à chaque formation volcanique. Il a été constaté que très peu de différences significatives dans les caractéristiques lithologiques existaient entre les formations volcaniques principales d'Ashangi et d'Aïba. Aucune de ces caractéristiques lithologiques utilisées pour quantifier les données disponibles n'était capable d'expliquer ni les variations de résistances internes aux formations volcaniques, ni la différence entre les deux principales formations. Cette constatation permet de conclure que le contrôle de la géomorphologie, à cette échelle, par la lithologie des roches volcaniques est masquée par les autres paramètres des coulées volcaniques qui ne peuvent être quantifiés, tels que la présence de zones de faiblesse (couches peu résistantes ou niveaux scoriacées au sommet des coulées) et le matériel non affleurant (sommet de coulée brêchique, niveaux fortement fracturés).

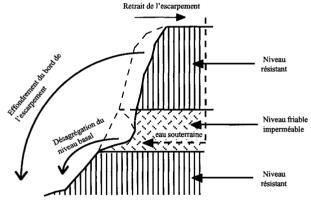


Fig. 4. – Processus de « sapping ».

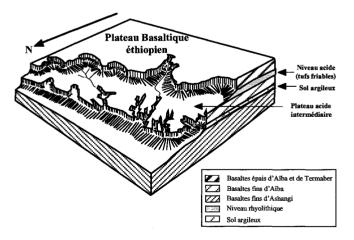


Fig. 5. - Hypothèse de « sapping » au niveau du sol argileux et du niveau principal acide contrôlant la morphologie [modifié d'après Luo et al., 1997]

232 D.E.A. DYNAMIQUE DE LA LITHOSPHÈRE DES MARGES OCÉANIQUES AUX CHAÎNES DE MONTAGNES - 1999 -

Une explication possible pour le plateau intermédiaire acide présent à l'intérieur de la séquence volcanique et peut-être pour la différence de résistance entre les formations d'Ashangi et d'Aïba est le « sapping ». Ce terme décrit la formation de plateaux et d'escarpements à partir d'une érosion différentielle de niveaux peu résistants et imperméables, par l'écoulement d'eau souterraine infiltrée à partir des couches supérieures de roches résistantes et perméables. Selon cette théorie, la présence d'une couche de tufs friable, facilement érodée, provoque l'effondrement des formations volcaniques situées au-dessus. De ce fait, le recul progressif

de l'escarpement, par l'apparition de figures morphologiques d'érosion en « théâtre » caractéristiques du processus de « sapping », permet l'apparition et le développement d'un plateau intermédiaire tel que le plateau intermédiaire acide observé. Une forte concentration de paléosols argileux dans les séquences volcaniques au sommet de la formation d'Ashangi pourrait aussi expliquer la rupture de pente présente à la limite entre les formations d'Ashangi et d'Aïba et la diminution de résistance des unités volcaniques de la formations d'Ashangi.

Tuteur: N. ARNDT, CNRS/JUJF, Grenoble.

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