



HAL
open science

Le granite du Manaslu marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes

Stéphane Guillot

► **To cite this version:**

Stéphane Guillot. Le granite du Manaslu marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes. Pétrographie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1993. Français. NNT : . tel-00723696

HAL Id: tel-00723696

<https://theses.hal.science/tel-00723696>

Submitted on 13 Aug 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE
JOSEPH FOURIER
SCIENCES, TECHNOLOGIE, MEDECINE



Guillot.
1993

ISSN 0993-796X

1^{ed}

GEOLOGIE ALPINE

EDITE PAR LE LABORATOIRE DE GEOLOGIE
DE L'UNIVERSITE I DE GRENOBLE

(Laboratoire de géodynamique des Chaînes Alpines associé au CNRS)

MEMOIRE H.S. N°19

11 MAI 1995

**LE GRANITE DU MANASLU (NEPAL CENTRAL)
MARQUEUR DE LA SUBDUCTION ET DE L'EXTENSION
INTRACONTINENTALES HIMALAYENNES**

ETUDE STRUCTURALE, METAMORPHIQUE ET GEOCHIMIQUE

Stéphane Guillot



1993

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

19 AOÛT 2003

LE GRANITE DU MANASLU (NEPAL CENTRAL) MARQUEUR DE LA SUBDUCTION ET DE L'EXTENSION INTRACONTINENTALES HIMALAYENNES

ETUDE STRUCTURALE, METAMORPHIQUE ET GEOCHIMIQUE ¹

Stéphane Guillot *

RÉSUMÉ - . Le granite du Manaslu (Népal Central) permet d'étudier la mise en place d'un corps magmatique en contexte de collision et d'extension intracontinentale et les relations entre phénomènes thermiques, anatectiques et tectoniques qui affectent la Chaîne himalayenne entre 30 et 15 Ma.

L'estimation des conditions pression-température dans l'auréole de contact suggère une profondeur de mise en place du granite, entre 18-21 km à la base et 9-13 km au toit, pour une température de 550 ± 50 °C. La présence d'un fluide hydraté, d'origine magmatique, percolant dans l'auréole au cours de l'emplacement du granite est attestée par l'étude isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène. Une telle profondeur implique une épaisseur de la croûte continentale supérieure compatible avec l'existence d'une nappe d'âge tardi-Oligocène, au dessus des Séries Sédimentaires Téthysiennes.

A partir de l'étude structurale, microstructurale et magnétique (ASM) de la déformation finie dans le granite et dans son encaissant, nous proposons un modèle de mise en place du granite contrôlé (i) par des décrochements dextres de direction Est-Ouest et (ii) par l'accrétion de venues magmatiques successives, dans une zone de relais transtensive, avec expansion latérale vers l'Est et le Nord-Est.

Les résultats thermochronologiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus dans l'auréole de contact supérieure du massif sont comparés aux données géochronologiques existantes et permettent d'envisager une mise en place vers 25 Ma. Une période de refroidissement lente de 20°/Ma entre 25 et 19 Ma est alors suivie par une période de refroidissement rapide entre 19 et 16 Ma, probablement liée à une dénudation tectonique par faille normale au dessus du granite. Cette seconde période d'extension vers 18 ± 1 Ma, reconnue tout au long de la chaîne himalayenne est responsable de nouvelles venues magmatiques.

Un nouveau modèle de fusion en condition anhydre ($\text{XH}_2\text{O} < 0.3$), puis hydraté ($\text{XH}_2\text{O} > 0.7$), des niveaux métapélitiques et métagrauwackeux du Cristallin du Haut-Himalaya est envisagé afin de rendre compte de l'évolution géochimiques des majeurs, des traces et des isotopes Rb/Sr du Manaslu.

Les âges, les modalités de mise en place de l'ensemble des leucogranites himalayens et les conditions pression-température dans le Cristallin du Haut Himalaya suggèrent une activation de plus en plus tardive du MCT vers l'Est compatible avec la rotation anti-horaire de l'Inde et l'extrusion du Sud-Tibet, au cours de la collision Inde-Asie, depuis au moins 25 Ma.

MOTS - CLÉS - granite, nappe, collision, extension intracontinentale, décrochements, métamorphisme, thermochronologie, évolution géochimique, Chaîne himalayenne, Népal Central.

*- Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (URA 69) Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux 38000 GRENOBLE

1. Thèse préparée au sein du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, présentée devant l'Université Joseph Fourier - GRENOBLE I pour l'obtention du Diplôme de Doctorat Spécialité: Sciences de la Terre. Soutenue le 15 Octobre 1993 devant la commission d'examen:

A. PECHER	Président
P. LE FORT	Directeur de Thèse
J.L. BOUCHEZ	Rapporteur
K.V. HODGES	Rapporteur
C. FRANCE-LANORD	Rapporteur
J.M. LARDEAUX	Examineur
A. STECK	Examineur

ABSTRACT -. The Manaslu granite (Central Nepal) allows to propose a model of emplacement of a magmatic body in an intracontinental collision and extensional context and to study the relationships between thermal, anatexis and tectonic processes in the Himalayan range from 30 to 15 Ma.

The metamorphic study of the contact aureole suggests a depth of emplacement of the granite between 18-21 km for the base to 9-13 km at the top with a temperature of $550 \pm 50^\circ\text{C}$. The occurrence of magmatic H₂O-fluid in the aureole has been demonstrated by stable O and H isotope analysis. The great thickness of the upper continental crust implies the piling up of nappes above the Tethyan Sedimentary Series, before granite emplacement.

Based on a structural, microstructural and magnetic (AMS) study of the granite and the surrounding rocks, we propose a model of emplacement of the Manaslu granite controlled by: (i) East-West dextral shearing and lateral expansion toward the East and the North-East of the successive magmatic pulses, in an extensional fractures, oblique to the shear direction.

New ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages from the upper contact aureole compare with others available data are consistent with the crystallization of the pluton at around 25 Ma followed by a ~ 6 Ma period of cooling at rates on the order of 20°C/m.y.; cooling then appears to have accelerated to rates on the order of 100°C/Ma sometime between 16 and 19 Ma. We speculate that this rapid cooling may be related to tectonic denudation by normal faulting above the granite. This 18 ± 1 Ma period of extension known all along the Himalayan range could be responsible of a new magmatic event in the Manaslu area.

A geochemical study of major, trace-elements and Rb/Sr isotopic study of the Manaslu granite allows to propose a new model of melting of the High Himalayan Crystalline: low-fraction melting of metapelites under fluid-absent conditions (X_{H₂O} < 0.3) follows by high degree of partial-melting of metagreywackes under water-rich conditions (X_{H₂O} > 0.7).

The ages, the modalities of emplacement of the High Himalayan leucogranites and the pressure-temperature conditions in the High Himalayan Crystalline suggest a younger activation of the MCT toward the East, compatible with the counter-clockwise of India and eastward extrusion of Tibet during the India-Asia collision since 25 Ma.

Keywords : granite, nappe, collision, extensional regime, dextral shearing, metamorphism, datation, geochemical study, Himalayan range, Central Nepal.

1. INTRODUCTION

Les granites sont des marqueurs privilégiés pour la compréhension des processus de formation des Chaînes de montagne. En effet, ils enregistrent dans leur structure interne, dans leur évolution minéralogique et géochimique et dans leur auréole de contact les différents états d'équilibre ou de déséquilibre thermomécaniques de la croûte continentale, impliquée dans un processus dynamique tel que la collision continent-continent.

Afin de comprendre cette évolution, une approche pluri-disciplinaire est nécessaire qui fait appel à des techniques aussi différentes que l'analyse structurale, microstructurale, magnétique et métamorphique que la géochimie des majeurs, des traces et la géochimie isotopique.

Nous avons appliqué cette démarche à un des granites les plus étudiés au monde: le leucogranite du Manaslu au Népal Central. Depuis près de vingt ans, sous l'impulsion de PATRICK LE FORT, de nombreuses recherches géochimiques et géochronologiques ont été effectuées sur ce granite afin d'étudier les mécanismes de fusion de la croûte continentale dans un contexte de collision (e.g. LE FORT *et al.* 1987). De plus, depuis une dizaine d'années, de nombreuses études structurales et métamorphiques ont été entreprises dans différentes parties de la chaîne himalayenne, et plus particulièrement au Népal Central, par ARNAUD PECHER *et al.* (1984, 1991). Ils ont permis de mettre en évidence l'importance des processus extensifs et décrochants dans un régime globalement convergent. Dans un tel contexte, il était important de réunir ces différentes approches afin de préciser les modalités de mise en place du granite du Manaslu. A ce jour, seul le leucogranite de Gangotri-Badrinath au Garhwal, a fait l'objet d'une étude structurale détaillée (SCAILLET, 1990). Il était donc important de réaliser ce type de travail et d'autre part, estimer la profondeur de mise en place du granite.

L'âge et la durée de mise en place, ainsi que le rôle des fluides dans la genèse du granite du Manaslu ont fait l'objet de nombreuses discussions, il était donc intéressant, par cette approche pluri-disciplinaire d'essayer de résoudre ces problèmes et de les intégrer dans un schéma général himalayen.

L'opportunité offerte à PATRICK LE FORT et ARNAUD PECHER, par le gouvernement Népalais, de travailler dans la région du Larkya et du Gya La, à la limite de la frontière chinoise, nous a permis au printemps 1991 d'effectuer une coupe complète Nord-Sud puis Est-Ouest de la région du Manaslu avec un double objectif: (1) comprendre les relations structurales entre le granite et la tectonique extensive et

décrochante et (2) récolter des échantillons dans le granite, dans l'auréole de contact et dans l'encaissant en prévision de diverses études en laboratoire (thermobarométrie, étude des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène, datation).

Ce travail se divise en cinq chapitres :

Le premier chapitre est consacré à une présentation générale de l'ensemble orogénique Himalaya-Karakorum-Tibet depuis les premiers travaux jusqu'aux connaissances actuelles sur la tectonique de cette région du monde.

Le deuxième chapitre traite de l'évolution tectonométamorphique de l'Himalaya Central et des conditions P-T de mise en place du granite du Manaslu, déduites des estimations thermobarométriques effectuées dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite. Nous avons résumé les principaux résultats de cette étude dans un sous chapitre, l'ensemble des résultats sont présentés dans un article soumis à *Tectonophysics*. Cette étude thermobarométrique à été complétée par une étude des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène sur quelques échantillons de l'auréole de métamorphisme de contact.

Le troisième chapitre concerne dans un premier temps les modalités de mise en place des granites. Cette synthèse bibliographique est suivie d'une deuxième partie, introductive, sur la méthode ASM (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) que nous avons appliquée à une quarantaine d'échantillons du granite du Manaslu et que nous présentons dans la troisième partie. Cette étude des directions magnétiques, couplée à l'étude structurale et microstructurales des fabriques du granite et de son encaissant a été publié à la *Geological Society of London*. en 1993.

Le chapitre IV est divisé en deux parties: la première partie concerne la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que nous avons appliquée à des échantillons de l'auréole de métamorphisme de contact du granite du Manaslu, les résultats sont présentés dans un article soumis à *Geology*. La deuxième partie consiste en une étude géochimique des majeurs, des traces et des isotopes Rb/Sr du granite du Manaslu. Différents diagrammes sont présentés et discutés à la lumière des travaux récents effectués sur les leucogranites himalayens. Un mécanisme de fusion du Cristallin du Haut-Himalaya est alors envisagé.

Enfin, le chapitre V résume dans un schéma géodynamique général les résultats acquis au cours de ce travail et leurs implications dans le contexte tectonométamorphique himalayen. Ce travail se termine par une comparaison entre la chaîne himalayenne et la chaîne hercynienne.

19 AOÛT 2003

Univ. J. Fourier - O.S.U.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 49 58
 Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

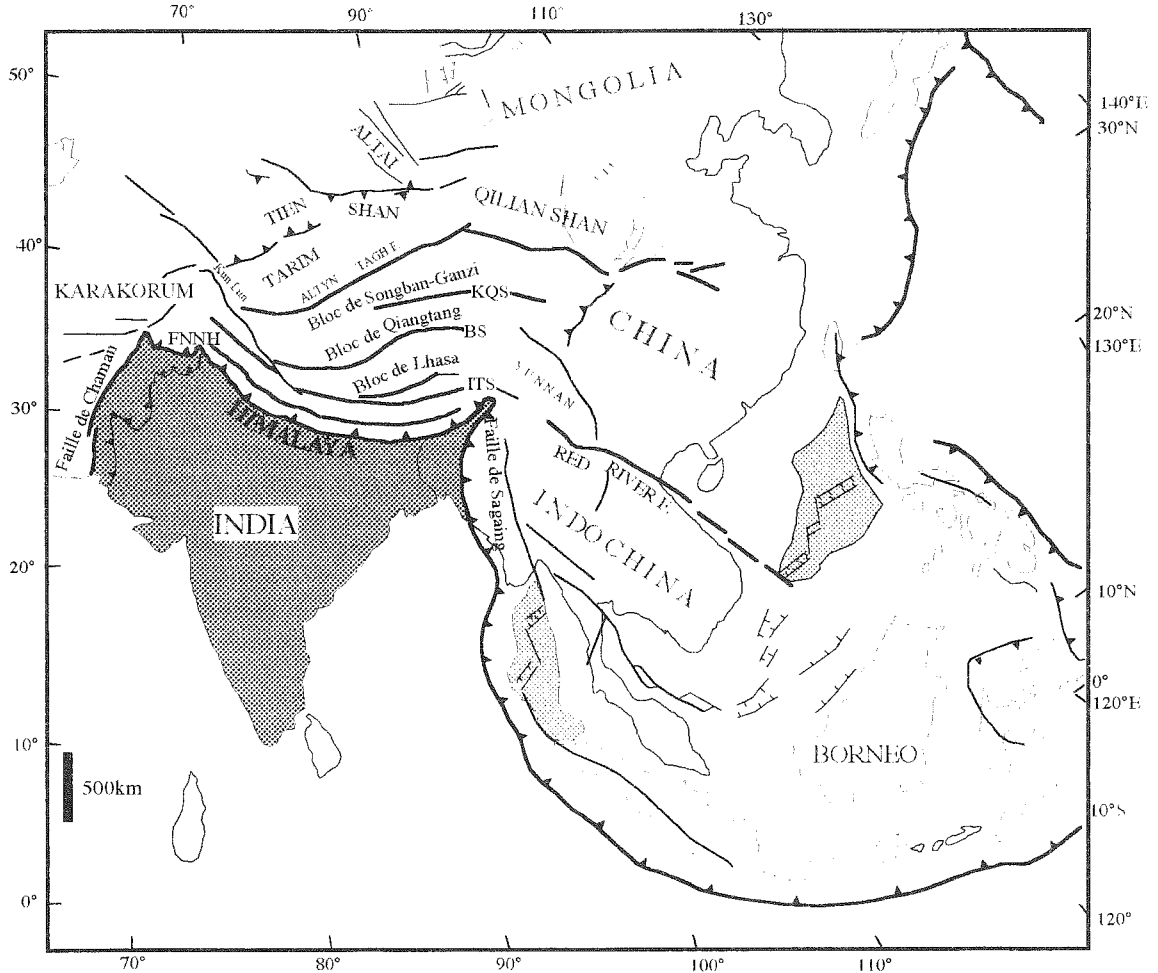


FIG 1 - Carte des grands ensembles structuraux du SE asiatique d'après TAPPONNIER *et al.* (1982) et DEWEY *et al.* (1988). FNNH: faille Normale Nord Himalayenne; ITS: suture de l'Indus-Tsangpo; BS: suture de Banggong; KQS: suture du Kunlun-Qilin.

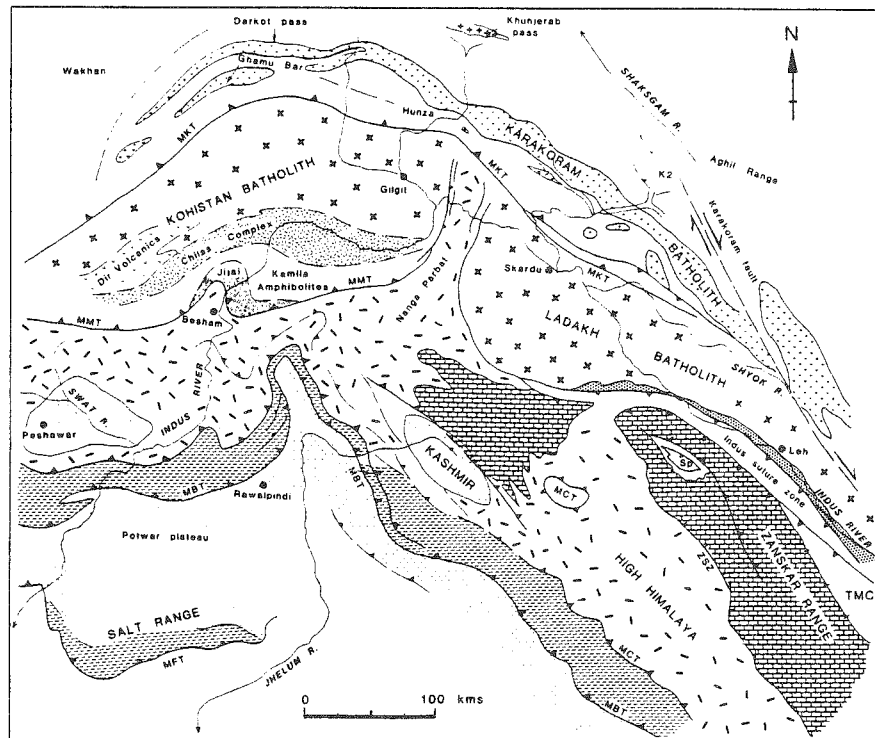


FIG. 2 - Carte géologique de la partie ouest de l'Himalaya et du Karakorum (D'après SEARLE *et al.*, 1989). MKT: Main Karakorum Thrust; MMT: Main Mantle Thrust; MFT: Main Frontal Thrust; TMC: Tso Moriri Complex; Sp: ophiolite de Spontang.

CHAPITRE I : CADRE TECTONIQUE DE L'ENSEMBLE HIMALAYA-TIBET-KARAKORUM

I.1 Cadre géographique

Entre les longitudes 70°E et 100°E et les latitudes 30°N et 40°N sont réunis les reliefs les plus spectaculaires de la planète avec quelques 440 sommets de plus de 7000 m dont 14 "8000".

L'Himalaya dessine dans cet ensemble montagneux un arc à convexité sud d'environ 2500 km. Cette barrière naturelle entre le sous-continent Indien au Sud et le Tibet au Nord est limitée par deux virgations : au Nord-Ouest, la virgation du Pakistan, établit la liaison avec l'Indu Kush et le Karakorum; à l'Est, la virgation de l'Assam fait le raccord avec les chaînes birmanes par la faille dextre active de Sagaing longue de plus de 500 km (Fig. 1).

Au Nord de la Haute-Chaîne qui porte 10 sommets de plus de huit mille mètres, le plateau du Tibet couvre une surface de 700 000 km² pour une élévation moyenne de 5000 m. Limité au Nord et au Nord-Ouest par la chaîne du Kuen Lun et à l'Ouest par le Karakorum, le Tibet est bordé au Nord-Est par la chaîne de Qilian Shan et à l'Est par les Hauts reliefs du Lung Men Shan et du Sichuan, vers le Sud-Est apparaissent les reliefs de l'Indochine.

I.2 Rappels historiques

Les explorations scientifiques en Himalaya ont débuté au 19^e siècle, période durant laquelle les puissances coloniales d'Europe tentaient d'affirmer leurs prérogatives en Asie. Les russes se sont surtout intéressés aux montagnes d'Afghanistan et du Pamir, tandis que les britanniques se sont focalisés sur l'Inde.

Les premières reconnaissances géologiques de l'Himalaya commencent au milieu du 19^e siècle, avec les missions de STRACHEY (1851), HOOKER (1854) et OLDHAM (1883) qui parle pour la première fois d'une inversion dans le métamorphisme himalayen.

Les travaux D'EMILE ARGAND (1924) posent les bases d'une compréhension moderne de la tectonique de l'Asie : il propose un modèle de poinçonnement entre l'Inde et Asie afin d'expliquer la formation de l'Himalaya et met en évidence l'importance des chevauchements intracontinentaux dans la formation des chaînes de montagne. Cinquante ans après sa mort, certains problèmes sont encore d'actualité tels que les mécanismes d'épaississement du Tibet ou encore l'importance de l'extrusion des blocs continentaux dans la formation des chaînes d'Asie (e.g. BURCHFIEL & ROYDEN, 1991).

A partir des années 50, le royaume du Népal s'ouvre progressivement aux alpinistes. Rejoignant par là une tradition d'avant-guerre, des géologues participent aux expéditions : LOMBARD (1953) suggère pour la première fois que le Cristallin du Haut-Himalaya forme une pile métamorphique unique, la

Dalle du Tibet, limité au Sud par un chevauchement majeur : le Main Central Thrust (MCT) défini en 1939 par HEIM & GANSSER.

P. BORDET accompagne en 1954 la première expédition française au Makalu et publie en 1956 puis en 1961 la première synthèse géologique du Népal Oriental avant de s'intéresser à partir des années soixante au Népal Central. Avec l'avènement de son livre "Geology of the Himalaya" en 1964, A. GANSSER marque un tournant dans la connaissance de la chaîne himalayenne. Il synthétise l'ensemble des données acquises depuis près d'un siècle et produit la première carte géologique complète de l'ensemble de la chaîne.

Depuis les années 1970, la théorie de la tectonique des plaques a fait de l'Himalaya un modèle de chaîne de collision continent-continent (DEWEY & BIRD, 1970; LE FORT, 1971).

I.3 Evolution géologique de l'ensemble Himalaya-Tibet-Karakorum

I.3.a Le Plateau tibétain

Les travaux récents de paléomagnétisme, de sédimentologie, de paléontologie, de tectonique et de géochimie isotopique ont permis la mise en évidence de micro-blocs, accrétés à la marge eurasiatique avant la collision Inde-Asie (POZZI *et al.*, 1972; BURG, 1983; ALLEGRE *et al.*, 1984; SENGOR, 1984; DEWEY *et al.*, 1988) et séparés par de multiples zones de sutures (CHANG & PAN, 1981).

Trois grands blocs sont reconnaissables du Nord au Sud (Fig. 1) :

- le bloc de Songban-Ganzi est séparé du bassin du Tarim au Nord, par la suture du Kunlun-Qinling et la faille senestre de l'Altyn Tagh; il est rattaché à la marge eurasiatique à la limite permo-triasique et correspondrait à la prolongation vers l'Ouest du bloc de la Chine du Sud (DEWEY *et al.*, 1988);

- le bloc de Quiangtang, accrété au bloc précédent à la fin du Trias après subduction vers le Sud de la Paléo-Téthys, qui est représentée actuellement par la ceinture ophiolitique de Jinsha;

- le bloc de Lhasa, limité au Nord par la suture de Banggong et au Sud par la suture de L'Indus-Tsangpo, témoins respectifs de la Méso-Téthys et de la Néo-Téthys. La bordure méridionale du bloc de Lhasa est marqué par un plutonisme abondant entre 113 et 40 Ma : la chaîne du Transhimalaya (batholite du Gangdese) témoin de la subduction de la Néo-Téthys sous le bloc de Lhasa (HONEGGER, 1983; MALUSKI *et al.*, 1982; SCHARER, 1984; DEBON *et al.*, 1986).

Si le schéma précédent est relativement bien contraint, les mécanismes d'épaississement de la croûte

tibétaine et la chronologie de remontée du plateau sont par contre controversés (DEWEY & BIRD, 1970; NI & BARAZANGI, 1985; HIRN, 1988, MOLNAR, 1988, MOLNAR & ENGLAND, 1990a). Le Sud-Tibet était probablement au niveau de la mer au milieu du Crétacé avec une sédimentation de plate-forme marine jusqu'au Cénomanién-Turonien passant à une molasse issue du démantèlement de la marge active du Transhimalaya au Nord et impliquant une épaisseur normale de la croûte (BURG, 1983). A la limite Crétacé-Tertiaire, les premières compressions affectent la molasse et une activité magmatique d'arc marque la collision entre la marge sud-asiatique et un arc insulaire (ALLEGRE *et al.*, 1984). Jusqu'au début du Miocène, les évidences paléobotaniques montrent que le plateau tibétain est caractérisé par un climat humide et chaud suggérant une altitude de moins de 500 m. Le Miocène marque un changement dans la végétation, avec l'apparition de forêts de conifères sur le plateau tibétain (XU & REN, 1981). Il faut cependant être prudent quant à l'interprétation des données paléobotaniques en terme de remontée du plateau tibétain (MOLNAR & ENGLAND, 1990). En effet, le milieu du Miocène coïncide avec une diminution générale de la température du globe, ce changement de végétation n'est donc pas forcément synonyme d'élévation d'altitude. De la même manière, il ne faut pas confondre surrection et exhumation qui sont deux notions bien distinctes (MOLNAR & ENGLAND, 1990a). La première se définit comme une élévation par rapport à un référentiel (le géoïde) tandis que la seconde, qui correspond une épaisseur de roches enlevée par érosion ou par dénudation tectonique au dessus d'un point donné, n'implique pas nécessairement d'élévation topographique. Ainsi, les arguments géochronologiques développés par COPELAND *et al.* (1987) et HARRISON *et al.* (1992) ne démontrent pas forcément une montée de la partie sud du plateau tibétain à partir de 20 Ma. En effet, les données d'isotopes stables montrent que dès le Miocène, des reliefs équivalent à la Haute-chaîne actuelle existaient en Himalaya (FRANCE-LANORD *et al.*, 1988; 1993). Le refroidissement rapide enregistré dans les plutons du Sud-Tibet s'interprète donc plus vraisemblablement en terme d'exhumation par dénudation tectonique comme cela semble être le cas pour le Manaslu à partir de 19 Ma (GUILLOT *et al.*, soumis).

Au cours du Pliocène, le climat devient plus aride, avec diminution notable de la température à la limite Pliocène-Pleistocène marquée par une intensification de la sédimentation clastique dans les bassins d'avant-chaîne (AMANO & TAIRA, 1992).

1.3.b La chaîne du Karakorum et le complexe d'arc Ladakh-Kohistan

Situé à l'extrémité ouest de l'arc himalayen, le Karakorum forme un ensemble montagneux accréé à la plaque indienne au cours de la collision tertiaire. Il

se serait séparé du Pamir au Nord par la suture crétacée de Rushan-Pshart (SHVOLMAN, 1978) et limité au Sud par le complexe d'arc du Ladakh-Kohistan et la suture de Shyok. L'arc insulaire, d'âge jurassique et crétacé, est composé de deux segments (Fig. 2) : à l'Ouest le Kohistan et à l'Est le Ladakh séparés par l'éperon himalayen du Nanga-Parbat (8125 m) (TAHIRKHELI *et al.*, 1979; COWARD *et al.*, 1986).

L'épaississement crustal dans le Karakorum commence par la collision de l'arc du Kohistan avec la plaque indienne entre 100 et 90 Ma (DEBON *et al.*, 1986; 1987), suivi de la collision avec la marge eurasiatique à l'Eocène. Celle-ci est marquée tout d'abord par un métamorphisme de HP écolitique et granulitique reconnu récemment dans le Nord du Pakistan et daté à environ 50 Ma (POGNANTE & SPENCER, 1991; POGNANTE *et al.*, 1993; TONARINI *et al.*, 1993). Suit un métamorphisme lié à l'épaississement crustal dans le Sud du Karakorum entre 45 et 36 Ma (REX *et al.*, 1988). Les premiers granites post-tectoniques apparaissent dès 36-34 Ma avec une recrudescence de ce magmatisme autour de 21 Ma marqué par la mise en place du granite du Baltoro en contexte extensif (DEBON *et al.*, 1987; SEARLE *et al.*, 1989). Bien que d'origine crustale, ces granites diffèrent des leucogranites himalayens de par leur rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bas, un $\delta^{18}\text{O}$ une teneur en volatiles bas et la présence de filons de lamprophyres suggérant une origine de base de croûte avec participation du manteau supérieur au cours de la fusion (REX *et al.*, 1988, TRELOAR *et al.*, 1989a).

Le Karakorum est caractérisé depuis une dizaine de millions d'années par une exhumation rapide de plus de 10 km (ZEITLER, 1985; TRELOAR *et al.*, 1989b) à laquelle est associée un magmatisme leucogranitique jeune (entre 10 et 1Ma), consécutif à une décompression rapide dans la région du Nanga Parbat, sur le versant himalayen (ZEITLER & CHAMBERLAIN, 1991).

1.3.c L'Himalaya

Large d'environ 200 km la chaîne himalayenne est divisée, en Himalaya Central du Nord au Sud en quatre grands domaines (Fig. 3) :

- la zone de suture de l'Indus-Tsangpo;
- le Haut-Himalaya;
- le Bas-Himalaya;
- le Sub-Himalaya.

La zone de suture de L'Indus-Tsangpo

Cette zone complexe, de par la diversité des formations et des variations latérales de faciès, forme la limite entre le bloc de Lhasa au Nord et l'Himalaya au Sud. Du Nord au Sud affleurent : la série sédimentaire de Xigaze constituée de turbidites, associées à un mélange tectonique océanique, témoin du prisme d'accrétion néo-téthysien; les complexes

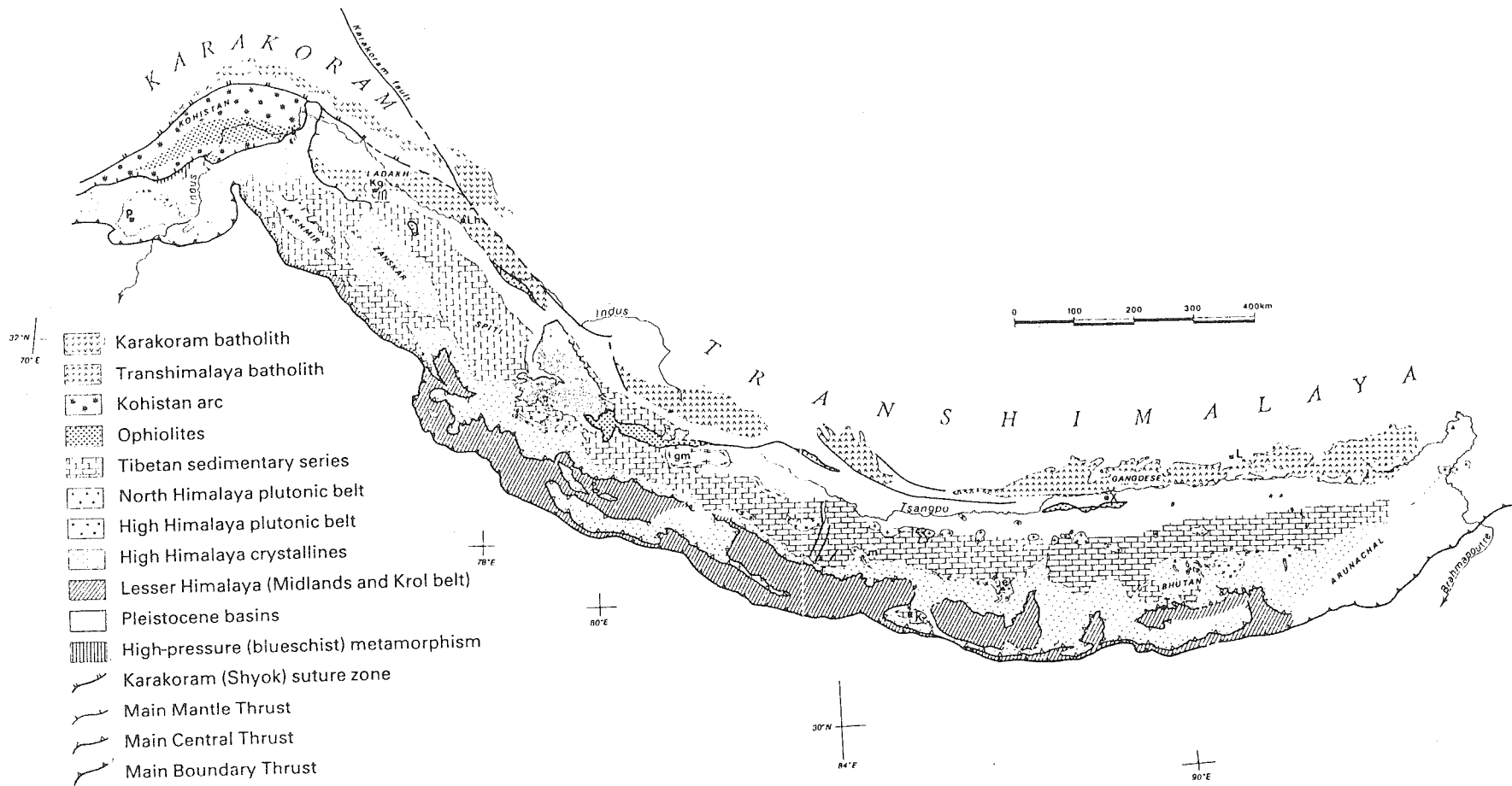


Fig. 3 - Carte des principaux domaines structuraux et des ceintures plutoniques de l'ensemble Himalaya - Karakorum (D'après LE FORT, 1988). e: Everest; gm: Guria Mandata; K: Kathmandu; Kg: Kargil; L: Lhasa; Lh: Leh; m: Manaslu, P: Peshawar, T: Thimpu, X: Xigaze.

ophiolitiques de type Xigaze témoignent d'une subduction intra-océanique datée à 110 Ma (BURG *et al.*, 1987; GIRARDEAU *et al.*, 1989) et une unité de flyschs épimétamorphiques du Trias-Lias. L'ensemble de ces unités présente une tectonique polyphasée à vergence sud (BURG, 1983).

Bien que son activité sismique actuelle soit inexistante, le développement d'une schistosité verticale et la présence de fortes accumulations sédimentaires, datée de l'Eocène moyen, dans des bassins en pull-apart, suggèrent l'existence dès cette époque d'un important décrochement dextre (MASCLE *et al.*, 1986).

Le Haut-Himalaya

Il est divisé en trois grandes unités superposées, séparées par des accidents majeurs (Fig. 4) :

L'unité septentrionale est formée au Nord par un flysch à blocs du Maestrichien (BASSOULLET *et al.*, 1983) transgressif sur les nappes de flysch du Trias-Lias. L'ensemble est chevauchant sur les schistes et calcschistes datés du Paléozoïque inférieur au Crétacé supérieur (WANG *et al.*, 1981) et affectés par une tectonique polyphasée à vergence sud dans l'anchizone ou l'épizone (BURG, 1983), d'après STECK *et al.*, (1993), cette tectonique précoce serait à vergence Nord dans la partie occidentale de la chaîne (Zanskar).

chevauchement de Kangmar (BURG *et al.*, 1987).

Les Séries Sédimentaires Téthysiennes forment une série de plateforme continue depuis le Cambrien jusqu'à l'Eocène (BORDET *et al.*, 1975; BAUD *et al.*, 1984; COLCHEN *et al.*, 1986; GARZANTI *et al.*, 1986; SPRING, 1993) montrant une tectonique polyphasée à vergence sud puis à vergence nord (BURG, 1983; CABY *et al.*, 1983; COLCHEN *et al.*, 1986; BURCHFIEL *et al.*, 1992).

Cet ensemble repose tectoniquement par l'intermédiaire de la Faille Normale Nord Himalayenne ou South Tibetan Detachment System sur les gneiss du Cristallin du Haut-Himalaya. Le granite du Manaslu est intrusif dans ces séries (Fig. 5).

Les coupes équilibrées réalisées dans la région du Ladakh-Zanskar mettent en évidence un raccourcissement minimal d'environ 80 km des séries sédimentaires de la marge nord-indienne (STECK *et al.*, 1993).

Le Cristallin du Haut-Himalaya ou Dalle du Tibet est constitué de gneiss ortho- et paradérivés plus ou moins migmatitiques, d'épaisseur allant de 4 à 15 km. L'épaisseur maximale a été reconnue dans la région du Manaslu (LE FORT, 1975; PECHER, 1978). L'âge des sédiments est mal connu, il s'agit d'une série anté-cambrienne formant l'encaissant des "granites à 500 Ma" et le soubassement de la couverture sédimentaire phanérozoïque (LE FORT *et al.*, 1986a).

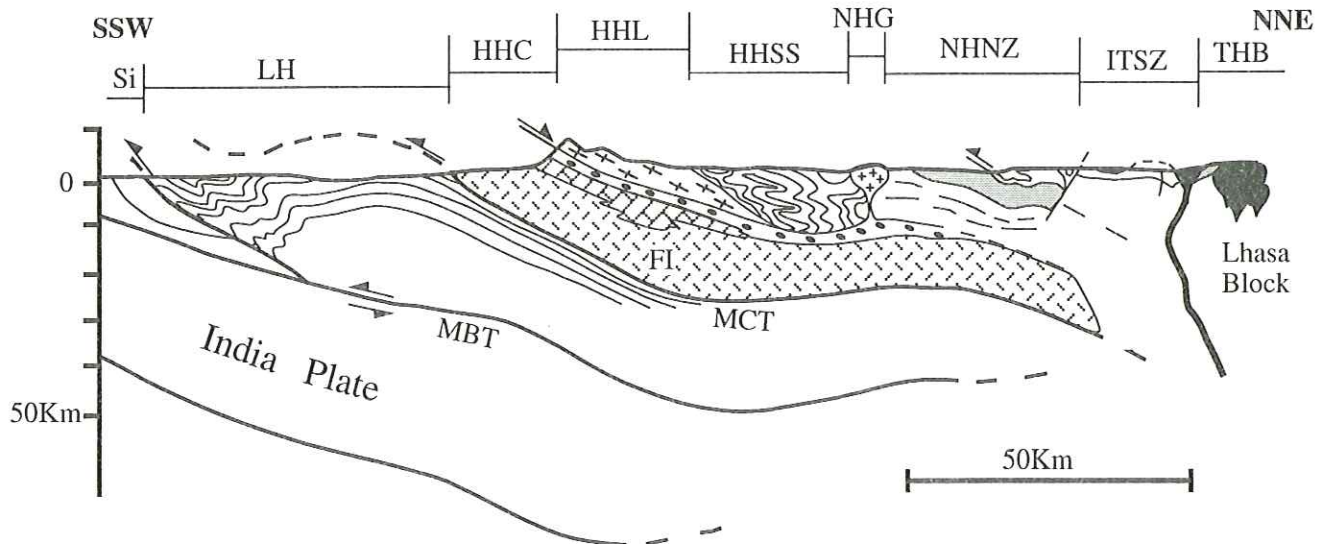


FIG. 4 - Coupe schématique de l'Himalaya Central, d'après FRANCE-LANORD & LE FORT (1988). MBT: Main Boundary Thrust; MCT: Cristallin du Haut Himalaya; HHL: Leucogranite du Haut Himalaya (Manaslu); HHSS: Séries Sédimentaires Téthysiennes; NHG: leucogranite Nord-Himalayen; NHNZ : Zone des Nappes du Nord Himalaya; ITSZ: Zone de Suture de l'Indus-Tsangpo; THB: Batholite du Transhimalaya; LH: Moyen-Pays; Si : Siwaliks.

A la base de cette unité, apparaît en fenêtre dans la région de Kangmar, une unité métamorphique profonde ayant subi un métamorphisme de moyenne-pression et moyenne température à staurotite + disthène, contemporain d'un chevauchement vers le Sud sur les HHSS, probablement anté-20 Ma : le

L'histoire tectono-métamorphique du Cristallin du Haut-Himalaya est polyphasée avec 4 évènements majeurs :

- M0 anté-Paléozoïque reconnu par POGNANTE *et al.* (1990) au Zanskar;

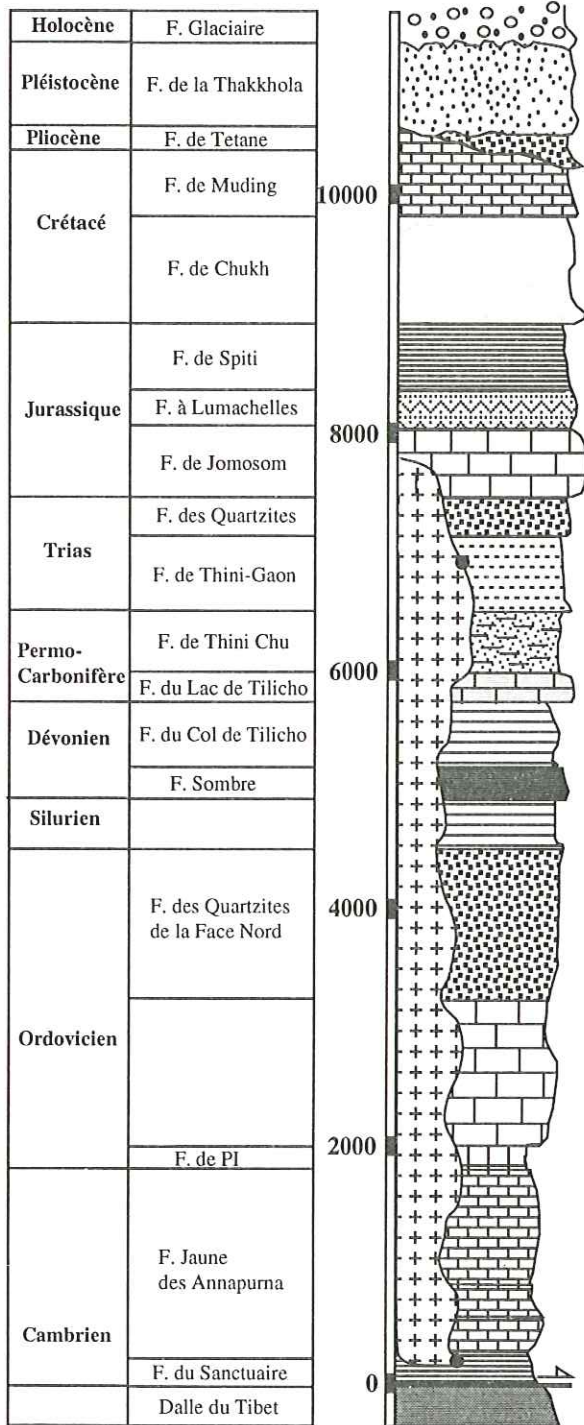


FIG. 5 - Log stratigraphique des Séries Sédimentaires Téthysiennes (D'après COLCHEN *et al.*, 1986). Le granite du Manaslu (croix) est intrusif depuis les formations du paléozoïque inférieur jusqu'au Trias-Lias.

- M1 éo-himalayen de moyenne pression à haute pression correspond aux stades finaux de la subduction de la Néo-Téthys et aux premiers stades de la collision Inde-Asie entre 50 et 30 Ma (CABY *et al.*, 1983; POGNANTE & SPENCER, 1991; POGNANTE *et al.*, 1993);

- M2 himalayan Oligo-Miocène de moyenne-pression et haute température, c'est le fameux

métamorphisme inverse associé classiquement au fonctionnement du MCT (LE FORT, 1975)(cf. Chapitre II);

- M3 de plus basse pression et haute température est d'âge miocène à pliocène. Ce métamorphisme est particulièrement bien développé dans la partie est de la chaîne (BURG *et al.*, 1984a; BRUNEL & KIENAST, 1986; POGNANTE, 1992).

La partie inférieure de la pile métamorphique est limitée par une zone de cisaillement ductile : le MCT qui met en contact le cristallin du Haut-Himalaya très métamorphique sur un ensemble métasédimentaire : le Bas-Himalaya. Le MCT présente deux types de géométrie : au Népal Central, il correspond à une zone plurikilométrique présentant un gradient de déformation croissant vers le coeur (PECHER, 1978, BOUCHEZ & PECHER, 1981) tandis que vers l'Est, sa réactivation tardive a donné naissance à une succession d'accidents plus ou moins cassants (BRUNEL & KIENAST, 1986; INGER, 1991; MAC FARLANE, 1992).

Le Moyen et Bas Himalaya

Situé sous le MCT, cette unité appelée encore Moyen-Pays népalais, chevauche le Sub-Himalaya le long du Main Boundary Thrust (MBT) (e.g. KRUMMENACHER *et al.*, 1978; PECHER, 1978). Cet ensemble métasédimentaire flyschöïde et grauwaackeux est probablement antérieur à 1,5 Ga (DENIEL, 1985; VIDAL *et al.*, 1987). Le métamorphisme est marqué par un gradient de température croissant vers le haut de la pile métasédimentaire avec apparition successive de la biotite, puis du grenat, du disthène et de la staurotide caractéristique du métamorphisme inverse (LE FORT, 1975; PECHER, 1978; 1989) (Fig. 6).

Le Sub-Himalaya

Cette zone tectoniquement active, correspond à l'avant-pays himalayan formé par la molasse des Siwaliks d'âge miocène moyen à pléistocène précoce et chevauche les sédiments actuels de la plaine indogangétique le long du Main Frontal Thrust (MFT) (GANSSER, 1964; ARITA, 1981; MUGNIER *et al.*, 1992).

1.3.d Les granites du Transhimalaya et de l'Himalaya

Quatre ceintures de granites ont été reconnues par DEBON *et al.* (1986) (Fig. 3).

Les granites du Transhimalaya (plutons du Gangdese) forment la ceinture granitique la plus septentrionale et la plus développée de l'ensemble Himalaya-Tibet. Les caractéristiques géochimiques de ces granites et des volcanites associées sont typiques d'une suite subcalcaïne de zone de subduction. Ils représentent les témoins magmatiques d'une marge

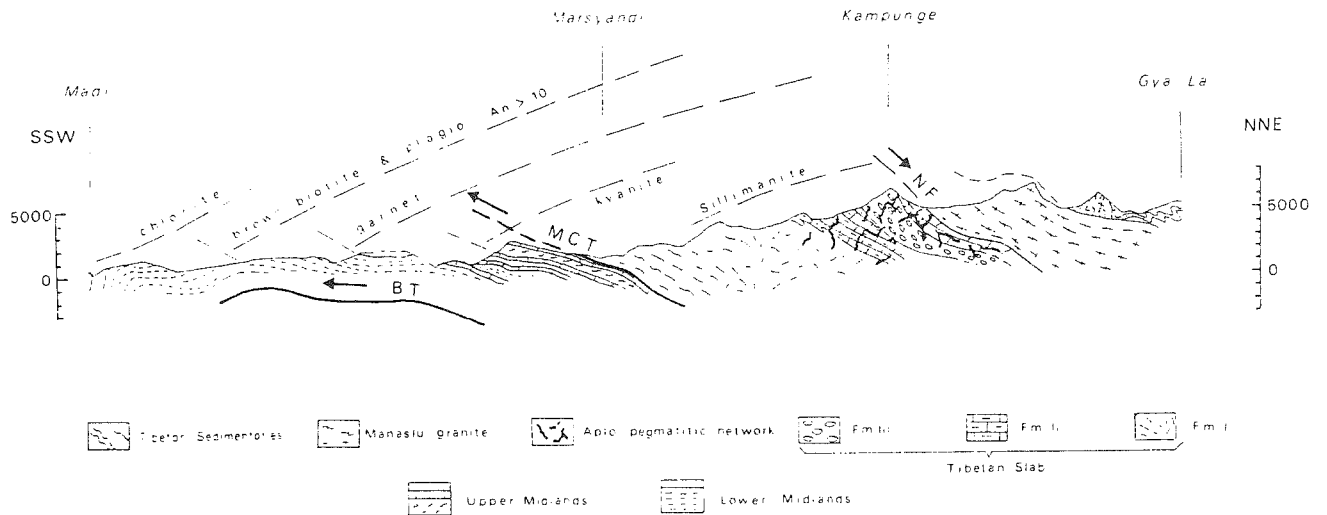


FIG. 6 - Coupe des principales unités tectonométamorphiques dans la région du Manaslu (D'après PECHER, 1978; LE FORT, 1986). La figure montre la limite de stabilité des principaux minéraux du métamorphisme. NF: Faille Normale Nord Himalayenne + décrochement dextre à la limite entre HHC et les HHSS, à la base du granite du Manaslu. BT: Main Boundary Thrust; le HHC est divisé en trois formations: FI: Formation I métapelitique et métagrauwackeuse; FII: Formation II constitué de gneiss calciques en plaquettes; FIII: Formation III orthogneissique.

active de type andine ayant fonctionné entre 113 et 40 Ma dans la partie sud du bloc de Lhasa (MASCLE, 1985; LE FORT, 1988).

Les granites du Nord-Himalaya (granites de Lhagoi Kangri) sont situés à environ 50 km au Sud de la suture de l'Indus-Tsangpo. Ils forment une vingtaine de dômes où coexistent deux types de granite :

- un groupe de granites porphyroïdes clairs, gneissifiés, du paléozoïque inférieur (~ 485 Ma) similaires aux granites du Bas-Himalaya (WANG *et al.*, 1981; DEBON *et al.*, 1981; 1982) et aux gneiss ocellés de la FIII du sommet de la Dalle du Tibet (LE FORT, 1981). Au Zaskar, ils affleurent abondamment au cœur de la pile cristalline et jouent un rôle important dans la genèse des granites du Haut-Himalaya (POGNANTE, 1992). Ces granites représentent le dernier événement plutonique sur la plaque indienne avant l'orogénèse himalayenne et sont à relier à une période d'extension cambro-ordovicienne qui affecte l'ensemble du Gondwana (LE FORT *et al.*, 1986a);

- les granites nord-himalayens s.s. : d'âge miocène (MALUSKI *et al.*, 1984; DEBON *et al.*, 1985; SCHARER *et al.*, 1986). Ces granites à deux micas sont intrusifs dans la couverture sédimentaire téthysienne où ils développent des auréoles de contact à grt-st-ctd et andalousite tardive (BURG *et al.*, 1984b). L'origine de ces granites pourrait être liée selon BURG (1983) à une zone de chevauchement intracontinentale type Kangmar Thrust, situé géométriquement au dessus du MCT. Pour LE FORT (1986, 1988) ces leucogranites seraient issus de la fusion de la Dalle du Tibet, comme les granites du Haut-Himalaya, avec un taux de fusion plus élevé.

MATTAUER & BRUNEL (1989) proposent de relier le fonctionnement de la Faille Normale Nord Himalayenne à la montée de ces granites. Nous verrons dans la suite de travail, que les granites ne sont pas responsables du fonctionnement de la FNNH, par contre leur mise en place est intimement lié à l'activité de cet accident.

Les granites du Haut-Himalaya forment une ceinture discontinue tout au long de la chaîne. Ils sont intrusifs dans les Séries Sédimentaires Téthysiennes où ils forment de véritables plutons tels que le Manaslu (nous en reparlerons dans les chapitres suivants) ou bien dans le Cristallin du Haut-Himalaya où ils se présentent sous forme de corps lenticulaires métriques à hectométriques associés à un abondant réseau filonien.

Les granites du Bas-Himalaya affleurent dans la partie frontale des nappes du Haut-Himalaya, souvent à proximité du MBT (DEBON *et al.*, 1985). Ce sont des granites le plus souvent à cordiérite, datés aux environ de 500 Ma (LE FORT *et al.*, 1986a)

I.4 Modèles d'évolution tectonique tertiaire du Sud-Est asiatique

Les données géophysiques permettent de reconstituer l'histoire de la collision Inde-Asie ainsi que de déterminer la structure actuelle de l'ensemble Himalaya-Tibet.

A partir des anomalies magnétiques de l'Océan Indien et de l'Océan Atlantique, il est possible de remonter au mouvement relatif de l'Inde par rapport à l'Eurasie depuis 110 Ma (PATRIAT & ACHACHE, 1984)(Fig. 7). Entre 110 et 85 Ma (anomalie 34), les deux plaques se sont rapprochées lentement, puis

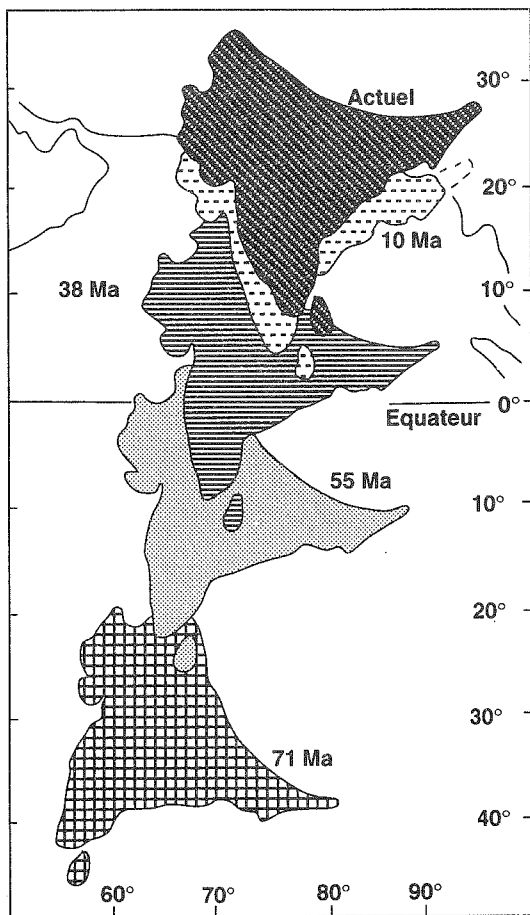


FIG. 7 - Remontée de L'Inde vers le Nord au cours du Tertiaire d'après PATRIAT & ACHACHE (1984). La collision de l'Asie avec la marge eurasiatique débute vers 50-55 et se poursuit actuellement.

l'Inde s'est déplacée rapidement vers le Nord à une vitesse de 18 cm/an (MOLNAR & TAPPONNIER, 1975; KLOOTWIJK *et al.*, 1992). A partir de 55 ou 50 Ma (anomalie 22) selon les auteurs (PATRIAT & ACHACHE, 1984; KLOOTWIJK *et al.*, 1992) la vitesse de convergence aurait chuté brutalement pour se stabiliser à partir de 36 Ma (anomalie 13) vers 5 cm/an; dès lors la convergence est absorbée par la déformation des deux plaques continentales (Fig. 7). Cette diminution de la vitesse de convergence couplée aux données paléogéographiques sédimentologiques et magmatiques permet de situer le début de la collision Inde-Asie à 50 ± 3 Ma (e.g. LE FORT, 1989).

Les reconstructions paléomagnétiques sont utilisées pour contraindre les mouvements relatifs des plaques au cours de la collision (BESSE *et al.*, 1984; TAPPONNIER *et al.*, 1981; LIN & Watts, 1988). Ainsi, depuis le début de la collision, l'Inde serait montée vers le Nord d'environ 3000 km à l'Est et 2000 Km à l'Ouest (DEWEY *et al.*, 1988) impliquant une rotation anti-horaire de l'Inde de 21° par rapport à l'Eurasie (PATRIAT & ACHACHE, 1984). Dans le même temps, le Sud-Tibet remontait vers le Nord de 2000 Km et subissait une rotation-horaire de 30°

(BESSE *et al.*, 1984). Dans ce schéma, LELOUP (1991) estime à 2,7 millions de km² et 7,3 millions de km² les diminutions de surface respectives de la marge nord-indienne et du continent Eurasiatique absorbées au cours de la collision.

La chaîne himalayenne aurait enregistré 700 à 1000 km de raccourcissement dont 250 à 500 km au niveau des grands chevauchements intracontinentaux du type du MCT et du MBT (GANSSER, 1966; BRUNEL, 1975; PECHER, 1978; LYON-CAEN & MOLNAR, 1983), actifs au moins pour le premier depuis 25 Ma (DENIEL *et al.*, 1987). Une partie du raccourcissement de la plaque indienne a pu être absorbé par subduction de la croûte continentale indienne au niveau de l'actuelle suture de l'Indus-Tsangpo (e.g LYON-CAEN & MOLNAR, 1983; BESSE *et al.*, 1984; MATTAUER, 1986)(fig. 8). Dans cette hypothèse, la présence de croûte continentale indienne sous le Tibet pourrait expliquer l'épaisseur de 70 km de la croûte au Sud-Tibet (HIRN, 1984; MOLNAR, 1988). Cependant, d'autres modèles ont été proposés sur la base de données géologiques et géophysiques afin de rendre compte du raccourcissement et de l'épaisseur anormale de la croûte tibétaine et l'évolution post-collision :

- un épaissement global de la croûte du Tibet, du Tien Shan et de l'Altaï par raccourcissement;
- des zones de subductions intracontinentales;
- l'extrusion de blocs continentaux.

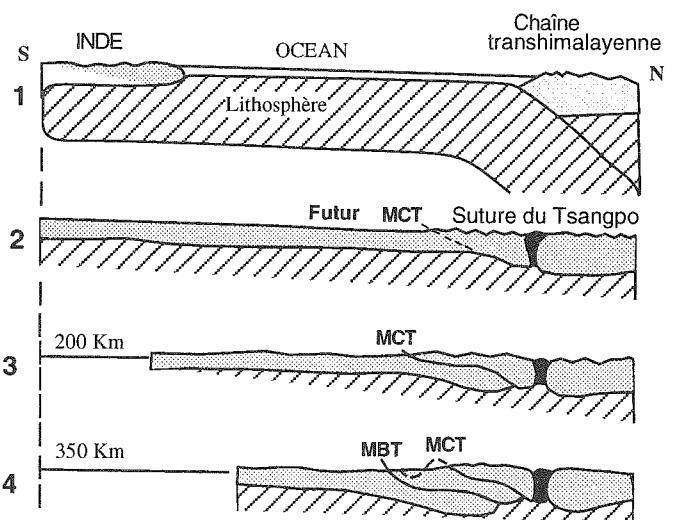


FIG 8 - Reconstitution de la collision entre l'Inde et l'Asie depuis environ 100 millions d'années. 1: subduction de la Néo-Tethys sous la marge eurasiatique avec formation de la Chaîne du Transhimalaya. 2: vers 50-55 Ma collision entre l'Inde et l'Asie et formation de la suture de l'Indus-Tsangpo. 3: Oligocène, activation du MCT. 4: Mio-Pliocène, activation du MBT.

Le premier modèle considère que le poinçonnement de l'Asie par la plaque indienne a provoqué un épaissement vertical de la croûte tibétaine sous l'effet du raccourcissement horizontal, cet épaissement se serait propagé progressivement vers

le Nord jusqu'au blocage contre la lithosphère vieille et froide des bassins du Tarim et du Qaidam (ENGLAND & HOUSEMAN, 1986, MOLNAR *et al.*, 1987). Dans ce modèle, le fait que la lithosphère actuelle présente une épaisseur normale s'explique par un retour à l'équilibre par laminage tectonique de la lithosphère inférieure. Ce laminage serait contrôlé par l'instabilité thermique créée au cours de l'épaississement de la lithosphère (ENGLAND et HOUSEMAN, 1988). Dans ce cas, les grands accidents E-W seraient très récents (Pliocène à actuel) et permettraient d'accomoder la rotation horaire des blocs continentaux dans un modèle de convergence globalement Nord-Sud (COBBOLD & DAVY, 1988; ENGLAND & MOLNAR, 1990) (Fig. 9). Aucune donnée géologique actuelle ne permet d'affirmer que l'épaississement de la croûte tibétaine a été entièrement créé au cours de la collision Inde-Asie. Au contraire, le Tibet étant constitué de 3 blocs accrétés depuis le Trias jusqu'au Jurassique supérieur

(ALLEGRE *et al.*, 1984), ces collisions successives ont pu épaissir le Tibet avant la collision Eocène.

Une autre façon d'expliquer l'épaississement de la croûte est de considérer l'existence de subductions intracontinentales au coeur du continent eurasiatique (MATTAUER, 1986). Dans ce modèle, les grandes zones de chevauchements intracontinentaux correspondent aux reliefs du Pamir, Tien Shan, Kun Lun, Qilien Shan et Longmen Shan, séparés par des zones moins déformées, le relais entre les différentes zones de subduction s'effectuant par de grands décrochements lithosphériques.

Le troisième modèle est basé sur la reconnaissance de grands décrochements actifs, dont la géométrie et la cinématique sont compatibles avec un poinçonnement de l'Eurasie par l'Inde et l'extrusion d'une partie de l'Asie vers la marge est-asiatique. Cette marge est considérée comme une bordure libre, du fait de la présence de zones de subduction (TAPPONNIER &

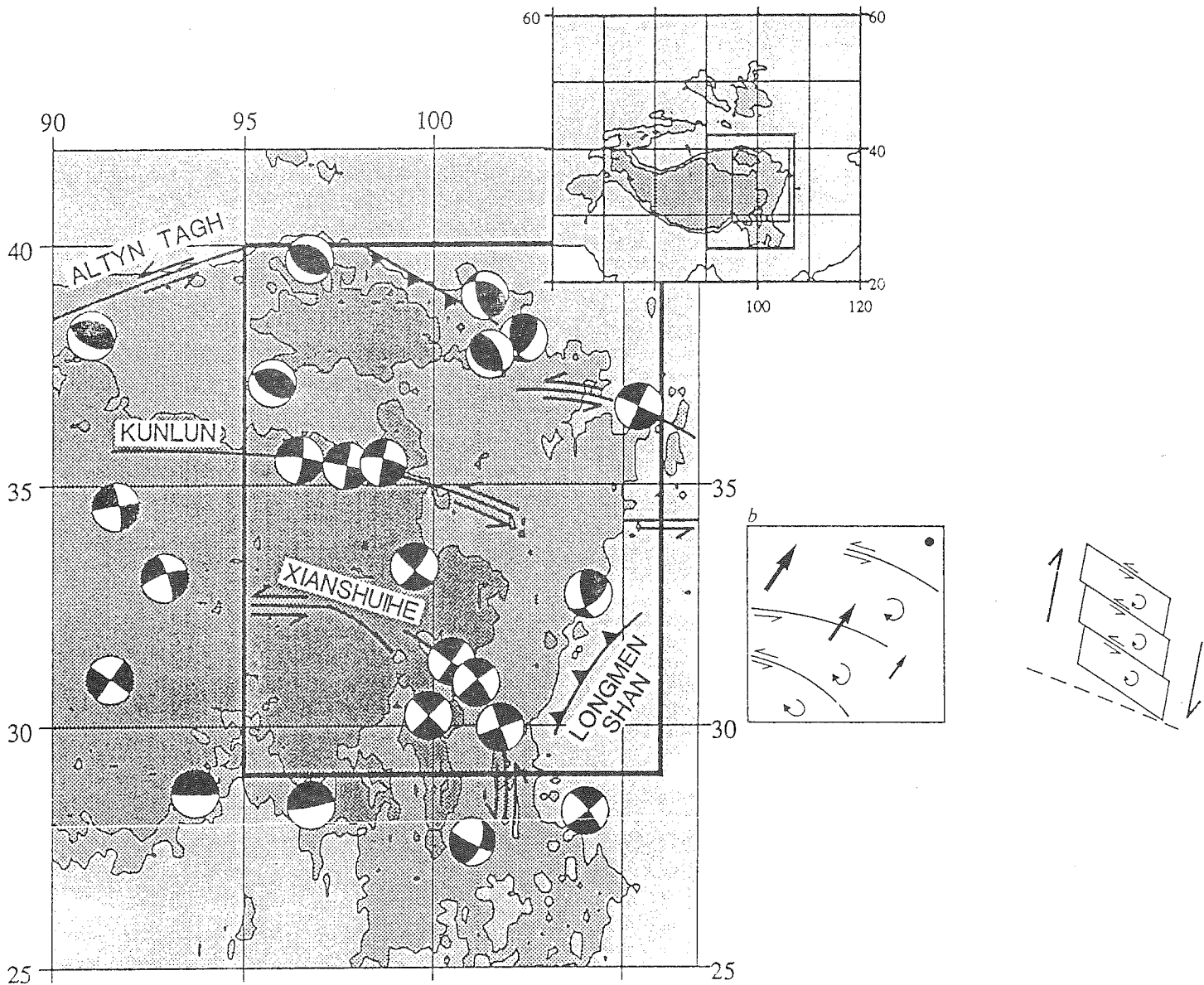


FIG. 9 - Schéma proposé par ENGLAND & MOLNAR (1990) dans lequel les grands décrochements dextres de l'Est du Tibet sont interprétés en terme de coulisage senestre aux limites de bloc, subissant une rotation horaire, au cours d'un raccourcissement globalement Nord-Sud.

Lun, Qilien Shan et Longmen Shan, séparés par des zones moins déformées, le relais entre les différentes zones de subduction s'effectuant par de grands décrochements lithosphériques.

Le troisième modèle est basé sur la reconnaissance de grands décrochements actifs, dont la géométrie et la cinématique sont compatibles avec un poinçonnement de l'Eurasie par l'Inde et l'extrusion d'une partie de l'Asie vers la marge est-asiatique. Cette marge est considérée comme une bordure libre, du fait de la présence de zones de subduction (TAPPONNIER & MOLNAR, 1976). Les modèles analogiques (TAPPONNIER *et al.*, 1982, 1986; AVOUAC & TAPPONNIER, 1992) (Fig. 10) ont permis d'affiner ce modèle avec la mise en évidence d'extrusion de blocs

successifs depuis 50 Ma (Fig. 11) : extrusion vers le SE de la partie sud du bloc de la Sonde puis de l'ensemble du bloc de la Sonde (ex-bloc Indochinois) dès l'Eocène.

Dans cette hypothèse, la faille du Fleuve Rouge entre le bloc de la Sonde et le bloc de la Chine du Sud aurait enregistré la majeure partie des mouvements. Des études géologiques et géochronologiques récentes (TAPPONNIER *et al.*, 1990; LELOUP, 1991) viennent de mettre en évidence l'importance des mouvements senestres (entre 300 et 500 km) le long de cet accident dès 25 Ma. Elles semblent donc confirmer le modèle d'extrusion des blocs du SE Asiatique. Dans ce modèle, l'ouverture de la Mer de Chine en pull-apart entre 32 et 17 Ma serait à relier au fonctionnement de

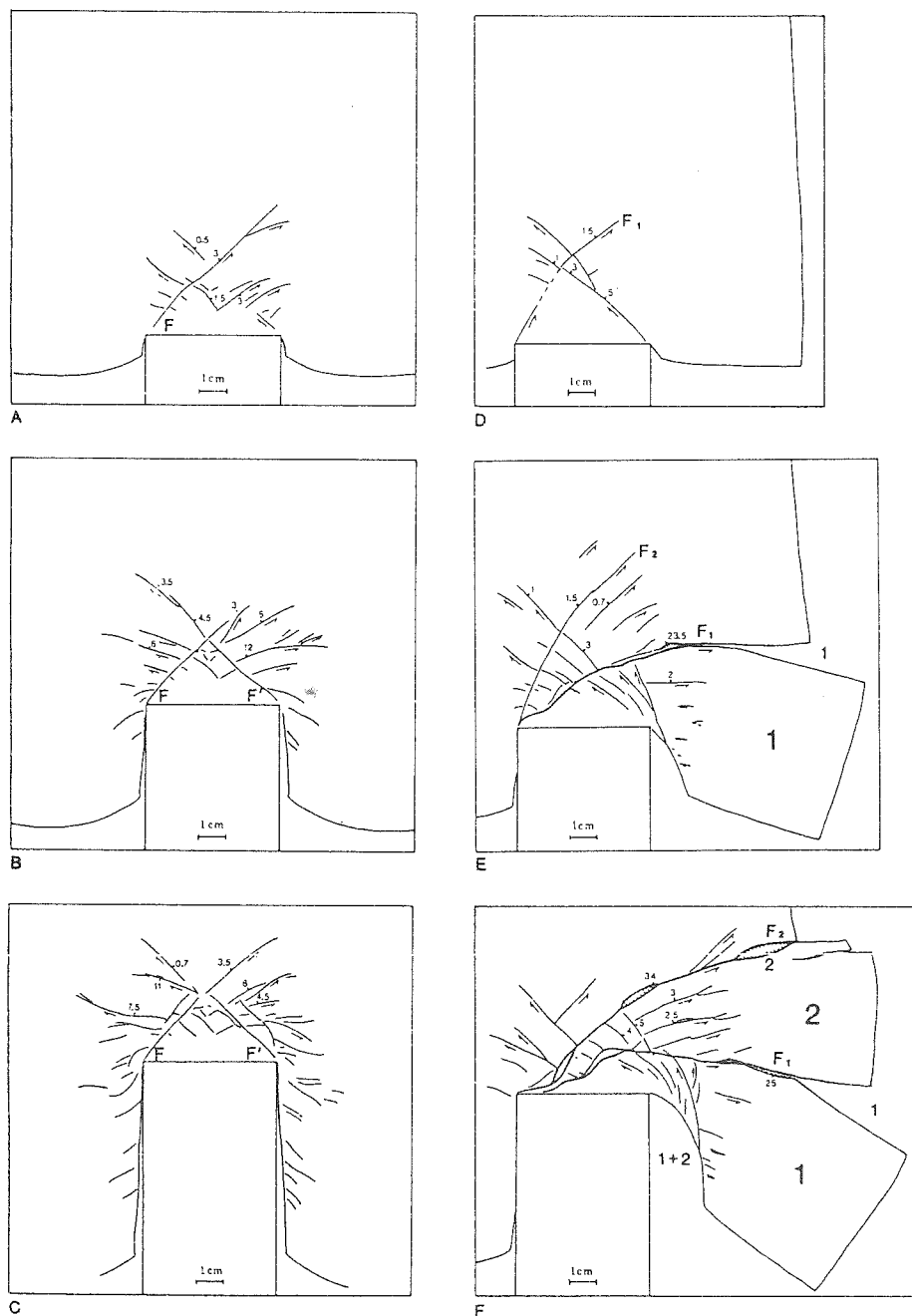


FIG. 10 - Schémas interprétatifs du poinçonnement d'un bloc de plastiline (plaque eurasiatique) par un poiçon rigide (Inde), d'après Tapponnier *et al.* (1982). Les accidents F1 et F2 guident l'extrusion successive des blocs 1 et 2 correspondant respectivement au bloc de la Sonde (bloc Indochinois) et à la Chine du Sud. 1, 1+2 et 2 correspondent à l'ouverture des mers de Chine du Sud, d'Adaman et du Nord-Est de la Chine. (comparer avec la Figure 11).

la faille du Fleuve Rouge (TAPPONNIER *et al.*, 1986). Dans un deuxième temps, la faille de l'Altyn Tagh au Nord-Tibet et la faille du Karakorum au Sud-Tibet auraient pris le relais de la faille du Fleuve Rouge provoquant l'extrusion du Tibet et de la Chine du Sud (ARMIJO *et al.*, 1989). Dans ce même laps de temps, le Sud-Tibet était affecté par une tectonique décrochante matérialisée, à la limite entre le Cristallin du Haut-Himalaya et les séries Sédimentaires Téthysiennes, par un fonctionnement dextre de la Faille Normale Nord-Himalayenne (PECHER, 1991; PECHER *et al.*, 1991). Dans ce modèle, l'épaississement serait en grande partie antérieur à la collision Inde-Asie et contemporain des collisions du Trias et du Jurassique supérieur.

LE PICHON *et al.* (1992) proposent un modèle

intermédiaire entre les deux premiers et le troisième. L'étude de la distribution de la topographie actuelle du Tibet révèle un déficit de masse dans la partie ouest du Tibet, à relier effectivement à l'extrusion du Tibet. Cependant, il faut aussi envisager qu'une partie du raccourcissement ait été absorbé par subduction de la croûte inférieure indienne sous le Tibet. Dans cette hypothèse, l'extrusion du Tibet aurait été plus importante au début de la collision, i.e à l'Eocène et à l'Oligocène.

Nous verrons, dans le cadre ce travail, dans quelle mesure l'étude de la mise en place des granites Himalayens, contribue à une meilleure compréhension de la tectonique de l'ensemble Himalaya-Tibet à l'Oligocène et au Miocène.

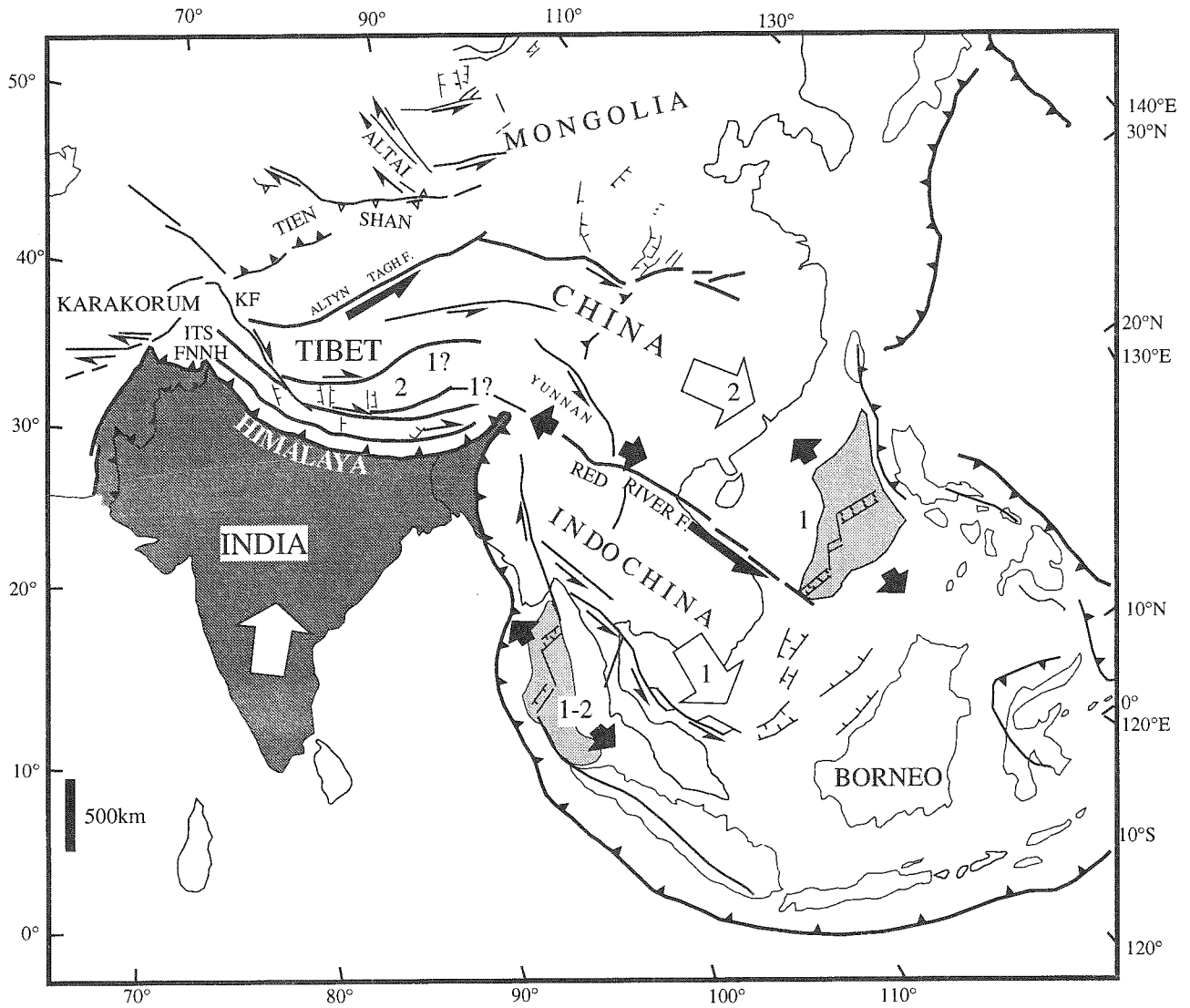


FIG. 11 - Cartes schématisant de l'extrusion des blocs continentaux au cours de la collision Inde-Asie (d'après TAPPONNIER *et al.*, 1982). Les traits en gras soulignent les principaux accidents à la limite des blocs. Deux phases d'extrusion ont été reconnues: 1: entre 50 et 20 Ma; 2: entre 20 Ma et l'actuelle.

CHAPITRE II : EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE DE
L'HIMALAYA CENTRAL ET CONDITIONS P-T DE LA MISE EN
PLACE DU GRANITE DU MANASLU

Introduction

Depuis une vingtaine d'années, le modèle de métamorphisme inverse himalayen développé par LE FORT (1975) a fait l'objet de nombreuses discussions dues en partie au fait que les différentes sections observables le long des 2000 km de la chaîne ne sont pas similaires. Depuis lors, les nombreuses données thermobarométriques dans le Cristallin du Haut-Himalaya sont venues affiner ce modèle. La première partie de ce chapitre sera consacrée à l'état des connaissances sur l'évolution tectonométamorphique de l'Himalaya Central et son lien avec la genèse des leucogranites; la deuxième partie à l'étude thermobarométrique effectuée autour du granite du Manaslu (les résultats sont réunis, dans un article soumis à *Tectonophysics*), suivie d'une étude isotopique H et O de l'auréole de contact. Ces résultats seront discutés dans une quatrième partie.

II.1 Evolution tectonométamorphique de la région Annapurna-Manaslu-Ganesh

L'Himalaya Central représente une section E-W de 150 km entre les longitudes 83° 30'E et 85°E pour une largeur N-S variant entre 80 et 130 km entre les latitudes 28°N et 29°N depuis le Bas-Himalaya jusqu'aux Séries Sédimentaires Téthysiennes (Fig. 12). Trois vallées principales N-S recoupent la pile tectonométamorphique pentée globalement vers le Nord de 20 à 30° : d'Est en Ouest, les vallées de la Kali Gandaki (Ouest des Annapurna), de la Marsyandi (entre Annapurna et Manaslu) et de la Buhri Gandaki (Est du Manaslu).

II.1.a Le Bas-Himalaya ou Moyen-Pays Népalais

L'étude pétrographique et structurale de cette unité a été menée essentiellement par A. PECHER (1978; 1989). Cet auteur a distingué deux formations : le Moyen Pays Népalais Inférieur (MPI) et le Moyen Pays Supérieur (MPS) qui affleurent à la faveur d'un vaste anticlinal est-ouest (Fig. 6). Le flanc sud (MPI) est faiblement affecté par le métamorphisme himalayen et a gardé ses caractères sédimentaires avec des quartzites en plaquettes surmontées d'une formation gréso-pélique à dominante grauwackeuse marquée par l'abondance des minéraux détritiques (quartz, muscovite, chlorite, feldspaths et tourmaline). L'âge minimal du MPI est donné par une pegmatite datée à $1,7 \pm 0,8$ Ga (DENIEL, 1985), recoupant les schistes de Kunchha (MPI), et par les gneiss ocellés d'Ulleri (MPI) dont l'âge est antérieur à 1,5 Ga (VIDAL *et al.*, 1987). Par contre, le MPS, sur le flanc sud, a livré des restes de plantes dans des schistes carbonés d'âge

paléozoïque inférieur.

Sur le flanc nord de l'anticlinal, on retrouve les mêmes formations avec toutefois un changement notable dans le degré de métamorphisme : les roches sont fortement recristallisées avec apparition d'une linéation minérale et d'étirement orientée environ à N20°E, portée par un plan d'aplatissement S0-S1. La linéation est soulignée par la biotite, puis des ombres de pression autour du grenat, la staurotite et le disthène au fur et à mesure que l'on monte dans la série en direction du MCT; cette disposition inverse des phases minérales dans la pile tectonométamorphique s'accompagne d'une zonation dans la composition des fluides avec une teneur maximum en CO² près du MCT (PECHER, 1978; 1979) et une recristallisation de plus en plus poussée du quartz (BOUCHEZ & PECHER, 1981). Cette évolution caractérise le métamorphisme inverse reconnu tout au long de la chaîne himalayenne (HEIM & GANSSER, 1939; RAY, 1947; HASHIMOTO *et al.*, 1973; FRANK *et al.*, 1973; LE FORT, 1975; PECHER, 1978; HONEGGER, 1983 ...).

II.1.b La Zone du Main Central Thrust (MCT) et le Cristallin du Haut-Himalaya (HHC)

La déformation et le métamorphisme qui structurent le Bas-Himalaya sont liés au fonctionnement d'une zone de cisaillement majeur, le MCT. Il marque une discontinuité lithologique et structurale entre les deux compartiments (PECHER, 1989) : (i) il s'agit d'une limite lithologique entre les gneiss plus ou moins migmatitiques du HHC et les formations métasédimentaires riches en calcaires et dolomies du Moyen-Pays Supérieur, (ii) la déformation est soulignée par une forte structure plano-linéaire (fabrique L-S) avec des axes de plis parallèles à une linéation d'étirement typique des zones déformées à haute-température (COBBOLD & QUINQUIS, 1980). Vers le haut du HHC, la structure devient moins linéaire et la schistosité associée au MCT transpose un ancien plan de schistosité portant une paragenèse métamorphique primaire éo-himalayenne (CABY *et al.*, 1983).

La géométrie du MCT varie en fonction du niveau de troncature du HHC et de sa réactivation tardive. On distingue deux cas : une section type Annapurna où le HHC est peu épais (5 km, d'après LE FORT, 1975; LE FORT *et al.*, 1986); le MCT se marque alors par une limite brutale entre le Moyen-Pays et le Cristallin, souligné par des niveaux phyllonitiques riches en lentilles de quartz d'exsudation. Le deuxième cas correspond à une section type Manaslu avec un HHC épais de 12 km, la limite est alors difficile à fixer car il y a continuité structurale et métamorphique de part et d'autre de la zone.

Du fait de l'épaisseur variable du HHC, les conditions pression-température varient d'Ouest en Est.

Section des Annapurna

A la base de la Dalle, la paragenèse primaire est caractérisée par l'association à $qtz+bio+fsp+grt+mu\pm ksp+ky+\pm zo\pm grt/ilm$ correspondant à une température d'environ 670° pour une pression de 750 MPa (CABY *et al.*, 1983; LE FORT & al., 1986b;

PECHER, 1989). La sillimanite est rarement présente tandis que les gneiss pélitiques de la Formation I sont faiblement migmatitisés. Une paragenèse secondaire, rétro-morphique, (environ 500°C pour 400-500 MPa) est contemporaine du fonctionnement du MCT.

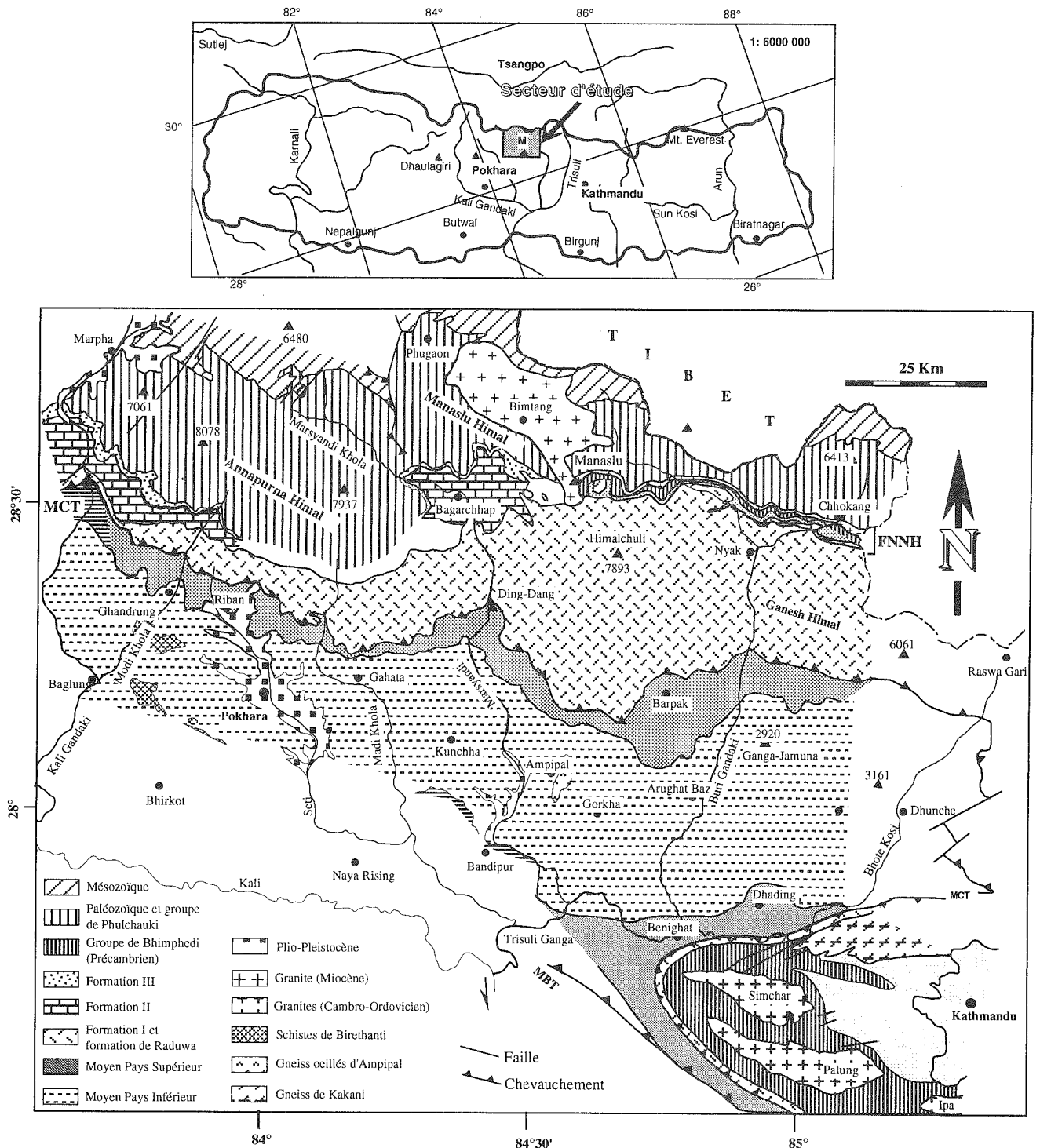


Fig. 12 - Carte géologique du Népal Central redessiné par RAI (1993), d'après STOCKLIN & BHATTARAI, 1977; STOCKLIN, 1980 et COLCHEN *et al.*, 1980.

Section Manaslu-Ganesh

On distingue tout d'abord une paragenèse primaire marquée par l'association $qtz+bio+fsp+grt+ky+mu\pm ksp\pm grt\pm zo$ caractéristique des gneiss métapélitiques de la Formation I. La muscovite est abondante à la base de la série tandis que le feldspath potassique augmente vers le sommet de la Formation I, dans la zone où les gneiss sont fortement mobilisés (Fig. 13). Dans la vallée de la Marsyandi (région de Tal), les leucosomes sont particulièrement abondants à ce niveau et forment de véritables niveaux lenticulaires décimétriques affectés par la schistosité syn-MCT.

Dans la partie moyenne et supérieure de la Formation I, la sillimanite prismatique ou fibrolitique devient abondante. Elle se développe à partir du disthène primaire, de la muscovite ou du feldspath potassique. On l'observe également sur des plans de cisaillement marquant un mouvement normal vers le Nord-Est (Fig. 14) lié à la Faille Normale Nord Himalayenne qui marque la limite entre le HHC et sa couverture sédimentaire (PECHER, 1991).

On distingue nettement deux événements tectonométamorphiques : le premier, éo-himalayen M1 de type barrovien avec une pression pouvant atteindre 1 GPa pour une température estimée entre 650 et 750°C (PECHER, 1989), repris par le métamorphisme M2 syn-MCT, plus ou moins rétro-morphique, caractérisé par l'apparition de la sillimanite dans la partie supérieure du HHC (PECHER, 1989) et la présence d'une seconde génération de leucosomes à tourmaline recoupant la foliation majeure (BROUAND, 1989). Suivant les auteurs, les estimations de pression et de température de ce second événement varient entre 620-720°C (LE FORT, 1986) et 530-650°C (HODGES *et al.*, 1988a) pour une pression de 400 à près de 800 MPa. Ces différences reflètent probablement en partie le choix des thermobaromètres et la position des analyses microsondées au sein des minéraux. En effet, si l'on se réfère aux analyses effectuées par HODGES *et al.* (1988a) dans la vallée de la Buhri Gandaki, sur des bordures de minéraux (grt, fsp, bio, musc, sill), ces auteurs ont mis en évidence un tamponnage de la température aux environs de 600°C au cours de l'anatexie dans l'ensemble du HHC (Fig. 15) par contre une étude cœur-bordure des minéraux synchrones du métamorphisme M2 fait ressortir une diminution de pression et de température entre M1 et M2 (PECHER & LE FORT, 1986) suivit d'une augmentation de pression et de température au sommet de la Dalle (HODGES *et al.*, 1988b & comm. pers.). Cette augmentation de pression et de température au début du métamorphisme M2 semble ubiquiste tout au long de l'Himalaya, il implique un enfouissement supplémentaire du HHC d'au moins 4 km (HODGES & SILVERBERG, 1988; HODGES & al., 1988b; HODGES *et al.*, soumis).

La persistance des conditions de haute-température après l'épisode majeure de cisaillement est attestée par la recristallisation secondaire des joints de quartz (BOUCHEZ & PECHER, 1981), la relativement faible

densité des fluides et la croissance post-cinématique du grenat, du staurotite et de la biotite (PECHER, 1989).

Vers le sommet du HHC, apparaissent deux formations, bien distinctes de la précédente : la *Formation II* et la *Formation III*.

La FII se distingue de la FI par l'apparition de gneiss à minéraux calciques (pyroxène), scapolite, plagioclase et amphibole calcique, ankérite, sphène) et des niveaux de marbre à pyroxène et grenat. Son épaisseur, variable, peut atteindre 2 à 3 km. L'estimation des conditions pression-température est difficile à effectuer dans ces niveaux du fait de la quasi-absence du Mg dans ce système et de l'absence de calibration expérimentale à moyenne pression et moyenne température pour ce type de roches.

La FIII forme un niveau repère de gneiss ocellés au sommet du Cristallin. Il s'agit d'anciens granites alcalins, extrêmement déformés et parfois remobilisés, marqueurs d'une extension cambro-ordovicienne affectant l'ensemble du Gondwana (LE FORT *et al.*, 1986a).

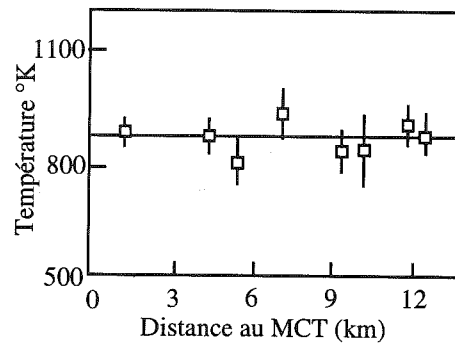


FIG 15 - Estimations des températures dans le Cristallin du Haut-Himalaya en fonction de la distance au MCT (d'après HODGES *et al.*, 1988).

II.1.c Ages du métamorphisme himalayen.

Les âges absolus sur le métamorphisme sont rares, il se situent pour la plupart entre 50 et 30 Ma, pour le métamorphisme éo-himalayen M1 (HODGES *et al.*, 1988; TRELOAR *et al.*, 1989b; INGER, 1991; PARRISH, 1993; SPRING, 1993; TONARINI *et al.*, 1993). Ce premier événement tectonométamorphique est à relier à la relaxation thermique de la croûte épaissie, 20 ± 10 Ma après la collision (ENGLAND *et al.*, 1992).

Les âges directs ou indirects sur le métamorphisme himalayen M2 sont plus abondants. Un âge absolu, proche du pic du métamorphisme a été obtenu par HUBBARD & HARRISON, (1989) en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphibole à $20,9 \pm 0,2$ Ma dans la région de l'Everest. Les âges reposent sur la datation indirecte des migmatites ou des leucogranites du Haut-Himalaya,

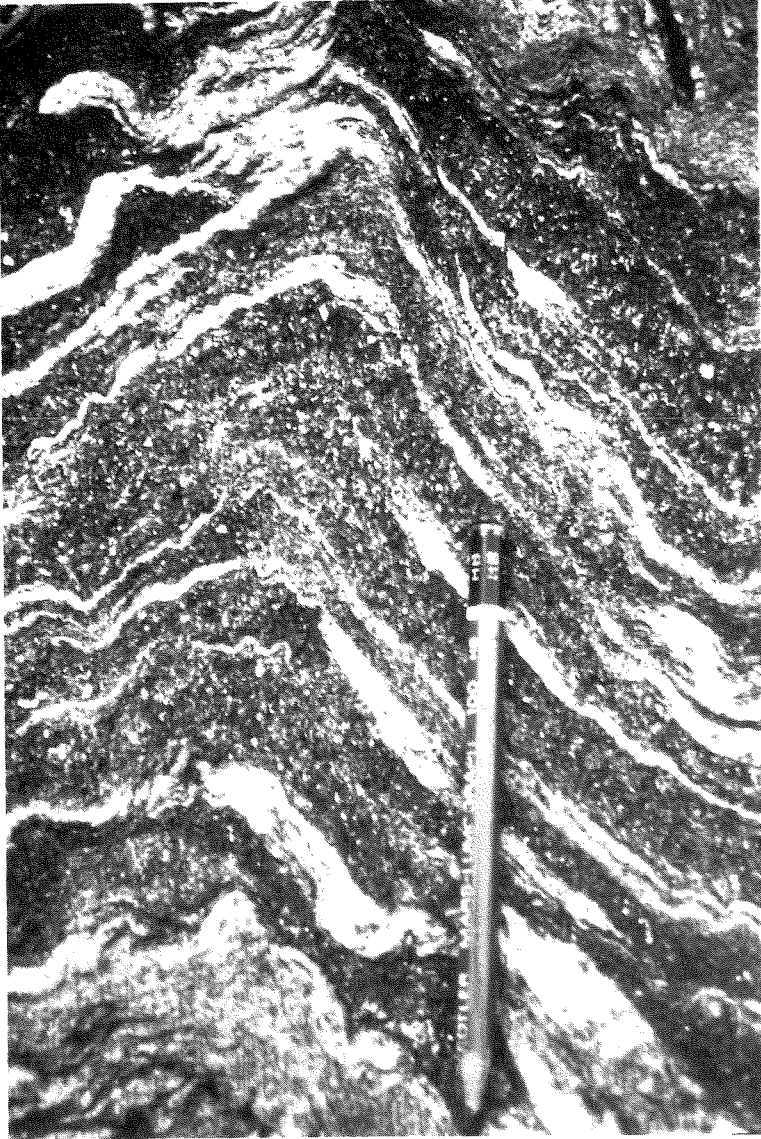


FIG. 13 - Gneiss migmatisé au sommet de la Formation I (vallée de la Buhri Gandaki). Noter l'abondance des biotites dans les niveaux restitiques.

FIG. 14 - Plans de cisaillement soulignés par de la sillimanite fibrolitique dans le haut de la Formation I (vallée de la Buhri Kandaki), indiquant un mouvement normal vers le Nord-Est.



dont la génèse serait contemporaine du m t morphisme M2 et du mouvement le long du MCT (LE FORT, 1975, 1981, 1986); les âges s'échelonnent entre 25 ± 1 Ma (DENIEL *et al.*, 1986; 1987) et $14,3 \pm 0,6$ Ma (SCHARER *et al.*, 1986). Cet intervalle de temps est considéré comme la durée minimum de fonctionnement du MCT (e.g. LE FORT, 1989). Cependant, la plupart des âges disponibles sur l'ensemble de la chaîne oscillent entre 23 Ma et 18 Ma (SCHARER, 1984; SCHARER *et al.*, 1986; COPELAND *et al.*, 1988; STERN *et al.*, 1989; PARRISH, 1990; PARRISH *et al.*, 1992; INGER, 1991, BROWN *et al.*, 1993).

Des âges de refroidissement sur muscovite et biotite en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ autour de 9-7 Ma dans la région du Langtang (MACFARLANE *et al.*, 1992) et 4   5 Ma en Himalaya Central (COPELAND *et al.*, 1991) sont interprétés respectivement en terme de réactivation du MCT par passage sur une rampe, et de circulation de fluides. Dans les deux cas, ces âges marqueraient le fonctionnement du MBT.

II.1.d La zone de cisaillement Nord-Himalayenne (FNNH)

Vers le haut de la Formation I, la linéation d'étirement L1  o-himalayenne passe progressivement d'une direction N10 E-N30 E (direction de transport des nappes himalayennes)   une direction N40 E-N70 E, alors que les critères de cisaillement (ombres de pression asymétrique, inclusions sigmoïdales, microplis asymétriques) indiquent toujours un mouvement vers le Sud ou le Sud-Ouest. Au sommet de la dalle, la linéation L1 peut prendre une direction franchement E-W (N80 -N110 E). Cette rotation passive s'accompagne de l'apparition de plans de cisaillement à sillimanite plus fortement pent s vers le Nord que la foliation, avec des critères de cisaillement indiquant un mouvement normal et/ou décrochant vers le Nord-Est et l'Est-Nord-Est. Dans les gneiss de la Formation III, l'ancienne foliation est transposée par une nouvelle structure C/S indiquant un mouvement décrochant dextre de direction E-W. Cette zone de cisaillement affecte également la prolongation est du granite du Manaslu : le bras de Chhokang (PECHER *et*

al., 1984).

Reconnue non seulement sur l'ensemble de l'Himalaya Central mais également au Garhwal (PECHER & SCAILLET, 1989), au Zaskar (GAPAIS *et al.*, 1992) et dans la région de Nyalam (BRUN *et al.*, 1985), cette zone de cisaillement dextre, à la limite entre le HHC et les HHSS, serait liée à l'extrusion du Sud-Tibet dès le début du Miocène (PECHER *et al.*, 1991). Dans la partie orientale de la chaîne, une zone de cisaillement de type faille normale existe également entre le Cristallin du Haut-Himalaya et sa couverture sédimentaire; elle est interprétée en terme "d'extrusion" vers le Sud de l'ensemble du HHC (BURCHFIEL *et al.*, 1992). Ce détachement aurait été déclenchée par une instabilité gravitaire, liée à une différence de reliefs entre le HHC et les HHSS dès le Miocène (Fig. 16) (BURG *et al.*, 1984b; BURCHFIEL & ROYDEN, 1985; ROYDEN & BURCHFIEL, 1987). Cependant, BRUN *et al.* (1985) ont observé dans la région de Nyalam une rotation sensiblement dextre de la linéation L1 qui semble incompatible avec un simple affaissement vers le Nord du Sud-Tibet. De plus, les données structurales publiées par BURCHFIEL *et al.* (1992) semblent également indiquer une composante de décrochement dextre sur la zone de cisaillement (FNNH).

Nous verrons au Chapitre III qu'il est peut être nécessaire de distinguer deux mouvements consécutifs le long de cet accident : un mouvement normal suivi d'un mouvement décrochant dextre.

L'âge de fonctionnement de cet accident s'échelonne entre 25 Ma dans la région du Manaslu (PECHER *et al.*, 1991; GUILLOT *et al.*, 1993a) et 22-20 Ma dans la région de Rongbuk au Nord de l'Everest (HODGES *et al.*, 1992).

II.1.e M t morphisme inverse et granites du Haut-Himalaya

Ces deux notions sont indissociables dans la mesure où la fusion du Cristallin du Haut-Himalaya est contemporaine du fonctionnement du MCT (LE FORT, 1986). Une des premières explications du m t morphisme inverse consistait en un réarrangement structural d'une séquence barrovienne normale. Cette

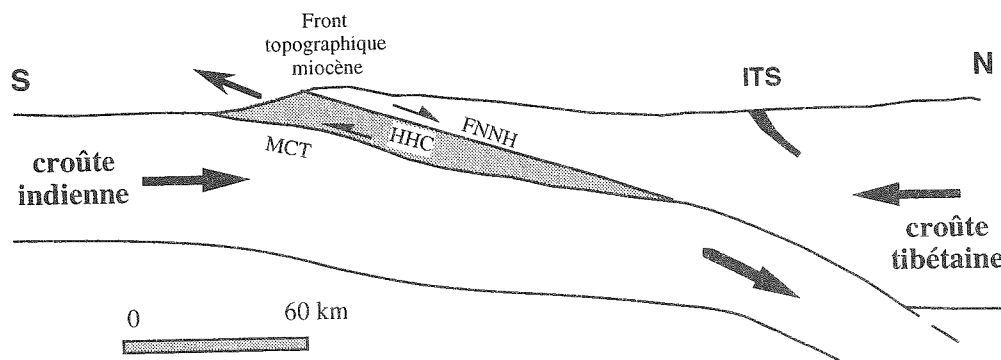


FIG. 16 - Coupe schématique de la partie est de l'Himalaya montrant les relations entre le MCT et la FNNH (d'après BURCHFIEL *et al.*, 1992). Dans ce modèle, le HHC (Cristallin du Haut-Himalaya) forme un coin crustal dénudé à son toit au cours de la collision Inde-Asie. MCT: Main Central Thrust; FNNH: Faille Normale Nord Himalayenne; ITS: Suture de l'Indus-Tsangpo.

hypothèse a été rapidement rejetée par les estimations thermobarométriques qui montrent une diminution continue de la pression vers le haut du HHC (PECHER, 1978; HODGES *et al.*, 1988a). LE FORT (1975) propose un modèle pour expliquer cette inversion métamorphique par mise en contact le long du MCT d'une nappe profonde, chaude et déshydratée (le HHC) sur une séquence faiblement métamorphique : le Bas-Himalaya. Au contact de cette série plus froide, le toit du chevauchement est refroidi, tandis que son mur est réchauffé créant ainsi un repli apparent des isothermes et une inversion locale du gradient thermique (Fig. 17). De plus, l'apport de chaleur par conduction provoqua une déshydratation du Bas-Himalaya et la percolation de fluides dans l'ensemble du HHC. Ces venues de fluides auraient alors diminué le point de fusion des paragneiss de la Formation I et engendré des magmas anatectiques (e.g. LE FORT, 1981).

De nombreux arguments géochimiques montrent en effet que les granites du Haut-Himalaya sont issus de la fusion d'une source analogue au HHC en présence

La première réaction expliquerait en particulier l'abondance de la sillimanite dans la zone migmatitique de la Formation I. L' anatexie avec ou sans fluide ne sont pas deux processus incompatibles mais complémentaire dans la mesure où l'apport de fluides augmente le degré de fusion partielle et permet des températures de fusion plus basses. Ainsi, POGNANTE (1992) propose pour expliquer les migmatites et les sills de leucogranites du Zanskar, deux types de fusion : tout d'abord une fusion des orthogneiss par déstabilisation de la biotite sans apport de fluides puis une autre avec apports de fluides pour expliquer les fortes productivités observées localement. Nous verrons au Chapitre IV dans quelle mesure le chimisme du granite du Manaslu permet de répondre à ces questions.

D'autres modèles que celui de LE FORT (1975) ont été présentés pour expliquer le métamorphisme himalayen. MOLNAR *et al.* (1983) proposèrent un modèle d'apport de chaleur par friction le long du MCT provoquant un réchauffement du Bas-Himalaya et

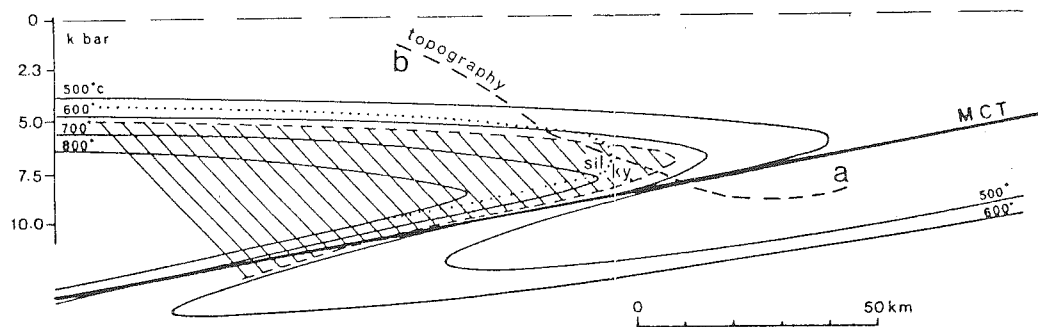
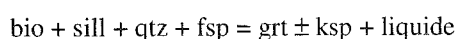
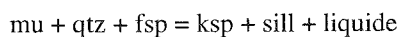


FIG. 17 - Modèle du métamorphisme inverse proposé par Le Fort (1975) par chevauchement du Cristallin du Haut-Himalaya chaud et anhydre sur les formations froides et hydratées du Moyen-Pays.

d'un fluide : cohérence entre les rapports isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd observés dans les gneiss de la Formation I et le granite du Manaslu (VIDAL *et al.*, 1982; DENIEL *et al.*, 1987; LE FORT *et al.*, 1987); étude des isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ dans le granite et dans la Formation I (FRANCE-LANORD *et al.*, 1988). Par contre les δD plus élevés dans la FI d'environ 20‰ par rapport au granite impliquent soit un dégazage du granite au cours de sa mise en place, soit une venue de fluides libérés au niveau du Bas-Himalaya (FRANCE-LANORD *et al.*, 1988) (Fig. 18).

A l'inverse, HARRIS & INGER (1992) et INGER & HARRIS (1993) qui ne remettent pas en question l'origine des granites dans la Formation I, proposent un modèle de fusion incongruente des biotites et des muscovites sans apports de fluides, selon les réactions :



sa fusion. Les observations de terrain infirment ce modèle dans la mesure où les produits de fusion s'observent systématiquement au dessus du MCT et jamais en dessous. De plus, il y a incompatibilité isotopique entre le Moyen-Pays et les leucogranites (FRANCE-LANORD & LE FORT, 1988). Le modèle de Le FORT (1975) a été repris récemment par ENGLAND *et al.* (1992) pour en explorer les implications thermiques et ceci, à partir du modèle développé par MOLNAR & ENGLAND (1990b). En tenant compte de différents paramètres physiques et chimiques (flux de chaleur, production radiogénique, composition radiogénique de la croûte, profondeur, durée du chevauchement), ces auteurs arrivent à la conclusion suivante : si la fusion a suivi immédiatement le chevauchement du MCT, alors un apport de chaleur par friction ne semble pas nécessaire pour expliquer la répartition des isothermes au cours du métamorphisme M2; par contre pour maintenir une température élevée suffisamment longtemps pour permettre la fusion du Cristallin, il faut envisager un apport de chaleur par friction. Il suffit alors de disposer

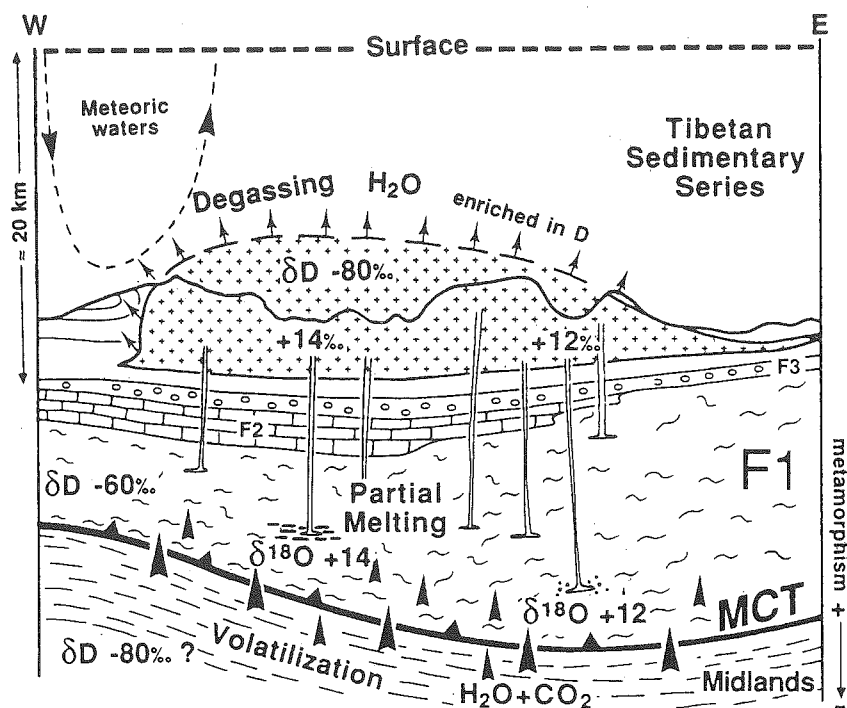


FIG. 18 - Schéma explicatif de la genèse du granite du Manaslu par transferts de fluides depuis le Moyen-Pays jusque dans le Cristallin du Haut-Himalaya permettant la fusion de la formation I. Les rapports isotopiques de l'hydrogène dans le granite ne sont pas directement représentatifs des rapports mesurés dans les formations sous-jacentes, suggérant une modification de ces rapports au cours de la production des fluides dans le HHC et lors du dégazage du granite. Noter la présence locale d'une circulation de fluides d'origine météorique (d'après France-Lanord et al., 1988).

d'une contrainte de cisaillement de 50 à 200 MPa pour maintenir une température supérieure à 600°C pendant plusieurs millions d'années. Cependant, ROYDEN (1993), qui part également de l'équation de MOLNAR & ENGLAND (1990b), montre que la chaleur de friction libérée au niveau du MCT ne peut produire qu'un réchauffement limité. Toujours selon cet auteur, une érosion de l'ordre de 1 mm/an par dénudation tectonique le long de la FNNH et accompagné de production de chaleur radiogénique suffit à rendre compte du profil de température observé dans le Cristallin du Haut-Himalaya.

Dans la partie est de la Chaîne, les interprétations diffèrent : BRUNEL & KIENAST (1986) ont proposé comme source de chaleur du métamorphisme M2 les leucogranites eux-mêmes. Un argument majeur contre ce modèle est la présence d'un métamorphisme inverse en l'absence de granites, ces derniers apparaissent comme une conséquence du métamorphisme M2 de haute température plutôt que l'inverse. HODGES *et al.* (soumis) montrent que dans la région de Nyalam, la base et le milieu de la pile métamorphique ont suivi une histoire P-T contrastée au cours de M2. Au-dessus du MCT, les roches ont été refroidies rapidement par charriage sur le matériel froid du Bas-Himalaya. Par contre, vers le haut de la pile, cet écrantage thermique ne s'est pas fait sentir puisque les roches n'ont subi

qu'une forte décompression adiabatique, liée au fonctionnement de la Faille Normale Nord Himalayenne.

Un autre modèle proposé pour expliquer l'anatexis au sommet de la Formation I du HHC est basé sur le principe de la réfraction thermique. Ainsi, les métapélites de la Formation I à forte conductivité thermique et riches en élément radiogéniques au contact des roches faiblement conductives et pauvres en éléments radiogéniques des Séries Sédimentaires Téthysiennes ont pu subir une accumulation de chaleur, provoquant un réchauffement de la partie supérieure du HHC. Ce modèle proposé par JAUPART & PROVOST (1985) a été repris par INGER & HARRIS (1992) pour expliquer les températures supérieures à 750°C enregistrées dans la zone des migmatites du HHC dans la vallée du Langtang.

En résumé, malgré des interprétations divergentes suivant les auteurs, 5 paramètres semblent contrôler peu ou prou le profil de température observé dans le Cristallin du Haut-Himalaya : un flux thermique permanent, la production de chaleur radiogénique, la production de chaleur par friction le long du MCT (elle-même dépendant de l'hypothèse sur la valeur de la contrainte), la réfraction thermique et l'érosion.

II.2 Conditions P-T de la mise en place du granite du Manaslu

Le granite du Manaslu est situé structurellement au-dessus du Cristallin du Haut-Himalaya. Il est intrusif dans les Séries Sédimentaires Téthysiennes dans lequel il développe une auréole de métamorphisme de contact. Au cours de la campagne de terrain du printemps 1991, nous avons atteint (PLF, AP et SG) le contact à différents niveaux structuraux, depuis la base jusqu'au sommet du massif. J'ai donc pu effectuer une étude métamorphique et microstructurale de l'auréole de contact dont je résume ici les principaux points. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article soumis à *Tectonophysics*. et dans le tableau 2.

Les analyses microsondes pour mener à bien ce travail de thermobarométrie ont été réalisées à deux endroits. Une centaine d'analyses ont été effectuées par PATRICK LE FORT sur la microsonde de l'Université de Nancy. Un millier d'analyses supplémentaires ont été effectuées sur la microsonde Camebax SX-5 de l'Institut Polytechnique de Grenoble. Les conditions analytiques sont reportées dans le tableau 3. Un certain nombre d'analyses ne "bouclent" pas, car nous avons rencontré des problèmes de comptage sur un des spectromètres de la microsonde grenobloise. Le silicium, et l'aluminium ont été les deux éléments les plus affectés par ce problème. J'ai donc utilisé de préférence les analyses qui ne présentaient pas d'anomalies pour estimer les pressions et les températures.

L'étude microstructurale des paragenèses métamorphiques de l'auréole de contact permet de mettre en évidence une évolution P-T-e contrastée depuis le sommet jusqu'à la base du massif.

Le toit du granite, intrusif dans les marbres du Lias, est caractérisé par une déformation cisailante vers l'Est-Nord-Est de basse à moyenne température, postérieure aux minéraux du métamorphisme de contact (pyroxène, scapolite, feldspath potassique...)(fig. 19). Des filons précoces sont repris dans le plan de schistosité local (S2?). Cette déformation semble se localiser dans les vingt premiers mètres de l'encaissant, au contact avec le granite.

Dans les schistes métapélitiques du Trias, les relations entre les recristallisations et la croissance des minéraux du contact sont bien visibles. Grenat, staurotide, biotite ou chlorite sont synchrones du plan d'aplatissement S₂ qui est parallèle au contact. La linéation minérale (biotite+muscovite) et d'étirement (ombre de pression autour des grenats, boudinage des tourmalines) est orientée selon la linéation dans l'encaissant, à N70-N80°E, pentée vers l'Est d'une vingtaine de degrés. Le plan de foliation majeur, limité à l'auréole de contact, reprend un ancien plan S₀-S₁, plan axial des plis à vergence nord. Localement, la staurotide est associée à une schistosité de crénulation S₃ orientée selon N0-N30°E (Fig. 20).

En descendant vers la base du massif (~ 1-2 km en dessous), les gneiss calc-silicatés deviennent abondants. Ils sont caractérisés par un plan de foliation (S2?) parallèle au contact dans lequel cristallise

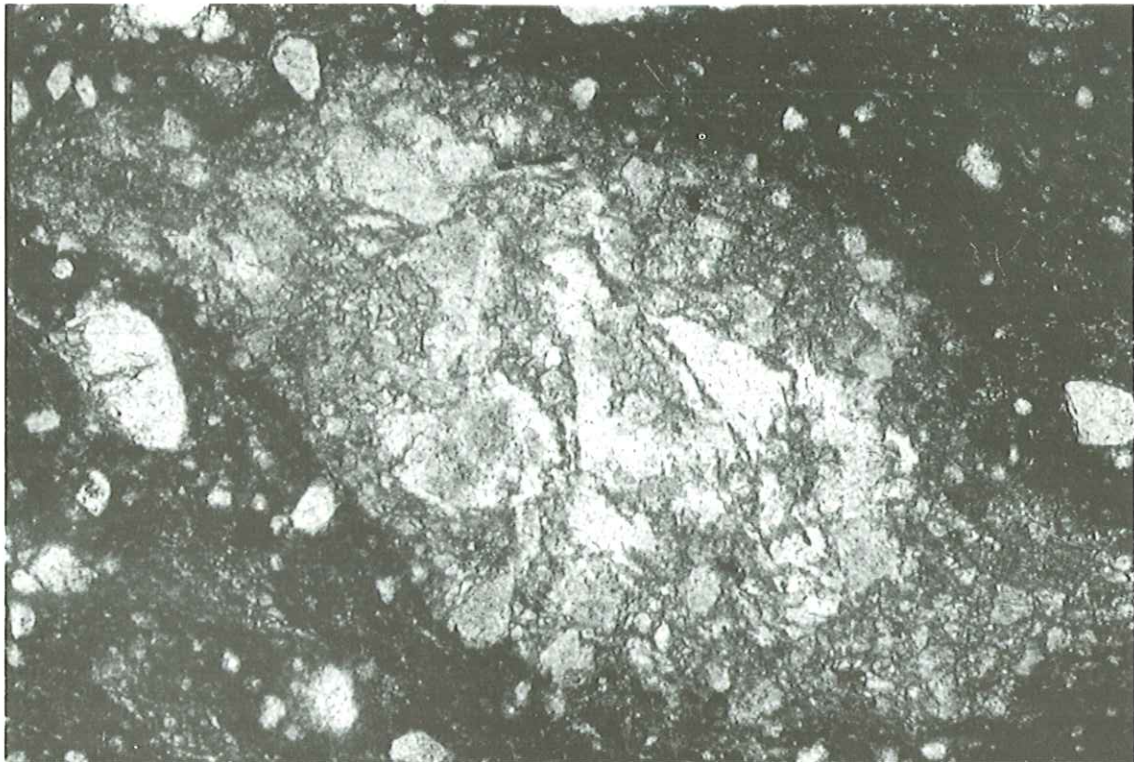


FIG. 19 - Photo de lame mince d'un échantillon récolté au contact supérieur du granite dans les marbres du Lias (entre le Glacier Blanc et le Glacier Noir, altitude: ~ 5000 m.). Un filonnet de granite est cisailé à basse température, indiquant un mouvement vers l'Est-Nord-Est (à droite sur la photo) de la couverture sédimentaire.

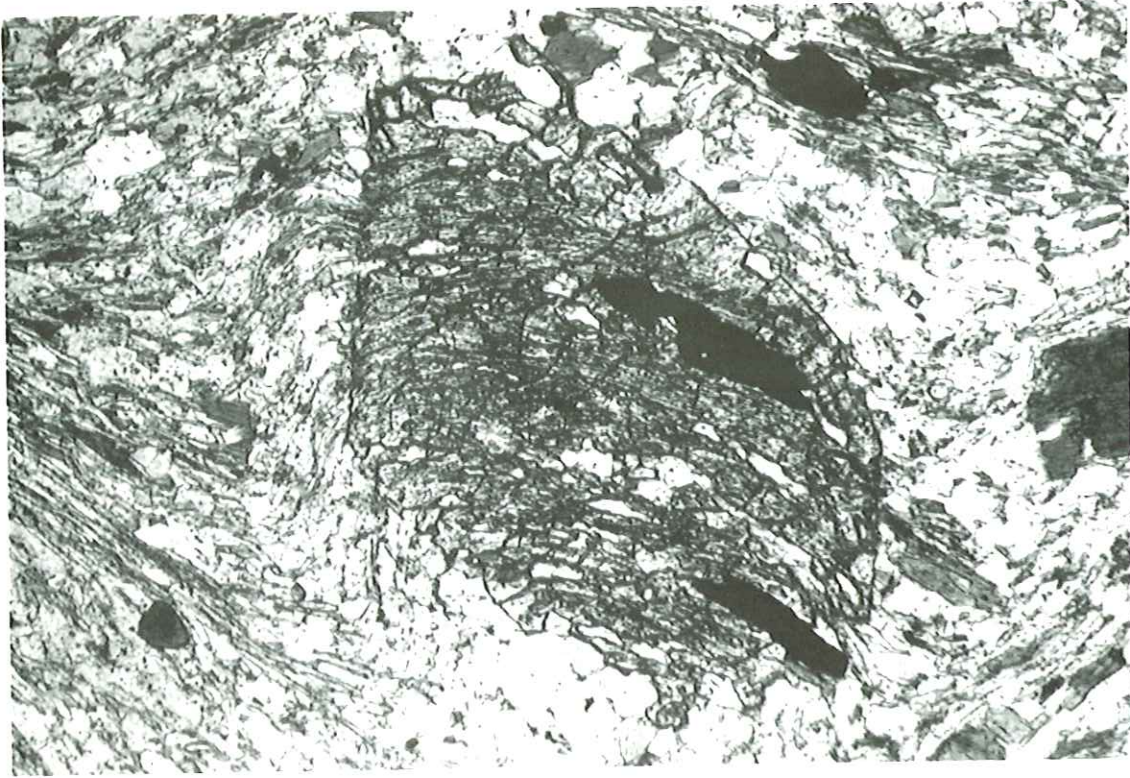


FIG. 20 - Photo de lame mince d'un schiste à Grenat + Staurotide prélevés à quelques mètres du contact du granite dans les schistes du Trias (rive gauche de la Larkya Chu, altitude: ~ 5300 m.). La crénulation S_3 , soulignée par les muscovites S_2 déformées et recristallisées, est synchrone de la cristallisation du staurotide.

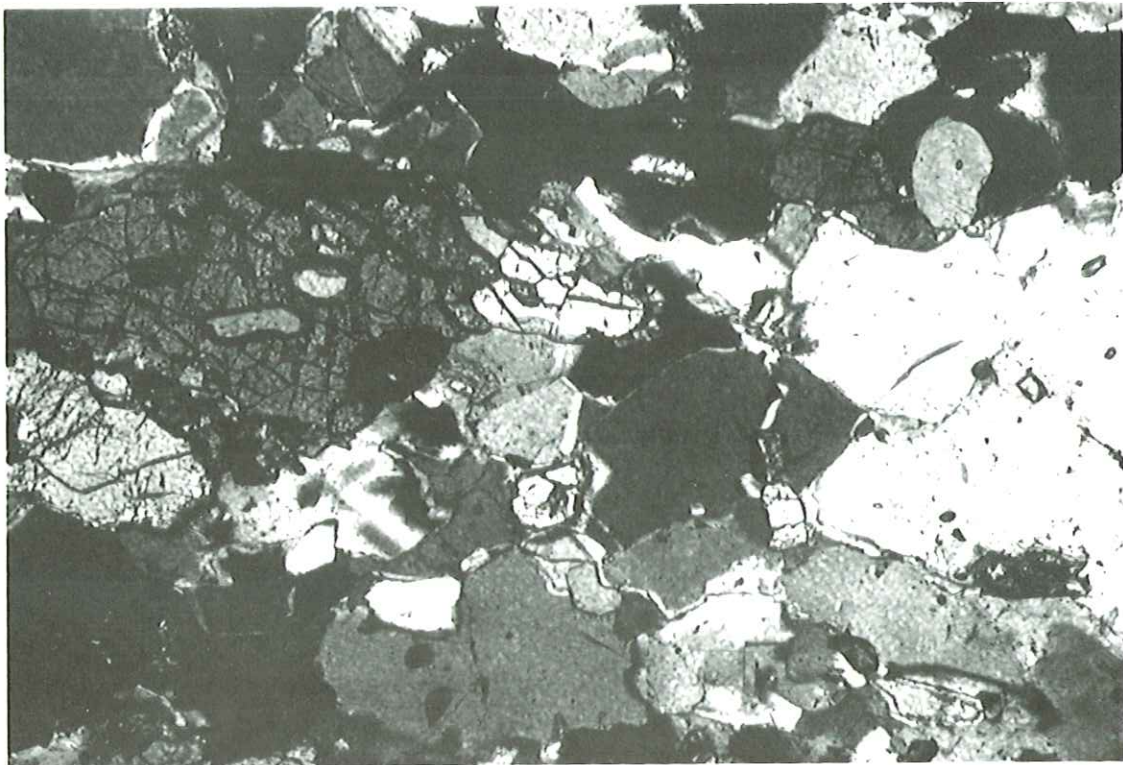


FIG. 21 - Photo de lame mince d'un gneiss calc-silicaté à pyroxène (salite), scapolite montrant un plan de foliation S_2 , parallèle au contact du granite. (XP 109, Paléozoïque inférieure au contact du granite, ~4300 m.).

pyroxène-scapolite-feldspath potassique-phlogopite \pm amphibole \pm épidote \pm calcite \pm quartz (Fig. 21). Dans les premiers mètres du contact, dans les niveaux riches en quartz et en calcite, cristallise de la wollastonite.

A la base du massif (~ 8km sous les échantillons les plus élevés), on retrouve des schistes pélitiques avec des paragénèses à grenat+ staurotide ou grenat+sillimanite portées par le plan de foliation majeur S2. Les minéraux ont subi généralement une recristallisation dynamique secondaire à haute température marquée par des joints triples et une croissance exagérée des plagioclases.

Les roches calc-silicatées ont subi de nombreuses réactions de décarbonatation suggérant la présence d'un fluide local riche en CO₂. Cependant, l'omniprésence des paragénèses hydratées et l'abondance de la tourmaline implique la venue d'un fluide aqueux libéré probablement lors de la cristallisation du granite.

Les pressions et les températures dans l'auréole de contact ont été estimées à partir de différents thermobaromètres. La température est relativement constante tout au long du contact du granite (tableau 2); elle oscille entre 550 et 600° \pm 50°C en fonction des paragénèses. La pression, par contre, diminue depuis la base jusqu'au sommet de 550 \pm 50 MPa à 300 \pm 30 MPa (tableau 2) impliquant une mise en place entre 18-21 km pour la base et 9-13 km pour le toit du granite. La différence de profondeur de mise en place de la base et du toit du granite est compatible avec l'épaisseur du granite estimé sur le terrain à environ 8 km (LE FORT, 1981). Par contre, l'épaisseur de la pile sédimentaire ne permet pas d'expliquer une profondeur de mise en place aussi importante, c'est pourquoi nous proposons l'existence d'une ou plusieurs nappes ophiolitique, cristalline ou composé de flyschs, mise en place avant le granite, au dessus des Séries Sédimentaires Téthysiennes, et ceci probablement entre l'Eocène et la fin de l'Oligocène.

Temperature (°C)						
sample	assemblage	contact n°	Thermocalc	Spear 89	Perchuk 69	Grt-Chl
D60	gt+bio+mu+st+fsp	1	590 \pm 50	550 \pm 20	580 \pm 30	
D73	gt+bio+mu+sill+fsp	1	540 \pm 40	540 \pm 20		
D74	gt+bio+mu+fsp	1	580 \pm 40	660 \pm 90		
U472	gt+bio+mu+chl+fsp	6	560 \pm 30	550 \pm 30		520 \pm 30
U453	gt+bio+mu+fsp \pm chl	6	510 \pm 40	560 \pm 20		510 \pm 30
U468	gt+bio+mu+st+fsp	6	570 \pm 60	530 \pm 20	560 \pm 20	
U480	gt+bio+mu+st+fsp \pm chl	6	570 \pm 50	540 \pm 30	560 \pm 20	490 \pm 50
XG3	gt+bio+mu+fsp	6		550 \pm 20		
XG4	gt+bio+mu+fsp	6		540 \pm 20		

Pression (MPa)				
écht	assemblage	contact	Thermocalc	Spear 89
D60	gt+bio+mu+st+fsp	1	540 \pm 110	500 \pm 50
D73	gt+bio+mu+sill+fsp	1	500 \pm 120	500 \pm 50
D74	gt+bio+mu+fsp	1	580 \pm 80	590 \pm 110
U472	gt+bio+mu+chl+fsp	6	340 \pm 60	400 \pm 30
U453	gt+bio+mu+fsp	6	280 \pm 80	350 \pm 30
U468	gt+bio+mu+st+fsp	6	330 \pm 100	350 \pm 30
U480	gt+bio+mu+st+chl+fsp	6	330 \pm 100	300 \pm 80
XG3	gt+bio+mu+fsp	6		310 \pm 30
XG4	gt+bio+mu+fsp	6		320 \pm 30

TABLEAU 2 - Estimations des pressions et des températures dans l'auréole de contact du granite du Manaslu à partir des thermobaromètres suivant

- Thermomètres grenat-chlorite (DICKINSON & HEWITT, 1986; GHENT *et al.*, 1987; GRAMLING, 1990);
- Thermomètres grenat-biotite (FERRY & SPEAR, 1978; HODGES & SPEAR, 1982; GANGULY & SAXEANA, 1984; PERCHUK & LAVNTEVA, 1984);
- Thermomètres grenat-staurotide (PERCHUK, 1969);
- Baromètre grenat-plagioclase-biotite-muscovite (GHENT & STOUT, 1981; HODGES & CROWLEY, 1985);
- Baromètre grenat-sill (NEWTON & HASLTON, 1981; GANGULY & SAXENA, 1984; HODGES & CROWLEY, 1985);
- Baromètre de VELDE (1967) et MASSONE & SCHEYERS (1987) pour la substitution phnégitique dans les muscovites;
- Domaine de stabilité de la cordièrite ferrifère d'après THOMPSON (1976);

Les programmes de SPEAR (1989) et *thermocalc* de POWELL & HOLLAND (1985) et HOLLAND & POWELL (1990) ont été également utilisés pour la thermobarométrie des roches métapélitiques.

contact n°	6	6	6	1	1	6	6	6	1	1	6	6	6	1	1	6	6	6	1	1
Sample	U453	U468	U480	D74	D60	U480	U468	U453	D74	D60	U453	U468	U480	D60	D74	U453	U468	U480	D74	D60
mineral	gt	gt	gt	gt	gt	bio	bio	bio	bio	bio	fsp	fsp	fsp	fsp	fsp	mu	mu	mu	mu	mu
SiO ₂	38.41	36.71	35.58	36.37	37.49	35.33	34.97	35.86	33.96	33.76	58.04	60.49	60.17	57.25	46.81	48.83	48.91	46.46	46.53	48.20
TiO ₂	0.07	0.00	0.09	0.09	0.00	1.67	1.46	2.21	2.39	1.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.29	0.26	0.39	0.33	0.27	
Al ₂ O ₃	21.14	20.75	20.65	20.78	20.40	18.99	19.81	19.92	16.94	18.66	26.36	25.19	24.69	26.30	33.99	37.37	36.90	36.60	33.79	35.59
FeO	28.62	36.32	33.65	32.69	37.95	20.81	20.62	18.03	25.29	21.18	0.33	0.13	0.11	0.03	0.11	1.15	1.24	1.33	3.42	0.95
MnO	6.84	1.63	5.61	0.65	0.36	0.11	0.02	0.13	0.17	0.00	0.06	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.08	0.01	0.03	
MgO	2.54	2.02	2.00	1.83	2.00	8.21	8.01	9.62	6.20	7.97	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.26	0.41	0.66	0.77	0.48
CaO	2.42	2.25	1.46	7.51	2.38	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	8.16	7.02	6.44	8.40	17.69	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.20	0.04	0.29	6.71	7.40	7.98	6.97	1.53	1.25	1.04	0.76	0.27	0.96
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	8.76	8.78	8.52	9.09	8.80	0.05	0.11	0.11	0.06	0.03	8.56	8.81	10.05	10.34	9.67
Total	100.0	99.7	99.1	99.9	100.6	93.9	93.6	94.5	94.1	92.2	99.7	100.4	99.5	99.1	100.1	97.7	97.6	96.3	95.5	96.2
Ox	24	24	24	24	24	22	22	22	22	22	8	8	8	8	8	22	22	22	22	22
Si	6.18	5.97	5.84	5.84	6.05	5.57	5.52	5.51	5.55	5.47	2.61	2.68	2.70	2.59	2.16	6.13	6.27	6.10	6.22	6.31
Ti	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.20	0.17	0.26	0.29	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.22	0.03	0.04	0.03	0.03
Al ^{IV}	0.00	0.03	0.00	0.16	0.00	2.43	2.48	2.49	2.45	2.53	1.39	1.32	1.30	1.41	1.84	1.87	1.73	1.90	1.78	1.69
Al ^{VI}	4.19	3.95	3.84	3.78	3.93	1.10	1.21	1.12	0.81	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.02	3.84	3.77	3.54	3.78
Fe	3.85	4.94	4.62	4.39	5.12	2.74	2.72	2.32	3.46	2.87	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.12	0.12	0.12	0.38
Mn	0.93	0.22	0.78	0.09	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.12
Mg	0.61	0.49	0.49	0.44	0.48	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08	0.13	0.15	0.00
Ca	0.42	0.39	0.26	1.29	0.41	1.93	1.88	2.20	1.51	1.93	0.39	0.33	0.31	0.41	0.87	2.37	0.00	0.00	0.00	0.09
Na	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.01	0.09	0.58	0.64	0.69	0.61	0.14	0.04	0.26	0.19	0.07	0.24
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.76	1.77	1.67	1.90	1.82	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	1.83	1.44	1.68	1.76	1.61
%alm	66.29	81.72	75.16	70.73	84.46	XFe 0.56	XFe 0.57	XFe 0.49	XFe 0.67	XFe 0.57	ab 59.63	ab 65.2	ab 68.73	ab 60	ab 14					
%gro	7.18	6.50	4.17	20.81	6.80						an 40.08	an 34.17	an 30.65	an 40	an 86					
%pyr	10.48	8.08	7.98	7.04	7.92						or 0.29	or 0.64	or 0.62	or 0	or 0					
%Spe	16.05	3.71	12.70	1.42	0.82															

TABLEAU 3 - Analyses microsondes représentatives des minéraux utilisés pour la thermobarométrie. Ces analyses ont été effectuées sur une microsonde Cameca CAMEBAX SX-5 à l'Institut Polytechnic de Grenoble avec un potentiel d'accélération de 15 kv. pour un courant de 10 nA et un temps de comptage de 5s. Les standards utilisés correspondent à des silicates et des oxydes naturels.

II.3 Études des isotopes stables O et H dans l'auréole de contact

Une des conclusions de l'étude du métamorphisme dans l'auréole de contact est d'admettre l'existence d'un fluide hydraté, percolant au moment de la mise en place du granite. Afin de déterminer l'origine de ce fluide, j'ai mené avec l'aide de C. FRANCE-LANORD, au CRPG de Nancy, une étude des isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène sur 11 fractions minérales provenant de 6 échantillons prélevés au contact du granite. Les isotopes de l'hydrogène et de l'oxygène sont souvent utilisés pour caractériser l'origine des fluides dans les processus magmatiques,

métamorphiques ou hydrothermaux (TAYLOR, 1974; SHEPPARD, 1986).

Deux échantillons (D70 et D71) proviennent du contact inférieur du granite (1), XP281 et XG110 du contact latéral (5), et U453 et XG3 du contact supérieur (6).

II.3.a Techniques d'analyses isotopiques

La mesure des rapports isotopiques D/H et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ se fait par spectrométrie de masse en phase gazeuse sur H_2 pour l'hydrogène et CO_2 pour l'oxygène après vaporisation des gaz.

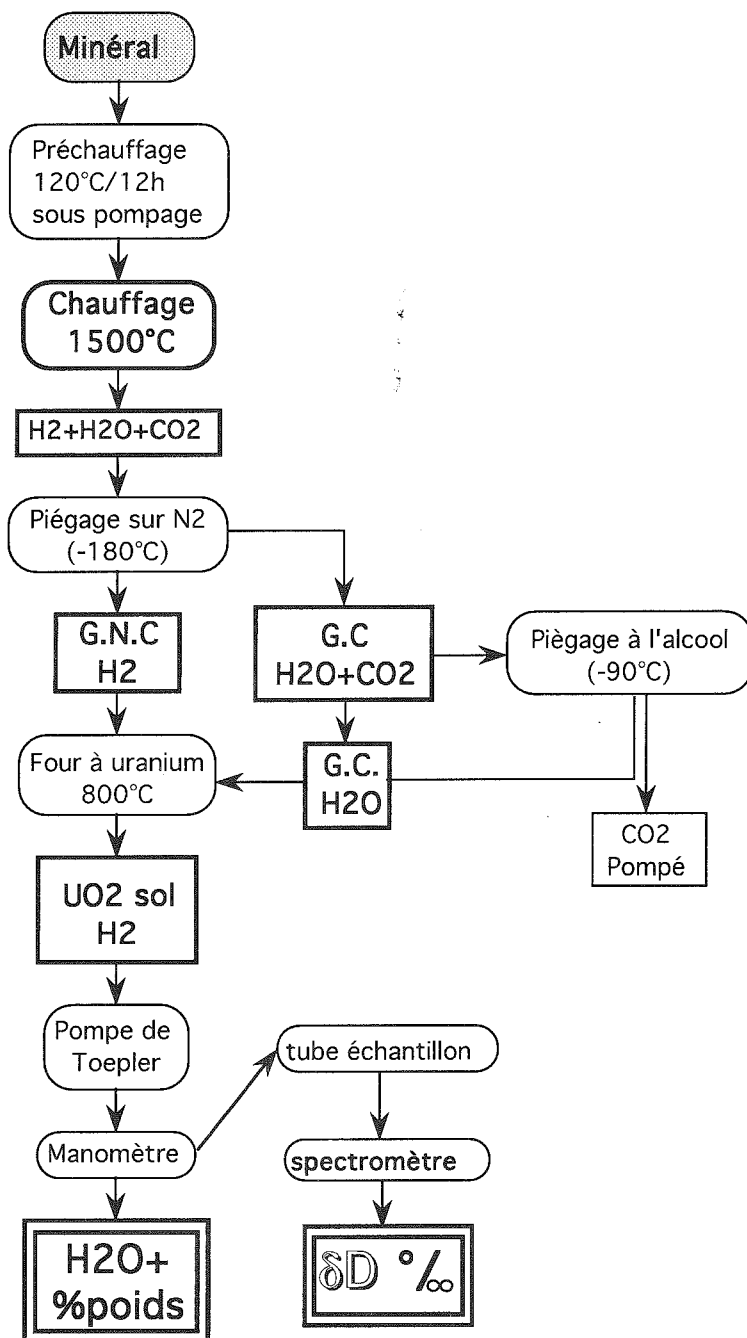


FIG. 22 - Schéma d'extraction de l'hydrogène (d'après FRANCE-LANORD, 1987).

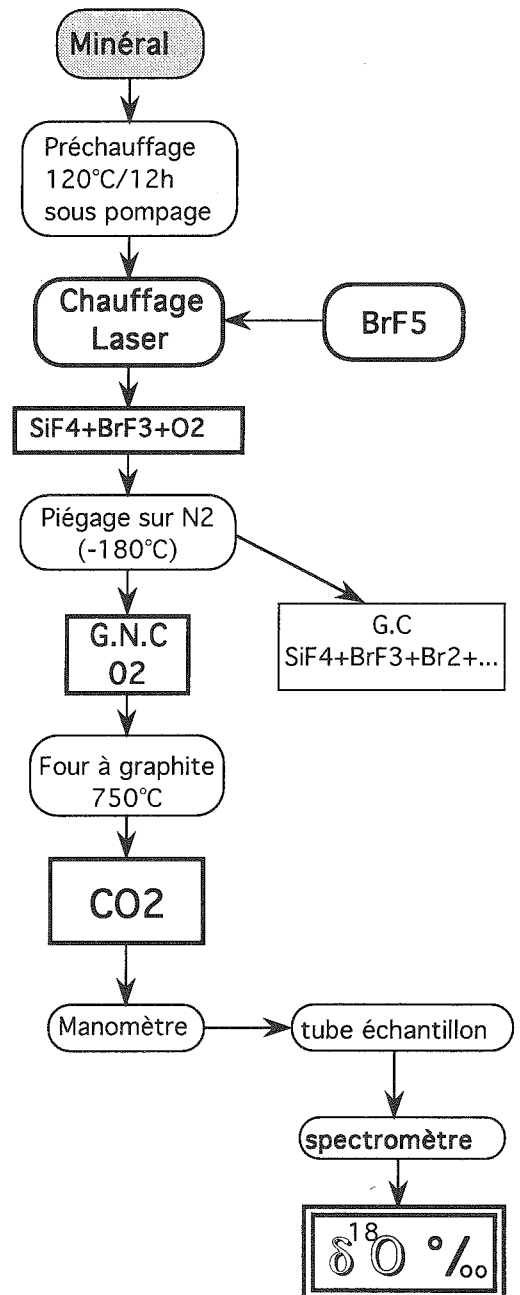


FIG 23 - Schéma d'extraction de l'oxygène (d'après FRANCE-LANORD, 1987).

Techniques d'extraction

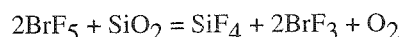
Le principe de base de l'extraction des gaz est le chauffage des minéraux hydratés en présence ou non d'un réactif afin de récupérer la totalité de H ou du C inclus dans le réseau cristallin, afin de garantir l'absence de fractionnement isotopique. Ces techniques sont dérivées de BIGELEISEN *et al.* (1952) pour l'hydrogène et de CLATON & MAYEDA (1963) pour l'oxygène.

Hydrogène

Après pesée, le minéral est placé dans un tube de silice et chauffé pendant douze heures à 120°C sous vide pour éliminer l'eau adsorbée. L'échantillon est ensuite chauffé au chalumeau jusqu'à son point de fusion. Le gaz libéré est purifié du CO₂ par un piège à alcool liquide (-90°C) puis l'hydrogène est extrait par réduction sur un four à uranium (800°C). L'hydrogène est alors transféré dans un manomètre à l'aide d'une pompe de Toepler puis vers un tube à échantillon. La figure 22 résume le principe d'extraction de l'hydrogène.

Oxygène

L'oxygène des silicates est extrait par chauffage de l'échantillon au laser en présence de BrF₅. La libération de l'oxygène se fait selon une réaction du type :



L'Oxygène est séparé par piégeage des gaz condensables dans l'azote liquide (-180°C) et est réduit en CO₂ sur un four à graphite, à 750°C, puis purifié et mesuré dans un manomètre. La figure 23 résume le principe d'extraction de l'oxygène.

Spectrométrie, corrections et reproductibilité

Les mesures de composition isotopique ont été réalisées sur un spectromètre de masse en phase gazeuse VG 602D. L'échantillon est passé en alternance avec un gaz de référence (standard) et le résultat correspond à la déviation du rapport de l'échantillon par rapport à celui de la référence. Le résultat est exprimé de la manière suivante :

$$\delta\text{D}(\text{‰}) = ((\text{D}/\text{Hech} - \text{D}/\text{Hstd}) / (\text{D}/\text{Hstd})) \cdot 1000 \text{ et}$$

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = ((^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{ech}} - ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{std}}) / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{std}})) \cdot 1000$$

Les mesures sont effectuées par comparaison du standard international SMOW (Standard Mean Oceanic Water), qui a donc des valeurs en δD et $\delta^{18}\text{O}$ de 0‰. Ce standard est proche de l'eau océanique moyenne. Pour l'oxygène, les mesures ont été calibrées sur des extractions de biotite NSB30 en prenant $\delta^{18}\text{O}$ NSB30 égale à 5,10‰. Les analyses pour chaque

échantillon ont été effectuées au moins deux fois : la reproductibilité des mesures n'excède pas $\pm 2\text{‰}$ pour δD et $\pm 0,2\text{‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$.

II.3.b Résultats isotopiques

Données isotopiques de l'hydrogène

Les valeurs de δD mesurées sur 3 échantillons (XP281, XG3, U453) dans l'auréole de contact sont très comparables aux rapports mesurés par FRANCE-LANORD *et al.* (1988) sur le granite avec Fig. 24) :

$$- \delta\text{D}_{\text{musc}} : -80 \pm 5 \text{ (Manaslu, } \delta\text{D}_{\text{musc}} : -77 \pm 7)$$

$$- \delta\text{D}_{\text{biot}} : -106 \pm 10 \text{ (Manaslu, } \delta\text{D}_{\text{biot}} : -98 \pm 10)$$

Un échantillon (D70) prélevé au contact inférieur présente un rapport isotopique plus bas avec : $\delta\text{D}_{\text{musc}} : -119$ et $\delta\text{D}_{\text{biot}} : -145 \pm 5$ à rapprocher des valeurs observées dans le bras de Chhohang à la base du massif, qui suggèrent la présence d'un fluide d'origine météorique, canalisé soit le long du décrochement dextre E-W soit le long d'un accident NW-SE comme pour l'échantillon D14 au coeur du granite (FRANCE-LANORD *et al.*, 1988).

Afin de contrôler si le rapport isotopique du fluide représente le fluide piégé au moment de la cristallisation de la phase hydratée, ou s'il a subi une rééquilibration post-cristallisation, on calcule le fractionnement isotopique entre deux minéraux. SUZUOKI & EPSTEIN (1976) proposent une équation qui relie le fractionnement entre la biotite et la muscovite à la composition chimique entre 500 et 800°C :

$$1000 \ln a(\text{biot-musc}) = -3,19(M/\text{C}_{\text{biot}} - M/\text{C}_{\text{musc}})$$

avec :

- a : coefficient de fractionnement isotopique entre la biotite et la muscovite;

- M/C_{biot} égal au rapport de la masse sur la charge des cations octaédriques dans la biotite;

- M/C_{musc} constant et égal à 10 (FRANCE-LANORD *et al.*, 1988).

L'équilibre est conservé s'il y a accord entre le fractionnement mesuré et le fractionnement théorique : $(1000 \ln a_{(A-B)} \sim \delta_A - \delta_B = \Delta_{A-B})$.

Le fractionnement calculé est compris entre -26 et -28 pour les différents échantillons, ce qui est très proche du fractionnement mesuré ($\delta\text{D}_{\text{bio}} - \delta\text{D}_{\text{musc}}$) entre -25 et -30, excepté pour l'échantillon XG3 qui montre un léger déséquilibre isotopique, probablement lié à l'altération de la biotite par un fluide léger.

Le fractionnement tourmaline-muscovite dépend de la température. Il est donc possible de calculer la température de fermeture isotopique pour cet échantillon en utilisant la courbe de calibration

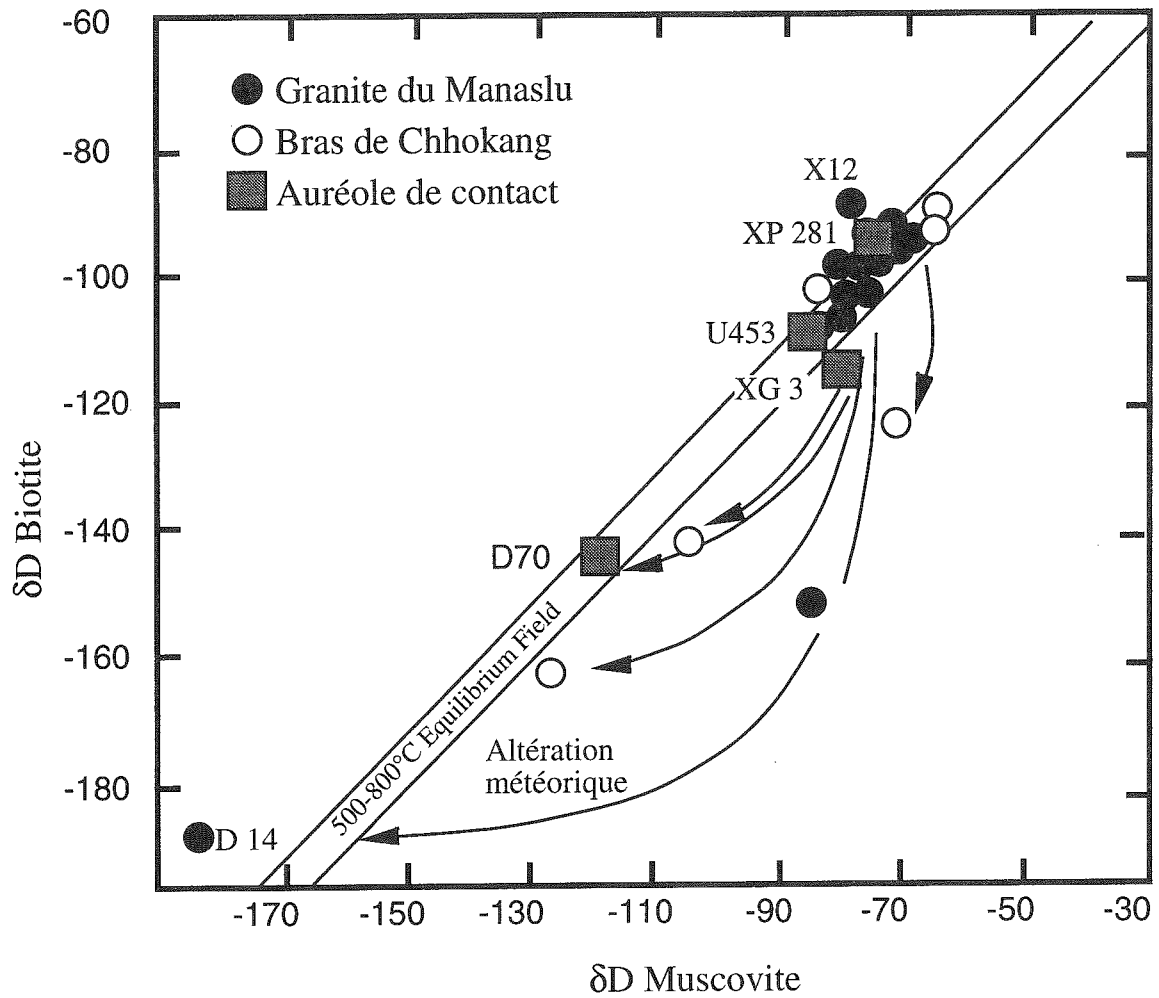


FIG. 24 - Diagramme δD biotite vs δD muscovite des échantillons de l'auréole de contact, comparés aux analyses de France-Lanord et al. (1988) sur le granite du Manaslu et le bras de Chhokang.

Oxygène

	Biot	Musc	Tour	$1000 \ln b_{\text{bio-musc}}$	$d_{18O \text{ bio-d}_{18O \text{ musc}}$	T°C
D70	8,6	10,87		-1,98	-2,27	540
XP 281	8,7	10,3	12	-2,21	-1,6	564
XG 3	13,71	10,35		2,21	3,36	
U 453	9	11		-2,23	-2	593

Hydrogène

	Biot	Musc	$dD_{\text{Musc-dD}_{\text{biot}}$	$1000 \ln b_{\text{bio-musc}}$	Tour	Amp
D70	-145	-119	26			
XP 281	-95,8	-72,9	23	-28	-65,7	
XG 3	-115	-80	35	-26		
U 453	-108	-85	23	-25,5		
D 71	-77,5					
XG 110						-119

TABLEAU 3. - Données isotopiques O et H de l'auréole de contact.

expérimentale de fractionnement tourmaline-muscovite de BLAMART *et al.* (1989) pour l'échantillon XP281.

Pour XP281, $1000 \ln a_{\text{tour-mu}} = 1000 \ln ((1000 + \delta D_{\text{tour}}) / (\delta D_{\text{mu}})) = 7,74$

et $1000 \ln a_{\text{tour-mu}} = -39,3 (10^6 \cdot T^{-2}) + 63,4$ selon BLAMART *et al.* (1989).

La température calculée à 567°C, sur XP281, est compatible avec l'estimation à 580-600°C effectuée par thermométrie conventionnelle, sur deux échantillons (XG 110 et XG 117) proches du précédent.

Données isotopiques de l'oxygène

Comme précédemment, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans l'auréole sont comparables à celles obtenues dans le granite (Tableau 3) avec en moyenne :

- $\delta^{18}\text{O}_{\text{biot}} : 8,7 \pm 0,2$ (Manaslu : $\delta^{18}\text{O}_{\text{biot}} : 8,9 \pm 0,7$);

- $\delta^{18}\text{O}_{\text{musc}} : 10,5 \pm 0,3$ (Manaslu : $\delta^{18}\text{O}_{\text{musc}} : 10,4 \pm 0,7$).

La biotite XG3 présente un rapport isotopique plus élevé que celui de la muscovite coexistante suggérant un déséquilibre isotopique liée probablement à une altération post-cristallisation.

Pour les autres échantillons, les températures isotopiques calculées à partir de la calibration de BOTTINGA & JAVOY (1975) :

$$1000 \ln a_{\text{bio-mu}} \approx \delta^{18}\text{O}_{\text{bio}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{mu}} \approx 1,5 (10^6 \cdot T^{-2})$$

varient entre -2,6 et -1,6 (tableau 1) alors que le fractionnement mesuré pour XG 3 est de -3,4‰.

En admettant que l'équilibre isotopique a été atteint entre les biotites et les muscovites des différents échantillons, excepté XG3, on peut en déduire la température de piégeage à partir du fractionnement mesuré (tableau 3).

A l'exception de XP281, la gamme de température est compatible avec celle obtenue dans l'auréole de métamorphisme de contact. La deuxième observation est relative à l'échantillon D70 dont la température d'équilibrage isotopique suggère que la circulation du fluide d'origine météorique, responsable du δD très négatif de cet échantillon, s'est effectuée pendant la mise en place du granite.

Origine des fluides

A partir de nombreuses études isotopiques effectuées dans des auréoles de contact, trois origines possibles pour le fluide ont été mises en évidence (SHIEH & TAYLOR, 1969; CARTWRIGHT & VALLEY, 1991) :

- magmatique par dégazage du pluton intrusif;

- métamorphique (fluides locaux présents avant l'intrusion);

- météoriques provenant soit d'une circulation hydrothermale, soit d'une circulation liée à une fracturation locale.

A la suite de l'étude des paragenèses métamorphiques, nous avons conclu à une origine "granitique" du fluide circulant dans l'auréole de contact du Manaslu, marqué en particulier par la présence de tourmalinite. Au vu de nos résultats isotopiques, cette origine magmatique semble se confirmer. En effet, les températures de fractionnement montrent que le fluide piégé dans l'auréole est synchrone de la mise en place du granite et la gamme de δD et $\delta^{18}\text{O}$ obtenue est tout à fait comparable aux valeurs du Manaslu. Cependant, nous manquons de données, en particulier loin de l'auréole de contact, pour affirmer qu'il s'agit bien d'un fluide exclusivement issu du dégazage du Manaslu. En effet, la gamme isotopique reste comparable à la gamme des fluides purement métamorphiques (e.g. SHEPPARD, 1986) même si les valeurs de δD sont effectivement assez basses. Toutefois, des fluides d'origine météorique de composition pauvre en deutérium, suggérant la présence de reliefs élevés, circuleraient en particulier à la base du massif, le long de la FNNH ou sur des fractures associés (e.g. FRANCE-LANORD *et al.*, 1988). Ceci est un argument supplémentaire en faveur de reliefs équivalents à ceux que l'on connaît actuellement sur le Haut-Himalaya, dès 25 Ma (e.g. BURBANK *et al.*, 1993).

Il semblerait que l'auréole de contact n'a pas subi de perturbations post-magmatiques, fait confirmé par la quasi-absence de cristallisation secondaire autour des minéraux primaires. Nous rejoignons en cela les conclusions de FRANCE-LANORD (1987) qui a mis en évidence l'absence de système convectif post-magmatique dans le granite.

II.4 Discussion

A la suite des données présentées sur le métamorphisme de contact, deux points méritent d'être soulignés.

Profondeur de mise en place du Manaslu

Deux hypothèses ont été présentées, dans l'article à *Tectonophysics*, afin d'expliquer les pressions enregistrées au cours de la mise en place du granite. Il semblerait que le redoublement de la couverture sédimentaire par les plis à vergence nord soit insuffisant pour expliquer l'excès de pression au toit du granite (Fig. 25).

L'existence d'une ou plusieurs nappes au dessus de ces séries, présentes avant la mise en place du granite semble une hypothèse plus vraisemblable. Quel est l'âge de ce charriage ? Il peut s'agir exclusivement d'un système de nappes d'âge éo-himalayen, c'est-à-dire mis en place au cours des 10-20 premiers millions

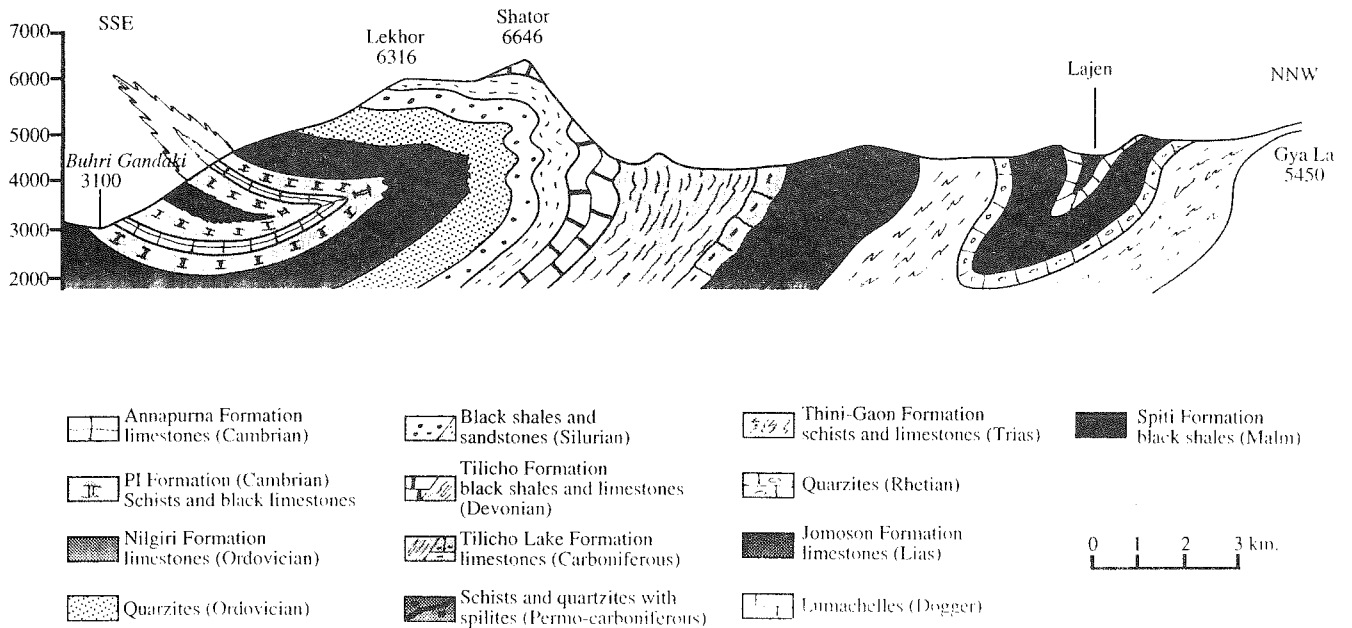


FIG. 25 - Coupe à travers les Séries Sédimentaires Téthysiennes, dans la partie est du massif. Les plis à vergence sud de la région de Sama (au SSE) sont repris dans le grand pli collapse à vergence nord du Shator-Lekhor. Le synclinal du Lajen correspond à la zone d'affrontement des plis nord et sud.

d'années suivant la collision (Eocène-début Oligocène) et donc en partie érodé au moment de la mise en place du granite. L'exhumation du cristallin du Haut-Himalaya entre M1 et M2 est de 6 à 8 km d'après le trajet P-T-t dans la région du Manaslu (PECHER, 1989, p. 38). Ce système de nappes trouvent ses racines probablement vers la zone de suture de l'Indus-Tsangpo et implique un mouvement du Nord vers le Sud et non pas du Sud vers le Nord comme cela semble être le cas pour les nappes précoces éo-himalayennes au Zaskar (STECK *et al.*, 1993).

Une autre hypothèse est de considérer une seconde période de tectonique tangentielle synchrone du début du métamorphisme M2 mais antérieure au granite, c'est-à-dire mise en place entre la fin de l'Oligocène et le début du Miocène. Deux arguments paraissent étayer cette hypothèse : le premier est la mise en évidence tout au long de l'Himalaya d'une augmentation de pression et de température du HHC, enregistré dans les grenats, au début du métamorphisme M2 impliquant un enfouissement de 4 à 5 km du Cristallin du Haut-Himalaya probablement vers la fin de l'Oligocène (HODGES & SILVERBERG, 1988; HODGES *et al.*, 1988b); le deuxième argument est l'existence d'un chevauchement majeur à vergence sud, situé structuralement au-dessus des Séries Sédimentaires Téthysiennes, dans la région de Kangmar, à l'Est du Manaslu (BURG *et al.*, 1987). La nappe située au-dessus de ce chevauchement présente une épaisseur minimale actuelle de 6 km. De plus, les datations K/Ar sur des biotites du massif semblent indiquer un âge pour le métamorphisme associé entre 30 et 20 Ma (CHANG *et al.*, 1977; ZHANG *et al.*, 1982). Je propose donc que le chevauchement de Kangmar reconnu à plus de 100 km à l'ENE de la région étudiée

se prolonge au Nord du massif du Manaslu et soit responsable, en partie, de l'augmentation d'épaisseur du recouvrement enregistrée par le granite et par le HHC. La présence d'un système de nappes au dessus des HHSS à la fin de l'Oligocène, permettrait d'expliquer la présence de reliefs importants et instables soumis à un glissement gravitaire pendant le fonctionnement du MCT.

HODGES *et al.* 1988b proposent que la mise en place d'une nappe à la fin de l'Oligocène soit directement responsable de l'augmentation de chaleur observée au toit du Cristallin du Haut-Himalaya. Or, un laps de temps de 10 à 20 Ma minimum est nécessaire pour qu'une croûte préalablement épaissie se relaxe thermiquement et subisse une augmentation de chaleur notable par désintégration des éléments radioactifs (ENGLAND & THOMPSON, 1984). Dans le cas présent, le laps de temps entre la mise en place de la nappe et l'enregistrement de M2 est probablement trop court pour qu'une nappe superficielle provoque un tel réchauffement. Il faut donc plutôt imaginer que le profil de température observé dans le HHC est lié à l'existence des nappes éo-himalayennes (i.e. d'âge eocène) (ENGLAND *et al.*, 1992).

Chronobaromètre

Sur une coupe Sud-Nord, du MCT jusqu'au sommet du HHC, on observe une diminution continue de la pression enregistrée au cours du métamorphisme M2, par contre au passage de la FNNH, on note une augmentation de la pression dans le HHSS (Fig. 26). Trois hypothèses peuvent être proposées pour expliquer une telle anomalie :

- la première est relative à l'imprécision des mesures de part et d'autre de la faille normale.

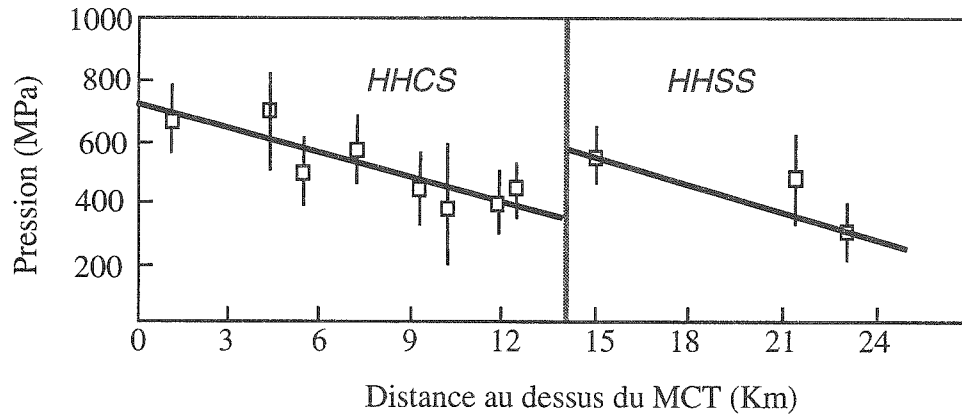


FIG. 26 - Estimation des pressions en fonction de la distance au MCT . Noter la saute de pression au passage HHC-HHSS (voir texte pour explication).

Cependant la différence de 100Mpa entre les deux mesures les plus proches de part et d'autre de la FNNH est bien supérieure aux incertitudes des baromètres et de plus, les pressions estimées autour du granite se disposent sur une droite parallèle aux données de HODGES *et al.* (1988a) compatible avec un gradient barométrique de 27 MPA/Km. Il semblerait donc que ce saut de pression ne soit pas lié à une imprécision des mesures;

- la deuxième hypothèse est de considérer la limite entre le HHC et les HHSS comme un chevauchement actif après la mise en place du granite, qui aurait remonté le compartiment nord. Les critères de cisaillement montrent qu'il s'agit au contraire d'une zone ayant joué avec un mouvement de type faille normale avant la mise en place du granite. Cette hypothèse est donc aussi à écarter;

- la troisième hypothèse est basée sur la cinétique des minéraux. Lorsque la température devient insuffisante, les cinétiques de réactions et en particulier les échanges cationiques deviennent trop lents pour modifier sensiblement la composition chimique des minéraux (SPEAR, 1988). Dans le cas qui nous intéresse, le refroidissement d'un granite est sensiblement plus rapide que le refroidissement d'une pile métamorphique. Les minéraux de l'aurole de métamorphisme de contact ont pu enregistrer une pression avant les minéraux de la Formation I, c'est à dire à une profondeur plus importante dans la mesure où l'Himalaya subissait une exhumation. Si on considère une vitesse d'exhumation comprise entre 0.7mm/an et 1mm/an (DENIEL *et al.*, 1987, LE FORT, 1989), on peut estimer que le sommet de la Formation I a enregistré une pression de l'ordre de 400 Mpa pour une température de 600°C, 3 à 5 Ma après la mise en place du granite du Manaslu. Si cette interprétation est exacte, cela signifie que le Cristallin du Haut-Himalaya était encore "chaud" après 22-20 Ma (HUBBARD & HARRISON, 1989; COPELAND *et al.*, 1991).

(Article soumis à *Tectonophysics*)

DEPTH OF EMPLACEMENT OF THE MANASLU GRANITE
(CENTRAL NEPAL).
TECTONIC IMPLICATIONS FOR HIMALAYAN OROGENESIS

Stéphane Guillot^a, Patrick Le Fort ^a, Arnaud Pêcher^a,
Matthieu Roy Barman ^b and Jean Arahamian ^a

^a Institut Dolomieu, Université Joseph Fourier, 3800
Grenoble, France

^b Institut de Physique du Globe de Paris, 75000 Paris,
France

Abstract : The Manaslu massif (Central Nepal) provides a well-exposed example of a deeply eroded pluton: its contact aureole can be followed from the base to the top along medium to low-grade (mesozonal to anchizonal) Tethyan metasediments. Contact metamorphic mineral assemblages and thermobarometric estimations suggest that the granite was emplaced at 18-21 km for the base and 9-13 km for the roof. Calculated temperatures within the aureole, at $550 \pm 40^\circ\text{C}$, are compatible with intrusion temperature of a leucogranitic magma. Microstructural evidence shows that the temperature remained high ($>500^\circ\text{C}$) at the base of the massif during and after granite emplacement, whereas towards the top of the granite deformation proceeded rapidly at lower temperature. Heating of the abundant calcareous rocks in the contact aureole released a local CO_2 -rich fluid, whereas a H_2O -rich fluid is probably exsolved from the granitic melt during its crystallization and seems to have pervaded the whole zone; this fluid . The depth of emplacement of the massif has an important implication for the reconstruction of the Himalayan geodynamic evolution, implying a burial of the Tethyan metasediments by a major refolding of the sedimentary cover or, more probably by extensive development of the North Himalayan nappes towards the south for more than 70 km, before granite emplacement, i.e. before the Miocene. The young age of the granite and its depth of emplacement suggest a rapid tectonic denudation, in the order of $1 \text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$, probably by normal faulting north of the massif during its cooling.

CHAPITRE III : MODE DE MISE EN PLACE DES GRANITES : APPLICATION AU GRANITE DU MANASLU

INTRODUCTION

Les granitoïdes apparaissent comme des marqueurs privilégiés pour l'étude thermomécanique et cinématique de la croûte continentale supérieure. Ils enregistrent en effet, lors de leur mise en place, dans leurs structures internes et dans leur auréole de contact, les interférences entre le champ de la déformation régionale et le champ de déformation locale lié aux effets de l'intrusion (LAGARDE *et al.* 1990a). En d'autres termes la mise en place des granitoïdes est liée à une interaction entre les forces gravitaires verticales et les forces tectoniques horizontales (BRUN, 1981; CASTRO, 1987). Ces structures étant parfaitement conservées car acquises le plus souvent à l'état visqueux puis figées lors de la cristallisation du pluton (CASTRO, 1986; GLEIZES & BOUCHEZ, 1989), l'étude de ce dernier et de son environnement immédiat doit permettre de remonter aux mécanismes de mise en place et au régime tectonique régional.

L'étude structurale des granitoïdes utilise les outils classiques de la géologie structurale. Bien que dans la plupart des cas cette approche puisse être utilisée sans restrictions, elle s'avère nécessaire mais pas toujours suffisante pour contraindre le mode de mise en place. Différentes approches sont alors envisageables; tout d'abord l'étude de la fabrique interne du pluton, des relations microstructurales dans l'auréole de contact entre les marqueurs métamorphiques (porphyroblastes) et les marqueurs de la déformation finie (foliation, linéation, plis, critères de cisaillements ...), les relations géométriques entre la forme du pluton (en 2D et en 3D) et le champ de déformation régionale et enfin, les caractéristiques pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Cette approche méthodologique, qui fera l'objet de la première partie de cette synthèse, sera ensuite confrontée aux modèles mathématiques, numériques et analogiques afin de dégager les principaux mécanismes de mise en place. Dans une deuxième partie, nous développerons la méthode ASM (Anisotropie de Susceptibilité Magnétique) et son application aux granites, enfin dans une troisième partie, nous présenterons les modalités de mise en place du granite du Manaslu.

III.1 Généralités sur la mise en place des granites

III.1.a Les méthodes d'investigation

La fabrique interne

Le problème majeur concernant la fabrique interne des plutons est de faire la distinction entre déformation à l'état magmatique et déformation à l'état solide (PITCHER & BERGER, 1972).

Les modèles expérimentaux montrent que l'enregistrement des linéations dans un écoulement

newtonien (comportement approximatif des magmas sans cristaux) nécessite des vitesses élevées et conduit à une disparition des fabriques planaires au profit exclusif des fabriques linéaires (NICKEL *et al.*, 1967). Les linéations magmatiques étant portées par un plan de foliation, ceci implique que l'enregistrement de l'étirement se fait dans un matériel partiellement cristallisé. Les études analogiques sur la rhéologie des magmas montrent que, entre 25 et 40% de liquide résiduel, la viscosité de l'ensemble magma + cristaux augmente de façon drastique pour passer d'un comportement type Bingham à un comportement plastique (ARZI, 1978; VAN DER MOLEN & PATERSON, 1979; MARSH, 1981). C'est seulement en dessous de ce seuil appelé le "Critical Rheological Melt Percentage" qu'une fabrique magmatique est enregistrée (Fig. 27). Dans certains cas favorables, dans les faciès granitiques les plus ferro-magnésiens (type granodiorite ou tonalite), la déformation à l'état magmatique peut devenir fragile; elle est marquée par une fracturation des minéraux précoces et colmatée par le liquide résiduel (quartz et/ou feldspath) (BOUCHEZ *et al.*, 1992).

La distinction entre microstructure magmatique et microstructure à l'état solide n'est pas aussi tranchée, dans la mesure où la mise en place d'un pluton s'accompagne d'une décroissance thermique continue depuis la température initiale du magma jusqu'à celle contrôlée par le gradient thermique régional. Il s'ensuit une évolution continue de la fabrique interne dans le temps et dans l'espace avec conservation des microstructures magmatiques de HT au coeur du pluton tandis que les microstructures plus tardives de BT se superposent aux microstructures magmatiques vers la périphérie du pluton (GAPAIS, 1989;

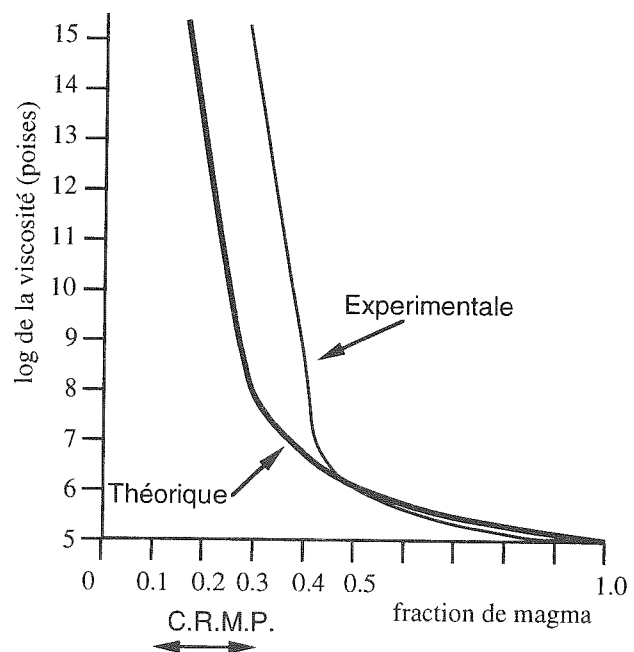


Fig. 27 - Evolution de la viscosité d'un magma en fonction du pourcentage de jus résiduel (d'après STEPHAN, 1990). C.R.M.P.: Critical Rheological Melt Percentage.

PATERSON *et al.*, 1989) (Fig. 28).

On peut résumer les fabriques principales de la manière suivante :

La foliation magmatique est définie par (BOUCHEZ *et al.*, 1981; FERNANDEZ & Laboue, 1983; MARRE, 1986; Gapais, 1989a; PATERSON *et al.*, 1989) :

- l'orientation préférentielle de forme (OPF) des cristaux magmatiques (feldspaths, biotite, muscovite primaire, amphibole) sans recristallisation ou déformation plastique. Le quartz, plus ou moins globuleux se présente en agrégats non orientés et sans déformation interne;

- l'absence de déformation des enclaves homogènes;

- le développement de plans de schlieren.

En l'absence de structures planaires ou linéaires bien marquées, l'alignement des minéraux magnétiques ou ferro-magnésiens (biotite, amphibole et muscovite) non recristallisés peut être démontré par l'étude de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM) (GUILLET *et al.*, 1983; JOVER & BOUCHEZ, 1986; ROCHETTE, 1988; DIOT & BOUCHEZ, 1989; SCAILLET, 1991; GLEIZES, 1992). Ces études ont montré la bonne cohérence entre fabrique magnétique et fabrique magmatique bien que ces fabriques soient acquises à différents moments de l'histoire de cristallisation du pluton.

Les feldspaths potassiques plus ou moins imbriqués définissent un tuilage, marqueur d'un éventuel sens de cisaillement intra-magmatique (BLUMENFELD, 1983). Ce critère de cisaillement est actuellement controversé puisque l'imbrication des minéraux dans un sens ou dans un autre ainsi que la disposition des

minéraux dans une direction dépendent de plusieurs facteurs dont le contraste de viscosité entre les minéraux et la matrice, le rapport axial des minéraux, le régime de déformation, la densité des minéraux et le taux de cisaillement (ILDEFONSE *et al.*, 1992). Il n'y a pas donc de lien direct entre fabrique magmatique et direction d'écoulement magmatique. On sait en effet depuis les travaux de MEANS (1976) qu'il n'y a pas coaxialité entre champ de déformation finie et champ de déplacement.

SPERA (1980) a montré que l'acquisition de structures magmatiques dans le site de mise en place ne pouvait se faire que sur des temps très courts souvent inférieurs à 10^5 ans (Fig. fig. 29) alors que la déformation à l'état solide peut se prolonger lors du refroidissement.

Comme pour la déformation solide, la déformation magmatique peut être quantifiée, nous rappellerons ici les principales méthodes :

Méthodes considérant la position des objets telle que :

- la méthode de FRY (1979).

Méthode considérant la forme des objets :

- méthode Rf/ϕ ;

- méthode de PANOZZO (1983);

- méthode des diamètres de Féret (LAPIQUE *et al.* 1988);

- les fabriques ou OPF (Orientation Préférentielle de Forme, d'après FERNANDEZ *et al.*, 1983)

Au cours du refroidissement du pluton, le passage à une déformation à l'état purement solide est très progressif. Toutefois, l'apparition d'une déformation hétérogène avec naissance et amplification des bandes

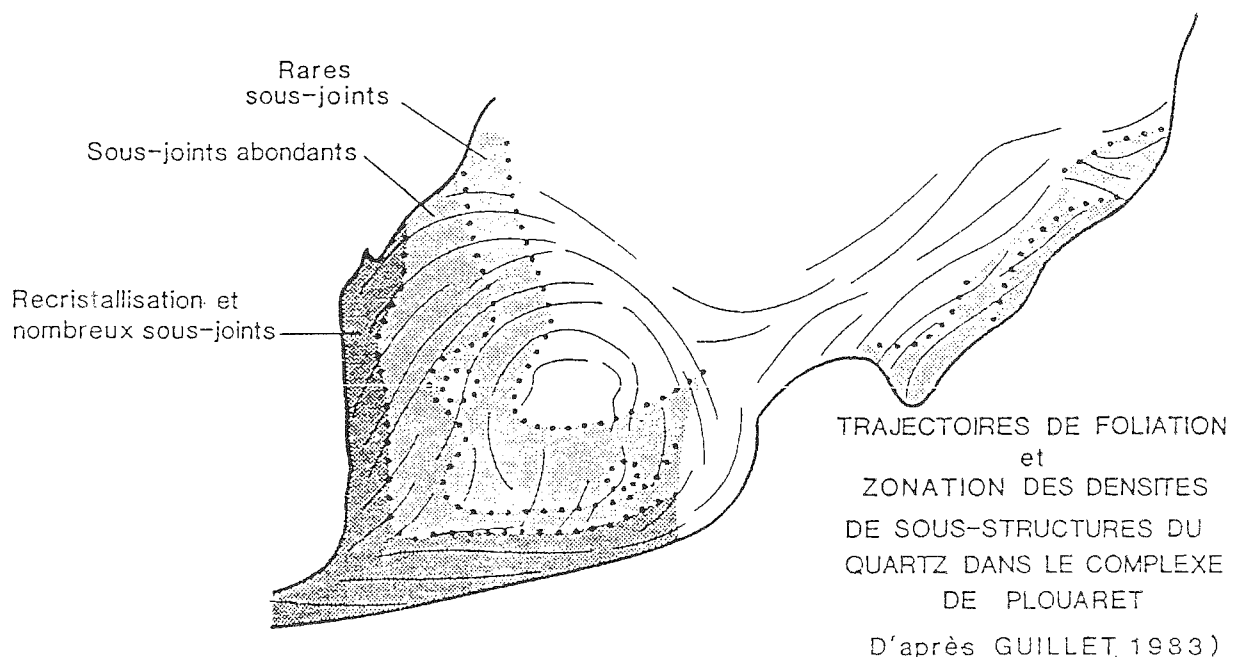


FIG. 28 - Relations entre trajectoires de foliation et microstructures du quartz dans le complexe granitique de Plouaret (Massif Armoricain)(d'après GUILLET, 1983). Noter la disposition centrifuge des microstructures du quartz, montrant une augmentation de la déformation plastique vers les bordures.

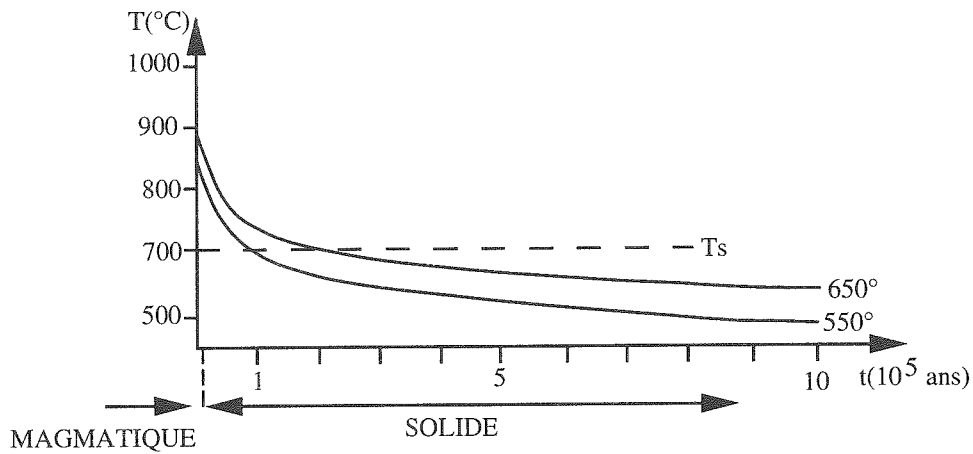


FIG. 29 - a) Allure des profils théoriques Température/Temps dans un pluton sphérique, après sa mise en place. Les courbes sont tracées pour différentes valeurs de la température au contact pluton-encaissant. T_s : température au solidus (d'après SPERA, 1980 in GAPAIS, 1989a).

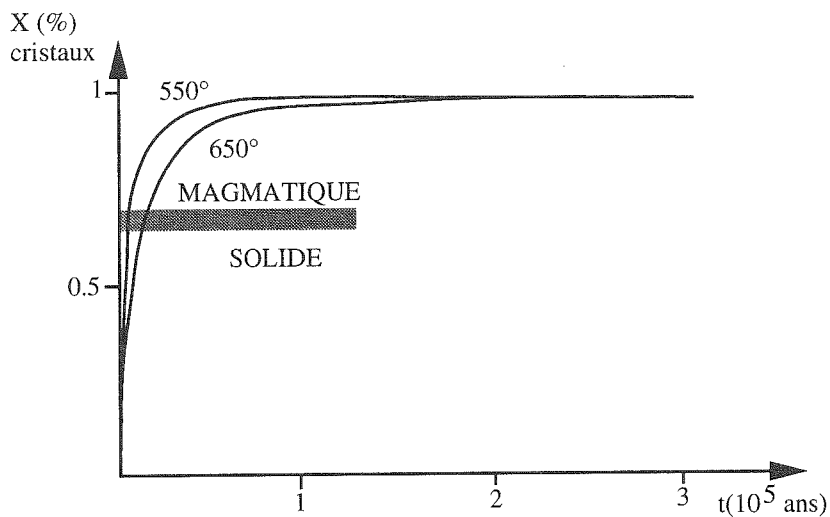


Fig. 29 - b) Allure des profils théoriques Fraction solide/Temps correspondant aux profils de la FIG. 29a (d'après MARSH, 1981 in GAPAIS, 1989a). La transition entre comportement magmatique et comportement solide se situe aux environs de 65% de cristaux (ARZI, 1978, VAN DER MOLEN & PATERSON, 1979).

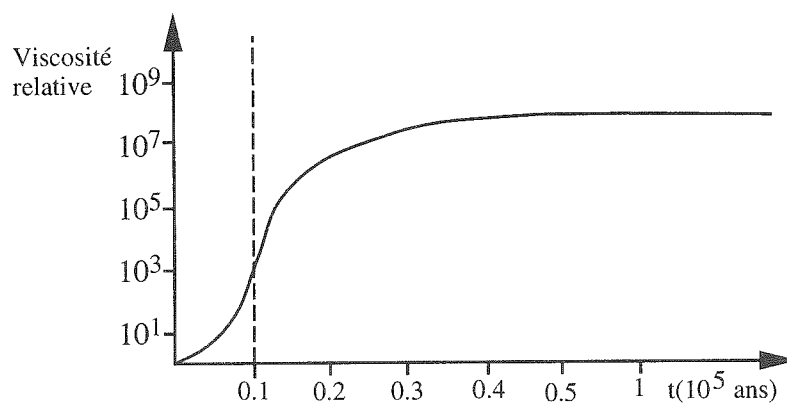


FIG. 29 - c) Allure des profils théoriques de viscosité relative déduit des profils des FIGS. 29a et 29b (d'après ARZI, 1978, VAN DER MOLEN & PATERSON, 1979 in GAPAIS, 1989a).

de cisaillement est une transition importante (BERTHE *et al.*, 1979 ; GAPAIS, 1989b). A une température supérieure à 550°C, la déformation à l'état solide est caractérisée par : une déformation plastique des minéraux magmatiques (extinction onduleuse, sous-grains) avec glissement prismatique selon l'axe <c> du quartz, recristallisation par migration des joints de grains, recristallisation des feldspaths potassiques en bordure des grains et développement de myrmékites (GAPAIS & BARBARIN, 1986; SIMPSON & WINTSH, 1989; Gapais, 1989b; PATERSON *et al.*, 1989; VERNON, 1989). Enfin, lorsque la température est inférieure à 550°C, le quartz subit une recristallisation dynamique par rotation des sous-grains et glissement intracristallin selon une direction <a> (glissement prismatique) tandis que les autres minéraux magmatiques commencent à se fracturer et à être déstabilisés en d'autres phases minérales.

L'auréole de contact

L'étude microstructurale de l'auréole de contact est l'un des outils les plus discriminants pour déterminer la part respective de la déformation régionale, généralement en régime cisailant, et la mise en place d'un pluton, impliquant un régime en aplatissement (LAGARDE & CHOUKROUNE, 1982; HUTTON, 1988; PATERSON *et al.*, 1989). L'augmentation de la température en direction du pluton entraîne une modification dans la typologie de la déformation avec apparition en particulier de plusieurs phases de déformation superposées. Il est alors possible de raisonner en terme de déformation progressive et de remonter à la cinématique de mise en place (LAGARDE, 1989).

Le champ de déformation régional autour du pluton

Nous dépassons ici le cadre du pluton et de son auréole pour nous intéresser aux structures régionales. Il s'agit d'une cartographie structurale des marqueurs principaux de la déformation : trajectoires de la foliation majeure, linéation d'étirement, axes de plis, superposition des structures. Cette étude permet de définir le champ de déformation régionale dans lequel le granite est impliqué. Là encore, la comparaison entre les structures internes du pluton, sa forme et sa disposition dans le champ des structures externes est un marqueur de la compatibilité des axes de la déformation entre le pluton et son encaissant (BRUN & PONS 1981). Ainsi de nombreux plutons sont alignés sur des zones de chevauchement, sur des décrochements ou bien le long de failles normales. Le contrôle tectonique de la mise en place de ces massifs apparaît évident (LE FORT, 1975; BERTHE *et al.*, 1979; BONIN, 1982; VIGNERESSE & BRUN, 1983; HUTTON, 1988). La forme et la disposition d'un pluton dépendent donc de son environnement tectonique (PITCHER, 1979).

Enfin, l'analyse de l'orientation des filons tardifs

dans l'auréole donne une idée approximative du champ de contraintes au moment de la mise en place du pluton (PITCHER & BERGER, 1972; CASTRO, 1987).

Gravimétrie

L'analyse cartographique en 2D de la forme des plutons est insuffisante pour comprendre la géométrie d'une intrusion. C'est pourquoi la gravimétrie est souvent utilisée afin de préciser la forme du pluton, la profondeur du plancher magmatique, ou encore pour mettre en évidence les éventuelles zones d'alimentation (Fig. 30) (SWEENEY, 1975; AUDRAIN *et al.*, 1989).

Ainsi l'étude de VIGNERESSE & BRUN (1983) sur les plutons de la zone sud-armoricaine a établi la concordance entre les observations de surface et les données profondes et ceci jusqu'à environ 5km. Cette étude renseigne également sur le mécanisme de mise en place, le contexte tectonique et le contraste de ductilité entre le pluton et son encaissant (LAGARDE 1989; AMICE, 1990). Cette technique n'est pas directement utilisable en Himalaya du fait des difficultés d'accès et des reliefs imposants.

Pétrologie et géochimie

Les travaux sur la géochimie et la pétrologie des granites sont abondants, on peut citer quelques travaux de référence : CHAPPEL & WHITE (1974); LA ROCHE *et al.* (1980); DEBON & LE FORT (1983; 1988); PEARCE *et al.* (1984); BONIN (1988).

Cette étude est fondamentale pour la compréhension de l'histoire géodynamique des granites. Les nombreuses méthodes d'analyses géochimiques que ce soit des majeurs, des traces, des isotopes radiogéniques ou stables ont pour but de mettre en évidence les conditions de fusion, de ségrégation puis de cristallisation des magmas ainsi que de dater et de déterminer le site géotectonique de mise en place. L'analyse géochimique permet également de mettre en évidence d'éventuelles zonations liées à des zones d'alimentation. A l'appui d'une étude structurale, les granites apparaissent alors comme des marqueurs privilégiés pour l'analyse géodynamique des zones orogéniques (PITCHER, 1987).

III.1.b Les mécanismes de mise en place

Dans certaines chaînes le magmatisme représente 30 à 90 % de la surface d'une région (le batholite de la Sierra Nevada avec ses 1 millions de km² ou le batholite du Karakorum). A la suite des travaux de HUTTON (1794) qui fut le premier à suggérer que les granites étaient intrusifs, les géologues ont cherché à comprendre comment se mettaient en place dans la croûte des volumes de magma aussi importants. L'analyse structurale interne et externe interprétée en terme de déformation progressive et comparée aux modèles analogiques permet de remonter aux mécanismes de mise en place.

Le contrôle tectonique est crucial pour la mise en place des plutons syntectoniques. En effet, le problème est celui du transfert de matière car la déformation par raccourcissement dans l'aurole ne représente que 1/3 du volume nécessaire (PATERSON & FOWLER, 1993), d'où la nécessité des transferts de matière à longue distance. Ces transferts se présentent sous deux aspects (HUTTON, 1988) : un contrôle externe, régional, et un contrôle interne dû à la force interne du magma appelée flottabilité ou "buoyancy". Cette force de flottabilité est égale à la différence de densité entre le magma et son encaissant multipliée par le volume du pluton.

Ainsi, la mise en place d'un pluton est guidée par la compétition entre la création d'un vide transitoire par la tectonique, et la vitesse d'ascension du magma (HUTTON, 1988). Deux cas sont alors envisageables : si le taux d'extension volumique créé par la tectonique est inférieur au taux de compression du magma engendré par sa flottabilité il y aura mise en place en force; dans le cas contraire, la mise en place du pluton sera guidée par la tectonique. Généralement, on considère que la mise en place en force correspond aux

cas du doming, diapirisme ou ballooning alors que la mise en place assistée correspond aux cas de stopping, cauldron subsidence et propagation des filons (CASTRO, 1987; HUTTON, 1988).

Nous ne développerons pas ici le doming qui est un cas très particulier de diapirisme, quasiment sans déplacement vertical avec fusion partielle in situ (e.g. BRUN, 1981).

Diapirisme/Instabilité gravitaire & ballooning

Diapirisme et ballooning sont deux notions bien distinctes qu'il est important de définir afin d'éliminer toute confusion.

Le diapirisme est un mécanisme d'ascension de magma dans la croûte; le ballooning est un mécanisme de mise en place après ascension du magma, et correspond à un gonflement et à une expansion latérale du pluton.

Le diapirisme

SORGENFREI (1971) s'est intéressé aux similitudes entre les diapirs de sel et les diapirs

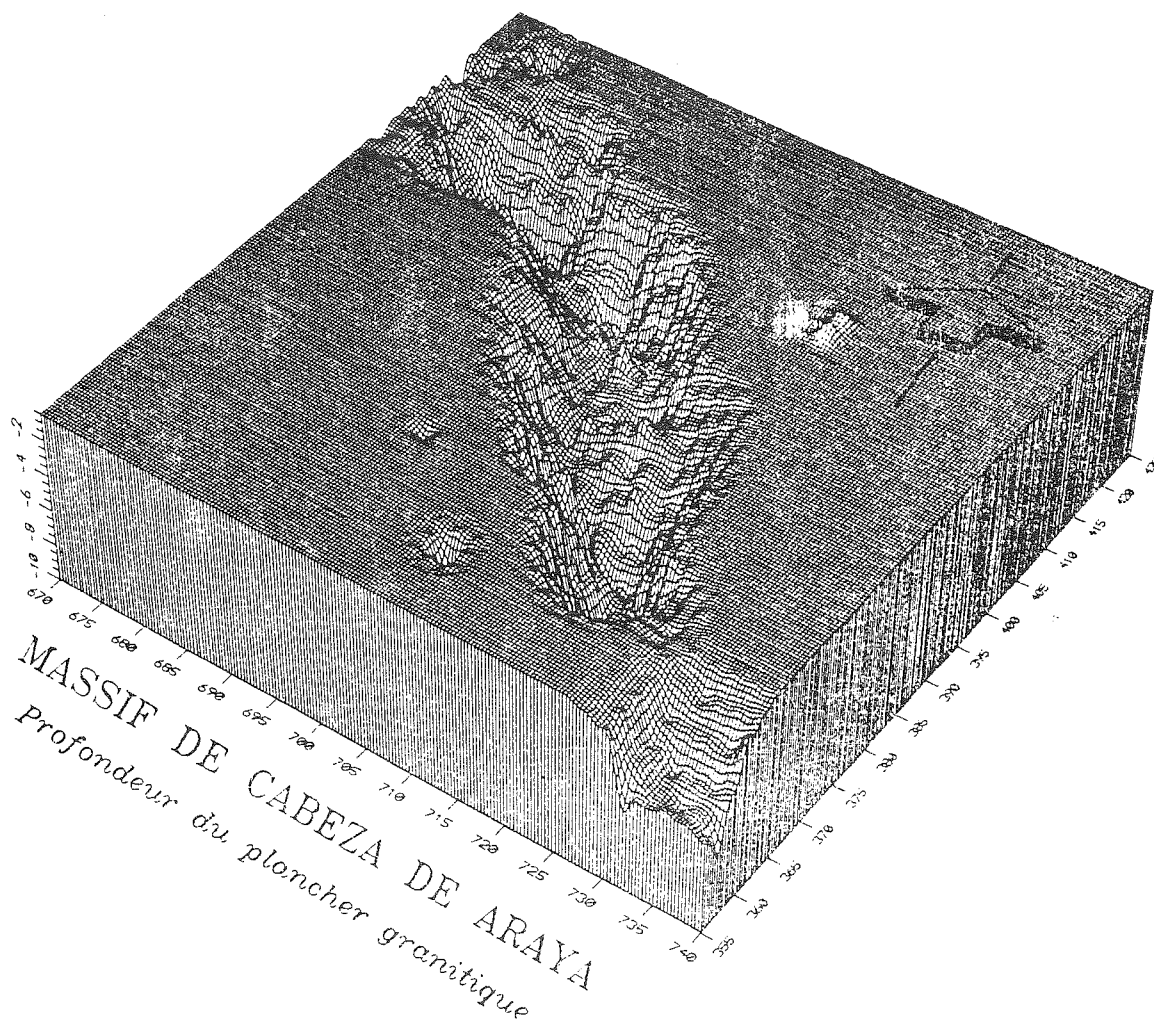


FIG. 30 - Bloc diagramme représentant la topographie du plancher granitique du pluton de Cabeza de Araya (Estrémadure, Espagne), réalisé à partir de données gravimétriques (d'après AUDRAIN *et al.*, 1989 in AMICE, 1990).

granitiques. En effet, les granites présentent, comme les dômes salifères, une anomalie gravimétrique négative ce qui a conduit à admettre que leur flottabilité permettait l'ascension du magma avec intervention de la pression fluide, le serrage tectonique et l'expansion par fusion partielle (PITCHER, 1972). Les études analogiques de RAMBERG (1970) ont permis d'affiner la compréhension de la rhéologie des magmas granitiques. Ainsi, propose-t-il que pour une température de mise en place de 600°C, la viscosité d'un granite est de 10^{11} Pa.s⁻¹ alors que la viscosité de la croûte est de 10^{19} Pa.s⁻¹. Il propose que les plutons granitiques soient la conséquence d'une instabilité gravitaire. Le modèle résumé par BRUN (1981) est le suivant : un gradient de densité inverse est amplifié par une anomalie thermique qui donne naissance à son tour à une anomalie gravitaire. Cette anomalie est la source de la force motrice ascendante. Une instabilité gravitaire se caractérise par 3 stades (Fig. 31) :

- (1) la naissance;
- (2) l'amplification;
- (3) l'amortissement.

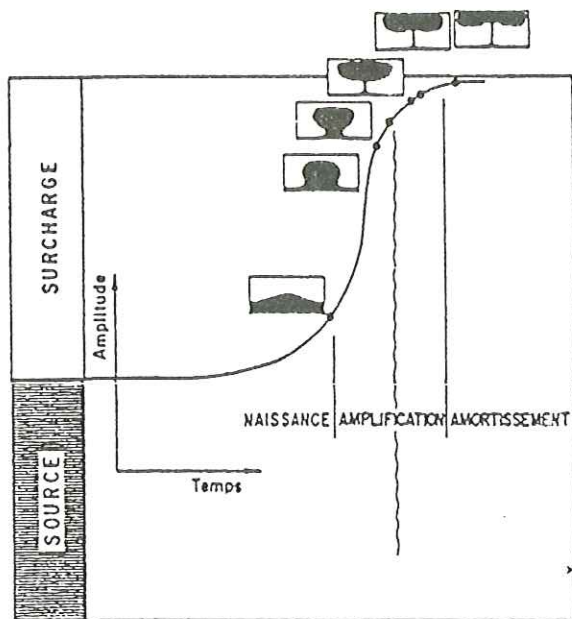


FIG. 31 - Evolution d'une instabilité gravitaire de Rayleigh-Taylor avec la forme de la structure et la courbe d'amplification (d'après WOJDT, 1978 in BRUN, 1981).

L'instabilité initiale (1) prend, au cours de son amplification (2), une forme en cloche puis en champignon avec, au cours de l'amortissement (3), un étalement et un gonflement.

D'après FYFE (1970) une instabilité gravitaire met 6 Ma pour se former et 1 Ma pour monter dans la croûte.

Les travaux de MARSH (1981, 1982) et MILLER *et al.* (1988) ont montré que le diapirisme, est mécaniquement difficile comme modèle d'ascension des granites dans la croûte. Les forces de flottabilité

seraient insuffisantes pour créer l'espace nécessaire à la montée d'un volume important de magma. Cependant quelques cas de diapirisme ont été effectivement reconnus; ils se marquent par un déplacement vertical enregistré dans l'encaissant, supérieur à la hauteur du pluton (ENGLAND, 1990).

Le ballooning

De nombreux plutons épizonaux interprétés comme des diapirs de par leur structures concentriques, ont en fait subi un simple gonflement (ballooning) dans le site de mise en place. L'ascension se serait faite dans la plupart des cas dans un réseau de fractures (BATEMAN, 1984; CASTRO, 1987; LAGARDE *et al.*, 1989b), dues au fort contraste de viscosité entre le magma et la croûte (10^6 à 10^8 Pa.s⁻¹ d'après RAMBERG (1970)). La vitesse d'ascension du magma est contrôlée par la différence de densité entre les deux milieux jusqu'à une surface où cette différence devient insuffisante pour compenser les forces de frottement et la résistance mécanique de la roche à la fracturation; cette surface est appelée le "level of neutral buoyancy" (LISTER *et al.*, 1991). A partir de ce niveau les filons se propagent latéralement. L'ouverture des fractures est facilitée par les fluides libérés lors des réactions métamorphiques (ETHERIDGE & COOPE, 1981), et par les fluides magmatiques libérés lors de la décompression et la cristallisation du magma ascendant. La présence d'une zone de cisaillement permet également la localisation du magma dans un système de Riedel et de fentes de tension. Les fractures en extension dans la croûte pourraient se développer jusqu'à 40km de profondeur dans une croûte continentale épaissie (SHAW, 1980). L'ascension le long de fractures crustales serait alors plus rapide que le diapirisme dont la vitesse est contrôlée par la loi de Stokes, et supérieure à 3m/an (BONIN, 1982)

Dans le site de mise en place, le magma granitique utilise des plans de faiblesse pour se propager que ce soit dans des zones de cisaillement (HUTTON, 1982), dans des pull-aparts (GUINEBERTEAU *et al.*, 1987), dans des fentes d'extension à 45° du cisaillement (CASTRO, 1986), dans des terminaisons de zone de cisaillement (LAGARDE, 1989) ou encore dans des "crack-opening" (HUTTON, 1988).

Le ballooning intervient après le blocage du magma sous une couche compétente, la différence de densité entre le pluton et son encaissant devenant trop faible pour permettre encore l'ascension du magma. Les injections successives, utilisant les fractures préexistantes seraient à l'origine du gonflement in situ du pluton (BRUN, 1981; PONS, 1982). Un modèle mathématique de gonflement circulaire a abouti à une équation de l'ellipsoïde de la déformation lors du gonflement (BRUN, 1981, p. 73). Ce gonflement a pu être estimé pour le granite de Flamanville à 39%, soit une augmentation de 21% du rayon (BRUN, 1981). Ramsay (1981), sur l'exemple du granite de Chiondamora au Zimbabwe montre une augmentation du rayon du pluton de 60% pour une augmentation de

la surface de 88%.

L'effet de gonflement se traduit par : une distension des bordures avec un gradient d'aplatissement et une disposition radiale de l'étirement; un parallélisme des foliations interne et

l'apparition de points triples de schistosité en constriction et une allure elliptique plus ou moins asymétrique du pluton. La disposition asymétrique des points triples apparaît comme un marqueur du sens de cisaillement (BRUN & PONS, 1981) (Fig. 32).

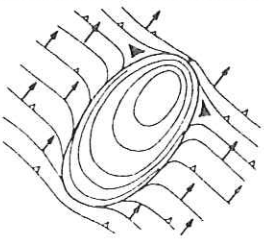
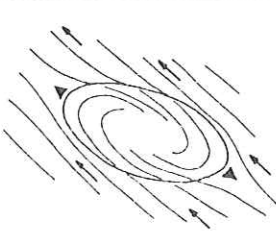
	PATTERN A Type : Burquillos - Valencia	PATTERN B Type : Salvatierra
Triple point (◄) Trace and dip of flattening plane Stretching lineation		
PLUTON ORIENTATION	Sub-orthogonal to the anticline axis	Sub-parallel to the anticline axis
FOLIATION DIP IN COUNTRY ROCKS	Flat or intermediate	Vertical
FOLIATION TRAJECTORIES IN PLUTONS	Eccentric	Helicoidal
STRETCHING LINEATION	Sub-orthogonal to foliation strike	Sub-parallel to foliation strike
SHEAR COMPONENT	THRUSTING SHEAR	TRANSCURRENT SHEAR

FIG. 32 - Schéma synthétique de deux champs de déformation résultant de l'interférence entre du ballooning et une zone de déformation cisailante. Cas A en chevauchement, cas B en décrochement (d'après BRUN & PONS, 1981).

externe avec les contacts circulaires du pluton; le caractère syncinématique des porphyroblastes dans l'auréole (VERNON, 1976; BATEMAN, 1984). D'après BATEMAN (1985), un autre critère de ballooning est la zonation pétrologique des plutons.

Comme pour le diapirisme, les forces de flottabilité ne semblent pas suffisantes pour expliquer l'aplatissement observé autour des plutons et créer le vide nécessaire à la mise en place du magma. Le ballooning impliquerait donc toujours un contrôle tectonique régional (CASTRO, 1987).

La mise en place dans un laccolite est un cas particulier de ballooning puisque le granite s'insinue dans un plan préférentiel (stratification, schistosité). Là encore, la pression interne du magma doit être supérieure à la pression de la couverture afin de créer un décollement local estimé à 70 MPa dans le cas de laccolites superficiels.

En fait d'après les modèles analogiques (DIXON & SIMPSON, 1987), un laccolite idéal doit avoir un rapport hauteur/longueur de 0,1 alors que dans la réalité ce rapport est souvent supérieur à 0,2. De plus, la pression interne du magma est insuffisante pour permettre le décollement de la couverture. Ceci est d'autant plus vrai que le granite se met en place profondément. Un contrôle tectonique semble donc nécessaire pour permettre le décollement de la couverture.

On peut définir des critères d'interférence entre déformation régionale et gonflement du pluton par

Un modèle mathématique d'interférence entre cisaillement et gonflement développé par BRUN (1981) prédit que si la différence de viscosité entre le pluton et son encaissant est nulle, alors le pluton se comporte comme un marqueur passif; il est allongé selon le plan de schistosité régional, sa forme est homothétique de l'ellipse de déformation. Par contre, si la viscosité de l'encaissant est supérieure à la viscosité du granite, alors le pluton se réoriente plus vite vers la zone de cisaillement que la schistosité et l'ellipticité du pluton augmente. Ainsi, dans le cas des granites de la zone broyée sud-armoricaine, l'obliquité des granites sur la zone de cisaillement est plus forte que la schistosité, ce qui implique une mise en place tardive des plutons par rapport au début de la déformation régionale, suivi d'un blocage du fonctionnement de la zone de cisaillement après la mise en place des plutons.

Deux autres mécanismes de mise en place ont été reconnus (CASTRO, 1987) : le magmatic stopping est un phénomène par lequel le magma fait exploser la roche encaissante par augmentation de température et est stoppé en s'infiltrant dans les brèches ainsi créées. C'est un mécanisme localisé qui accompagne un mécanisme de mise en place de plus grande envergure, type ballooning, laccolite ou autre. La cauldron subsidence est quant à elle caractéristique des complexes annulaires. Il s'agit d'un cas particulier de magmatic stopping, associé à une phase orogénique distensive. La mise en place d'un tel pluton se fait très haut dans la croûte, dans un système de fractures concentriques.

Durée du magmatisme

Le magmatisme est un phénomène extrêmement durable dans la formation des chaînes de montagne. Ainsi, au cours du cycle varisque, le magmatisme s'étale sur plus de 100 millions d'années (COSTA, 1991). Cependant, pour un pluton donné le temps de production, et plus encore, de mise en place peut être très court. SHAW (1985) estime le taux d'épanchement d'un magma entre 0,01 et 1 km³/an. Pour un pluton moyen de 3000 km³, il faut donc entre 3000 et 300 000 ans pour le mettre en place. La vitesse d'épanchement du magma n'apparaît donc pas comme un facteur limitant. Par contre, la vitesse de déformation de l'encaissant peut le devenir si le pluton se met en place par ballooning. PATERSON & TOBISH (1992) estiment à 700 000 ans au minimum le temps nécessaire à un raccourcissement de 20%. Dans une mise en place syn-tectonique, ce qui semble être la majeure partie des cas, des vitesses de 1 à 10 cm/an sur les accidents majeurs permettent une mise en place en moins d'un million d'années. C'est le cas des plutons de Strontian et du Donegal (HUTTON, 1982, 1988). Par contre, les temps de refroidissement sont beaucoup plus lents et sont de l'ordre de la dizaine de millions d'années pour des plutons profonds.

Dans les mécanismes d'emplacement, il est donc important de distinguer les vitesses relatives de déformation de l'encaissant, la vitesse d'alimentation, la cristallisation et le refroidissement.

III.1.c Les sites et types de mise en place

Les sites de mise en place des granites syntectoniques sont extrêmement variés et nombreux. Ils reflètent en grande partie l'interférence entre la tectonique régionale et la dynamique du magma. Nous présentons ici quelques exemples tirés de la littérature afin d'illustrer cette diversité, qui fait de chaque pluton un cas particulier.

Les chevauchements

Plusieurs exemples dans le monde montrent que les plutons syncinématiques peuvent se mettre en place à la faveur de chevauchements majeurs. Les massifs sont généralement "stratoïdes" comme dans le cas du granite de Montlouis dans les Pyrénées Orientales (GLEIZES & BOUCHEZ, 1989) et présentent une linéation d'étirement magmatique subhorizontale, portée par un plan de foliation lui aussi subhorizontal. Les critères de cisaillement submagmatiques sont inverses et le déversement est le même que celui des nappes environnantes. Un bel exemple est donné par CRAWFORD & CRAWFORD (1991) pour un pluton de l'orogène côtier de la Colombie Britannique (Sud Alaska) (Fig. 33). PATERSON *et al.* (1990), sur l'exemple du batholite de Wyangala, proposent que l'ascension du magma en venues successives le long d'un plan de chevauchement facilite la localisation de la déformation par amollissement thermique et

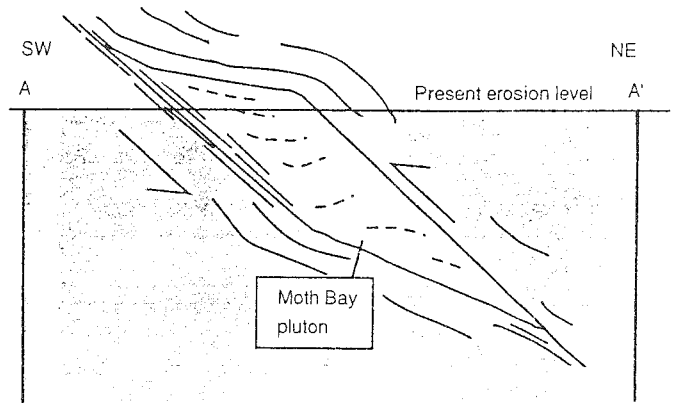


FIG. 33 - Modèle de mise en place d'un pluton dans une zone de cisaillement ductile chevauchante (d'après CRAWFORD & CRAWFORD, 1991).

augmente l'ampleur du chevauchement selon le modèle de HOLLISTER & CRAWFORD (1986) de "tectonic surges".

Parfois, la mise en place par gonflement du pluton peut interférer avec le chevauchement. Le pluton, zoné, prendra alors une forme déversée et oblique sur sa zone d'alimentation. C'est le cas du pluton de Criffel dans le Sud-Ouest de l'Ecosse (Fig. 34) ou encore du pluton de Foix dans les Pyrénées Orientales (BOUCHEZ *et al.*, 1990). Dans ce dernier cas, le champ de déformation interne et la zonation pétrologique ont été déduits de l'ASM. Ce type de mise en place a été modélisé par BRUN & PONS (1981) sur les exemples des plutons de Burguillos et Valencia dans le massif de la Sierra Morena (Espagne du Sud). Les plutons ont une forme allongée, perpendiculairement aux trajectoires de schistosité externe. La linéation d'étirement est également perpendiculaire aux trajectoires de schistosité. Linéations et foliations sont subhorizontales. La foliation interne concentrique est excentrée par rapport au barycentre du pluton.

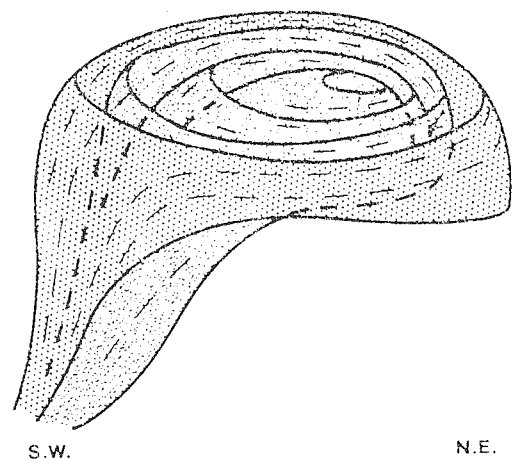


FIG. 34 - Exemple d'interférence entre gonflement d'un pluton et une tectonique chevauchante : le pluton est déversé dans la direction du chevauchement et décalé par rapport à sa zone d'alimentation (d'après COURRIOUX, 1987).

Les failles normales

Un des plus beaux exemples décrit dans la littérature de pluton mis en place dans un cisaillement en extension est donné par HUTTON *et al.* (1990) dans le Sud du Groënland (Fig. 35). Les auteurs montrent que le magma est monté entre les deux lèvres de l'accident et la flottabilité du magma aurait permis l'expulsion du toit du laccolite. Un autre exemple est donné par le pluton de Strontian en Ecosse (HUTTON, 1988) où la mise en place du pluton se fait dans une faille normale listrique, associée à un accident majeur, le "Great Glen Fault".

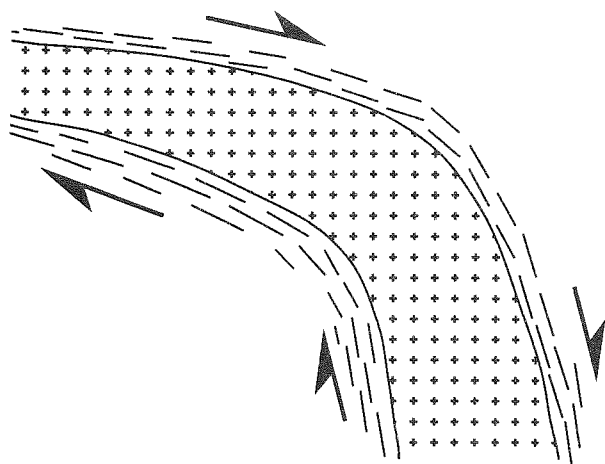


FIG. 35 - Coupe schématique illustrant le mode de mise en place d'un pluton dans une faille normale avec déformation de la foliation pré-existante au contact pluton-encaissant (d'après HUTTON *et al.*, 1990).

Initialement considéré comme mis en place le long d'un chevauchement (JOVER & BOUCHEZ, 1986), le massif de Guéret serait également associé à un détachement (FAURE & PONS, 1991). Cependant, les auteurs envisagent que la montée du pluton a provoqué la formation de la faille normale. Il semblerait que ce soit un des rares exemples de la littérature où la mise en place d'un pluton syntectonique soit responsable de l'espace tectonique nécessaire à sa mise en place. Il est au contraire généralement admis que l'espace nécessaire à la mise en place des plutons soit contrôlé, pour une grande part, par la tectonique (CASTRO, 1987; HUTTON, 1988).

Les cisaillements transcurrents

Dans le chapitre précédent, nous avons insisté sur la diversité des sites de mise en place des plutons liés à des cisaillements transcurrents. En effet, les décrochements étant souvent tardifs dans l'histoire orogénique, ils affectent des roches ayant une fabrique fortement anisotrope. L'interférence entre la direction

de l'anisotropie initiale et la direction du décrochement provoque des ouvertures très variées. De plus, il s'agit rarement de décrochements purs; une composante en extension ou en compression augmente alors les possibilités d'ouverture de vides, et donc de mise en place.

Cas d'interférence entre ballooning, chevauchement ou décrochement

Un des exemples les plus étudiés de ce type de mise en place concerne le pluton de Salvatierra dans le massif de la Sierra Morena dans le sud de l'Espagne (BRUN & PONS, 1981). L'analyse structurale montre la continuité des foliations interne et externe, marquant un aplatissement dominant, avec des points triples de schistosité disposés de façon asymétrique de part et d'autre des plutons. La trajectoire de la foliation interne est hélicoïdale tandis que la schistosité externe est fortement pentée avec une linéation d'étirement parallèle à l'allongement du pluton et aux trajectoires externes de schistosité (Fig. 32).

L'exemple du pluton de Aya dans les Pyrénées basques espagnoles (PESQUERA & PONS, 1990) est un bon exemple d'étude d'un pluton comme marqueur de la déformation crustale. Ainsi, l'analyse structurale permet de proposer une architecture en dôme asymétrique dont la mise en place serait contrôlée par des décrochements précoces, dont la reconnaissance et l'âge de fonctionnement n'étaient pas directement déterminables sur le terrain. Le pluton de Bassiès, toujours dans les Pyrénées, semble également avoir enregistré, dans sa fabrique interne, le fonctionnement de décrochements précoces, oblitérés par l'évènement tectonométamorphique majeur (GLEIZES *et al.*, 1991).

Mise en place dans un décrochement

Le granite de Puente deume, en Espagne (COURRIOUX, 1983), se serait mis en place de façon passive au sein même de la zone de décrochement. HUTTON (1982; 1988), sur l'exemple du granite du Donegal (Irlande) propose que ce type de mise en place corresponde à un blocage d'une des lèvres de l'accident sur une zone rigide, permettant la formation d'une ouverture par "crack opening". AMICE (1990) va plus loin et propose que le pluton de Cabeza de Araya en Espagne se soit mis en place par la coalescence de deux cracks (Fig. 36) alors que CASTRO (1986) proposa pour ce même pluton, une mise en place dans une méga-fente de tension (Fig. 37).

Pull-apart et fente d'extension

Comme dans le cas du "crack-opening", la mise en place d'un granite dans un pull-apart correspond à la localisation d'une hétérogénéité dans le fonctionnement d'un décrochement. Le granite de Mortagne en Bretagne semble avoir obéi à ce type de mécanisme (GUINEBERTEAU *et al.*, 1987). L'ouverture se fait à la limite ductile-fragile et nécessite une certaine élasticité de la croûte. Là encore,

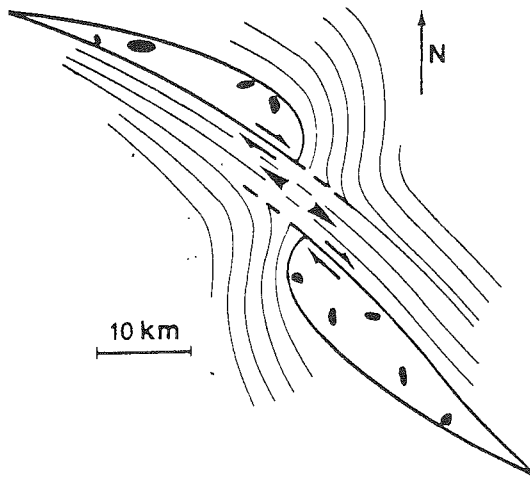


FIG. 36 - Reconstitution du mode de mise en place du pluton de Cabeza de Araya (Estrémadure, Espagne) dans un système de double "crack-opening" coalescents (d'après, AMICE, 1990).

l'amollissement de la croûte a pu être facilitée par le magma. Les caractéristiques principales du pluton sont : une foliation interne subverticale portant une linéation magmatique parallèle à l'allongement du granite, lui-même parallèle aux décrochements (Fig. 38).

Un exemple de mise en place de granite dans une fente d'extension est donné par CASTRO (1986) pour le batholite d'Extremadura en Espagne. Le pluton est oblique sur la schistosité régionale, sans développement d'une nouvelle schistosité, sauf très localement. La mise en place s'effectue dans un système de fente d'extension à 45° du décrochement par ouverture

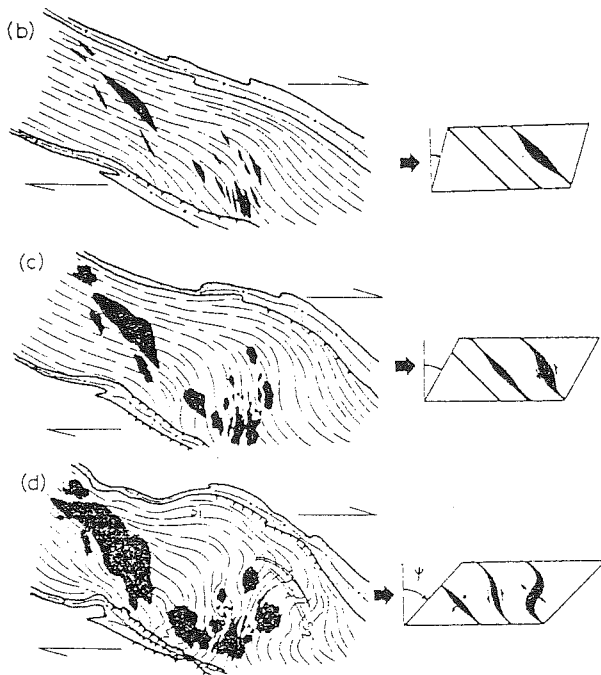


FIG. 37 - Représentation schématique de la mise en place du pluton de Cabeza de Araya (Estrémadure, Espagne) dans un modèle de fente de tension, avec ouverture à 45° de la direction de cisaillement.

fragile (Fig. 37).

Une alternative aux fentes de tension a été proposée par TIKOFF & TEYSSIER (1992) afin d'expliquer la direction de certains plutons crétaqués de la Sierra Nevada par rapport aux accidents majeurs. Ils proposent de créer une extension locale entre deux failles de type P. Ce modèle a été repris par MOISY (1993) pour expliquer les trajectoires des linéations magnétiques mesurées sur le granite du Sidobre.

LAGARDE *et al.* (1990a), sur l'exemple des granites tardi-carbonifères du Maroc, soulignent cette diversité de mise en place liée à des décrochements et ceci dans une même région. (Fig. 39) : en fente d'extension en terminaison de zone de cisaillement transcurrente; en diapir avec montée oblique; en pull-apart.

III.1.d Conclusion

L'étude moderne des granites emprunte de nombreux outils à la géologie ou à la géophysique : cela va de l'analyse structurale de terrain à la gravimétrie en passant par la thermobarométrie, la géochimie, la pétrologie, la géochronologie, l'ASM, ou bien encore les modèles analogiques ou numériques. Cette approche méthodologique conduit à une approche phénoménologique des mécanismes de mise en place des plutons au sein des orogènes.

Nous avons souligné la diversité des sites de mise en place des granites. Chaque pluton apparaît comme un cas particulier dont les paramètres contrôlant sa mise en place sont nombreux et changeants dans le temps et dans l'espace. Les principaux sont : la composition chimique du magma qui contrôle sa température de mise en place, sa densité, sa viscosité; la profondeur de mise en place, le régime thermique et le régime tectonique qui contrôlent la localisation du pluton, sa géométrie, sa fabrique...

De par leur comportement rhéologique et leur abondance, les granites sont des marqueurs privilégiés de la déformation crustale. La tectonique régionale joue en effet un rôle moteur dans la mise en place des granites dans la mesure où les forces internes du magma s'avèrent insuffisantes, dans la plupart des cas, pour créer l'espace nécessaire à la mise en place du pluton. Ainsi de nombreux plutons considérés comme pré-tectoniques sont certainement associés à un événement tectonométamorphique précoce, oblitéré par la suite par un événement de plus grande envergure. L'étude de la structure interne de ces massifs permet de mettre en évidence de tels événements précoces et de les dater de façon indirecte.

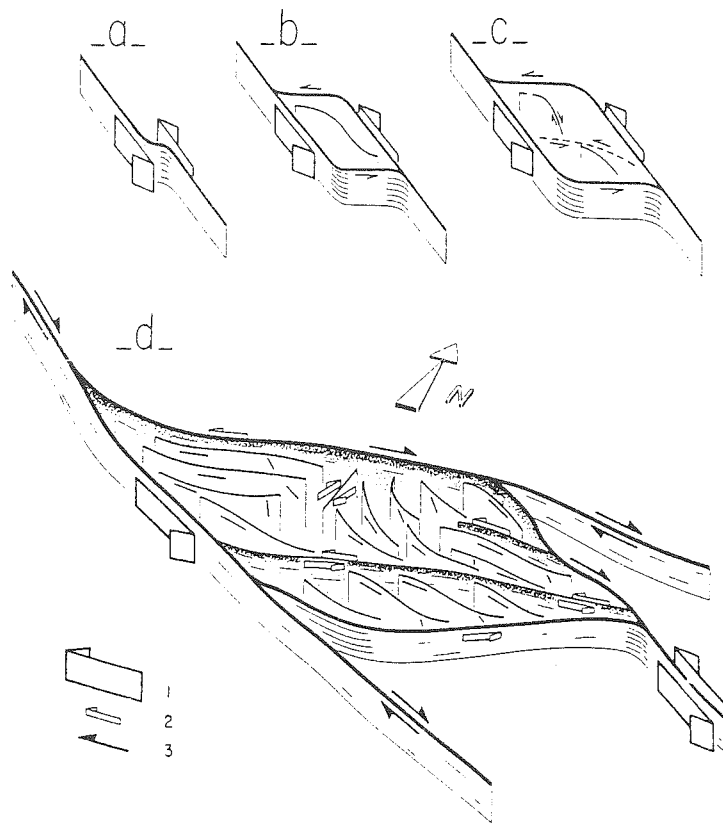


FIG. 38 - Modèle de mise en place du pluton de Mortagne le long de la zone broyée sud-armoricaine dans un système d'ouverture en pull-apart. Noter la verticalisation des structures magmatiques (d'après GUINEBERTEAU *et al.*, 1987).

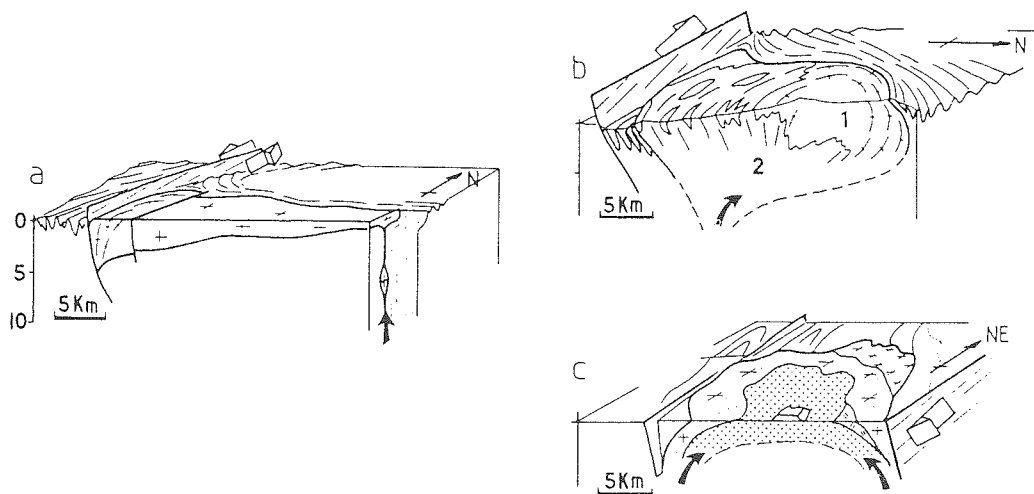


FIG. 39 - Mécanismes de mise en place des plutons tardi-Carbonifères du Maroc montrant la diversité des modes de mise en place le long d'accidents transcurrents : a) mise en place d'un pluton tabulaire dans une terminaison de zone de cisaillement; b) interférence entre ballooning et zone de décrochement donnant au pluton son allure asymétrique; c) mise en place d'un granite dans un pull-apart avec effondrement des bordures (cauldron subsidence) le long d'une zone de décrochement majeur (d'après LAGARDE *et al.*, 1990).

III.2 Apports de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique à l'étude des granites

L'étude conjointe de la structure interne d'un granite et de son encaissant conduit le plus souvent à proposer un modèle cinématique de mise en place. Si les techniques classiques de la géologie structurale s'avèrent généralement suffisantes pour étudier l'encaissant, la structure interne d'un granite syntectonique est plus difficile à interpréter directement. En effet, les marqueurs de la déformation à l'état magmatique et sub-solidus sont souvent peu visibles et leur mise en évidence nécessite des techniques indirectes, telle que la mesure de la susceptibilité magnétique des roches.

Cette méthode est basée sur les propriétés magnétiques de certains minéraux ferrifères à enregistrer des directions préférentielles et interprétables en terme de directions principales de la déformation finie. Nous avons appliqué cette méthode à une quarantaine d'échantillons du Manaslu afin de compléter les données d'orientation acquises sur le terrain. Cette étude a été menée en collaboration avec Pierre ROCHETTE au Laboratoire de Géophysique Interne et de Tectonophysique de Grenoble et vient compléter les études menées par ROCHETTE (1988) sur le granite de l'Everest et SAILLET (1990) sur le granite de Gangotri-Badrinath.

III.2.a Susceptibilité magnétique et anisotropie de la susceptibilité magnétique

Cette méthode révélée par GRAHAM (1954) comme prometteuse en géologie structurale, connaît en France un véritable essor depuis les années 80, avec les travaux de B. HENRY (1980), de J.L. BOUCHEZ et de son équipe qui se sont surtout intéressés à l'étude structurale des granites (e.g. GLEIZES, 1992) et de P. ROCHETTE qui s'est plus particulièrement penché sur les propriétés magnétiques des roches et des minéraux.

Propriété magnétique des minéraux

Le magnétisme d'un minéral correspond à la somme des moments magnétiques élémentaires créés par les mouvements des électrons autour d'eux mêmes (spins) et autour du noyau (moment orbital). Le moment magnétique résultant dépend de la nature des atomes et de leur arrangement dans le réseau cristallin.

Lorsque un minéral est placé dans un champ magnétique H , l'aimantation induite M est défini par $M = K.H$.

K définit la susceptibilité magnétique du minéral (nombre sans dimension).

- Pour un minéral isotrope (cubique), l'aimantation induite ne présente pas de directions préférentielles; K est un scalaire.

- Pour un minéral anisotrope, l'intensité de l'aimantation varie selon certaines directions de l'espace, sous l'action d'un champ magnétique. K est alors un tenseur d'ordre 2 définissant un ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique dont les 3 demi-axes principaux $K_1 \geq K_2 \geq K_3$ correspondent aux vecteurs propres de fabrique magnétique (Fig. 40). La susceptibilité moyenne K_m est égale à $1/3(K_1+K_2+K_3)$.

On distingue quatre types de comportement magnétique en fonction de la réponse à un champ magnétique faible (Fig. 41):

- le diamagnétisme (K_{dia}) caractérise tous les corps solides, il est défini par un moment magnétique nul du fait de l'opposition deux à deux des spins des électrons. Placé dans un champ magnétique inducteur, on observe pourtant une faible aimantation, de sens opposé à ce dernier, donc négative. Son intensité est indépendante de la température et du champ induit. Quartz, feldspath et calcite sont des minéraux diamagnétiques.

- le paramagnétisme (K_{para}) se définit également

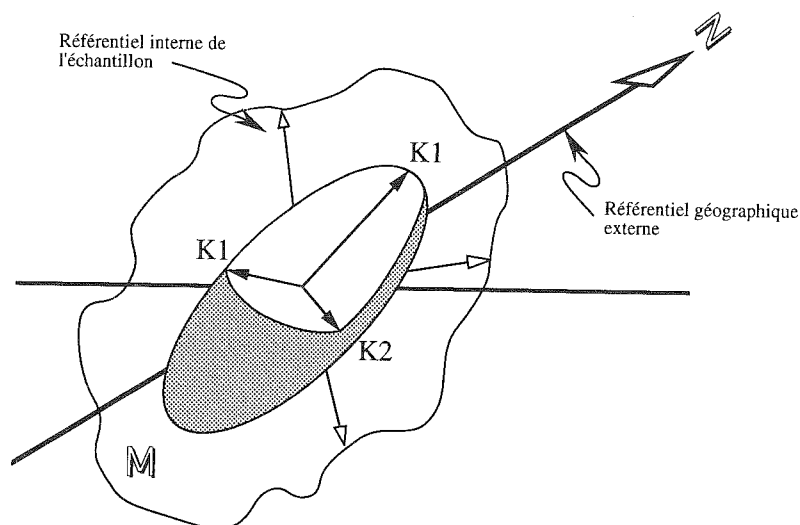


FIG. 40 - Représentation spatiale de l'ellipsoïde d'anisotropie de susceptibilité magnétique (d'après JOVER, 1986).

par un moment magnétique nul en l'absence d'un champ magnétique inducteur. Cependant, la présence d'électrons non appariés au sein de l'atome provoque, en présence d'un champ faible, une susceptibilité K_{para} qui est indépendante de l'intensité du champ mais inversement proportionnelle à la température selon la loi de Curie-Weiss (e.g. ROCHETTE, 1987) :

$$K_{para} = C/(T-q).$$

C : constante de Curie, proportionnelle à la quantité d'ions paramagnétiques

T : température en °K

q : constante paramagnétique de Curie définie par l'intensité et le type d'interactions magnétiques entre les voisins : pour une dilution parfaite des ions magnétiques dans le réseau, $q = 0$ (ex : la muscovite).

Les ions Fe^{2+} , Fe^{3+} et Mn^{2+} sont responsables du paramagnétisme. Ainsi, les silicates ferrifères ont ce type de comportement : biotite, tourmaline, muscovite, amphibole, cordiérite, grenat, pyroxène, iménite pour les principaux (avec q variant de -20 à +40 K).

- Le ferromagnétisme s.l. (K_f) est induit par un arrangement atomique serré qui permet un couplage des moments magnétiques élémentaires et une aimantation spontanée hors champ inducteur. On distingue :

- le ferromagnétisme s.s : les moments sont parallèles et de même sens (le fer);
- le ferrimagnétisme : les moments sont opposés mais d'intensité différente (magnétite et pyrrhotite);
- le faible ferromagnétisme : les moments sont opposés et presque égaux en module.

En champ faible, la susceptibilité est élevée et linéaire, par contre en champ fort croissant, l'aimantation atteint une asymptote (aimantation de saturation, M_s) et persiste une aimantation rémanente (M_r) lorsque l'on annule le champ.

- L'antiferromagnétisme (K_{af}) est caractérisé par deux réseaux d'électrons à spins opposés; le moment magnétique résultant est donc nul. Comme dans le cas du paramagnétisme, en présence d'un champ faible, la susceptibilité est indépendante de l'intensité mais varie avec la température (hématite, goéthite).

Signification de l'anisotropie magnétique

La susceptibilité magnétique K mesurée sur une roche correspond à la somme des comportements magnétiques des minéraux, $K = K_{dia} + K_{para} + K_f + K_{af}$. Dès lors, si l'on veut comprendre l'anisotropie de susceptibilité magnétique, il est nécessaire de connaître les minéraux porteurs du magnétisme.

A l'échelle du grain, l'anisotropie de susceptibilité magnétique est liée soit à une anisotropie du réseau cristallin (ex : biotite et tourmaline), on parle d'anisotropie magnétocristalline; soit à une simple anisotropie de forme du minéral, on parle alors d'anisotropie magnétique de forme, caractéristique des minéraux à très forte susceptibilité (ex : la magnétite).

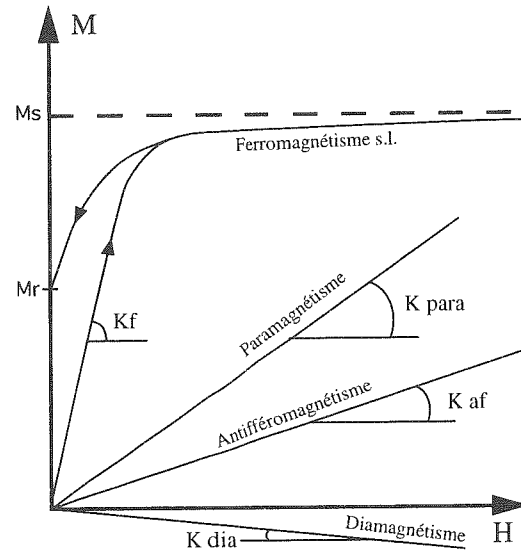


FIG. 41 - Courbes d'aimantation M en fonction du champ H pour les différents types de comportement magnétique. K : susceptibilité magnétique; M_r : aimantation rémanente; M_s : aimantation à saturation (d'après GLEIZES, 1992).

III.2.b ASM des leucogranites du Haut-Himalaya

De par leur minéralogie, les granites présentent un comportement para- et diamagnétique contrôlé essentiellement par le quartz, les feldspaths, la biotite, la muscovite et la tourmaline (ROCHETTE, 1988; SCAILLET, 1990). Ainsi, la fabrique magnétique mesurée, c'est-à-dire l'orientation préférentielle de K_1 , K_2 et K_3 doit refléter en première approximation la fabrique magnétocristalline de la biotite, de la muscovite et de la tourmaline, le diamagnétisme étant négligeable.

En comparant la susceptibilité moyenne mesurée en champ faible et à température variable avec la composition chimique des leucogranites, ROCHETTE (1987) propose que les roches à comportement para et diamagnétique obéissent à la loi suivante :

$$K_m = D + d(25,2 t + 33,4 t' + 33,8 t'').10^{-6} \text{ SI} \quad (1)$$

- D : susceptibilité diamagnétique du quartz : - $14,6.10^{-6}$ (HROUDA, 1982);
- d : densité de la roche (2,65);
- t, t', t'' étant respectivement la quantité en Fe^{2+} , Fe^{3+} et Mn^{2+} en % de poids atomique.

Cette loi a été vérifiée sur divers granites (GLEIZES *et al.*, 1993).

Dans le cas des leucogranites himalayens, la teneur en manganèse étant négligeable (0,03% pour le Manaslu), on aboutit alors à une loi simplifiée à partir de (1) liant la teneur en Fe_2O_3 à la susceptibilité moyenne non corrigée du diamagnétisme (ROCHETTE *et al.*, soumis) :

$$K_m = tFe_2O_3.[46,6+15,1R'].10^{-6}$$

avec $R' = (Fe^{2+}/Fe_{tot})$, avec R' estimé à 0,52 sur 8 échantillons, par regression linéaire, dans le cas du Manaslu (ROCHETTE *et al.*, soumis) (Fig. 42).

une fabrique magnétique normale dans la mesure où l'ellipsoïde de l'ASM est confondu avec l'ellipsoïde de la déformation (Fig. 43a) : K1 (linéation magnétique)

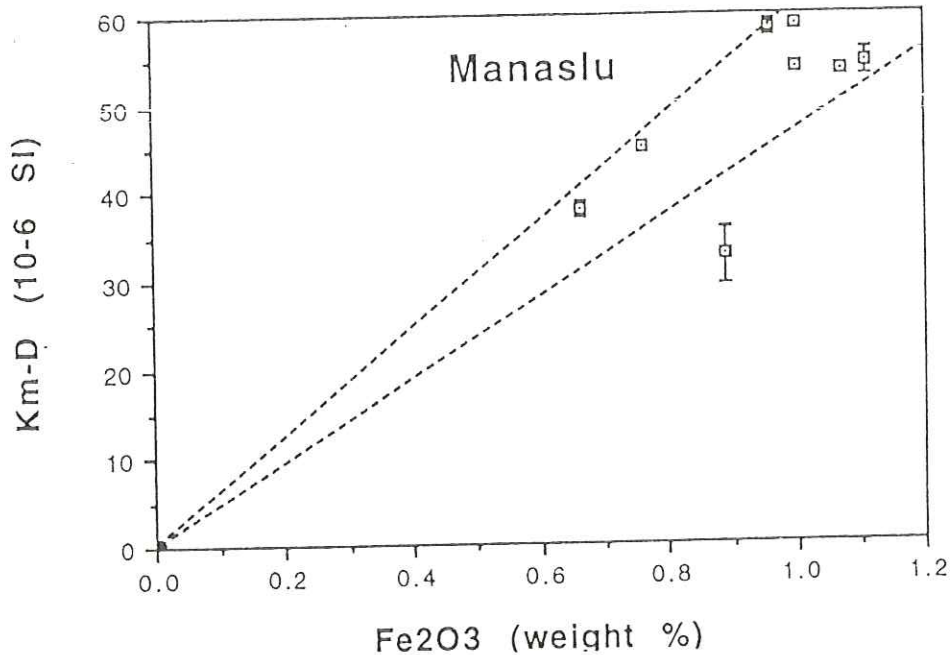


FIG. 42 - Susceptibilité moyenne K_m en champ faible en fonction de la teneur en Fe_2O_3 . Les incertitudes sur K_m correspondent aux écarts-types sur un même échantillon. Les courbes supérieures et inférieures en tirets, correspondent respectivement aux courbes théoriques d'un paramagnétisme ferreux et ferrique.

La susceptibilité moyenne K_m mesurée sur les 40 échantillons du Manaslu varie entre 5 et 42.10-6 SI. Ces intensités sont similaires à celles obtenues par SCAILLET (1990) sur le granite de Gangotri entre 5 et 41.10-6 SI en raison d'une teneur en FeO et Fe_2O_3 très comparable pour les deux granites :

- FeO : $0,48 \pm 0,13$ et Fe_2O_3 : $0,84 \pm 0,20$ pour le Manaslu
- FeO : $0,37 \pm 0,03$ et Fe_2O_3 : $0,79 \pm 0,13$ pour Gangotri.

Dans le cas du Manaslu, deux minéraux sont diamagnétiques : le quartz et le feldspath dont la contribution à l'anisotropie totale est négligeable du fait de leur faible anisotropie de réseau et de leur faible susceptibilité magnétique ($\sim 14 \cdot 10^{-6}$ SI). Par contre trois minéraux sont paramagnétiques : la biotite, la muscovite et la tourmaline. L'ASM de ces granites traduira l'orientation préférentielle de réseau (OPR) de ces minéraux. Du fait que ces minéraux présentent une forte anisotropie de forme, parallèle à l'OPR, l'ASM traduira directement l'orientation préférentielle de forme de ces minéraux.

La biotite et la muscovite présentent le même type d'anisotropie magnétocristalline avec K3 perpendiculaire au plan cristallographique (001) et parallèle à l'axe C, tandis que $K1=K2$ sont compris dans ce plan. Les roches riches en ces minéraux auront

est parallèle à l'axe de zone des biotites tandis que K3 (perpendiculaire à la foliation magnétique) est également perpendiculaire au plan d'aplatissement de la pétrofabrique. De par sa forme en tablette, la biotite sera surtout un bon marqueur de la foliation magnétique et magmatique.

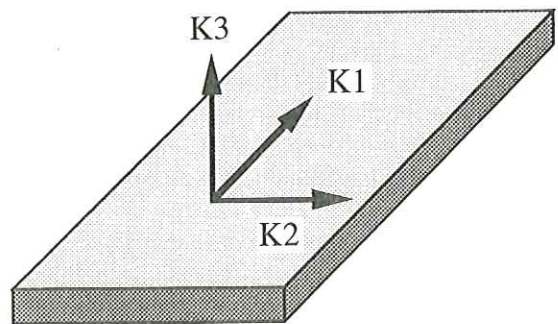


FIG. 43a - Relation entre fabrique de forme et fabrique magnétique dans la biotite.

A l'opposé, la tourmaline présente une fabrique magnétocristalline inverse, avec K3 parallèle à l'allongement du prisme de la tourmaline et K1 perpendiculaire au plan de dispersion de ces prismes dans la foliation (Fig. 43b). Sa forme allongée et son

ellipsoïde magnétique de révolution autour du grand axe en fait un bon marqueur de la linéation magnétique et magmatique. Nous verrons que la présence des deux types de minéraux en proportion équivalente dans le même échantillon provoque une perturbation de la fabrique magnétique et empêche de déterminer les axes magnétiques principaux.

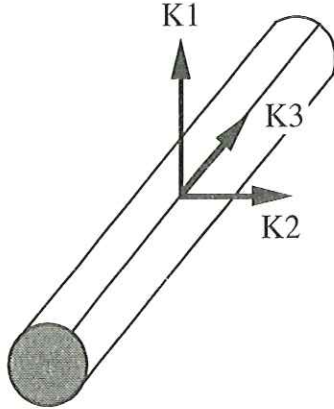


FIG. 43b - Relation entre fabrique de forme et fabrique magnétique dans la tourmaline.

Procédures et traitement des données

Habituellement, le carottage s'effectue sur place. Dans le cas du Manaslu les conditions de terrain ne nous ont pas permis d'effectuer ce type de travail. Des échantillons assez gros (1-2 kg), orientés sur deux faces à la boussole ont été forés au laboratoire à l'aide d'un foret aimanté de 25mm de diamètre. Chaque carotte est découpée en segments de 22 mm de hauteur donnant un rapport h/d de 0.88, meilleure approximation d'une sphère, puis réorientée par rapport au Nord magnétique.

Les mesures ont été effectuées en champ faible alternatif sur un susceptomètre de type Kappabridge KLY-2 (Geofyzicka Brno, Tchécoslovaquie) dont la sensibilité de 5.10^{-8} SI est adaptée à ce type de granite. 15 mesures, présentant une homogénéité de distribution spatiale et dont la configuration est la plus proche possible d'une sphère, sont effectuées sur chaque carotte.

Le report sur diagramme de Schmidt des valeurs obtenues pour chaque site, ainsi que la détermination de la dispersion des valeurs, des directions moyennes de K1, K2, K3 et les paramètres principaux sont calculés directement à l'aide d'un programme mis au point par C. Aubourg et modifié par P. ROCHETTE.

La fiabilité des mesures d'ASM est contrôlée par la reproductibilité des mesures pour un site donné avec une moyenne de sept échantillons par site. Les sites présentant une trop forte dispersion ont été rejetés (4 sur 40 sites). La comparaison des mesures de direction effectuées sur le terrain et au laboratoire pour quelques échantillons montre que la différence angulaire entre une mesure effectuée sur le terrain et en laboratoire varie entre 10 et 30° (Fig. 44). Cette différence qui peut être relativement importante, s'explique par une

propagation des incertitudes :

- sur le terrain dans la détermination du plan de foliation ou de la linéation;
- au laboratoire dans l'orientation de l'échantillon puis dans l'orientation de la carotte ($\pm 5^\circ$);
- analytique dans la détermination des directions de K1, K2 et K3, cette dernière étant très variable d'un échantillon à l'autre et dépend de plusieurs paramètres liée à l'appareillage, à la distribution hétérogène des minéraux magnétiques au sein de l'échantillon ou encore à la contribution opposée de la biotite et de la tourmaline.

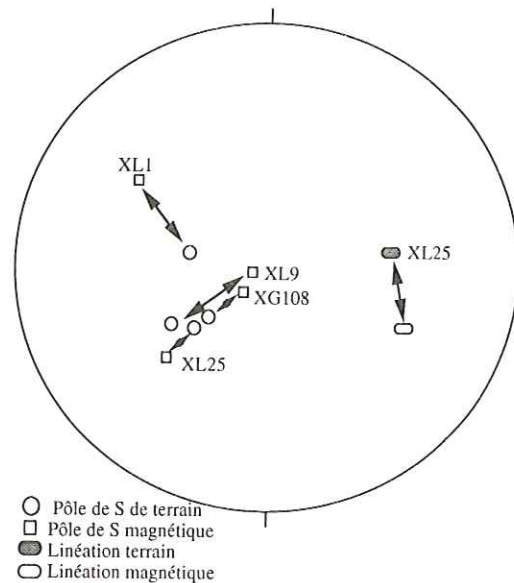


FIG. 44 - Comparaison des données directionnelles mesurées sur le terrain et en ASM, voir le texte pour les explications.

III.3 Modalités de mise en place du granite du Manaslu

Nous ne présentons ici que l'application structurale de l'ASM, sans aborder l'aspect pétrographique, c'est à dire la détermination de zonations pétrologiques à partir des données de susceptibilité, qui découle directement du lien entre Km et la teneur en FeO et Fe₂O₃ dans les roches à comportement para- et diamagnétique. En effet, pour que cette étude pétrologique et magnétique soit représentative, deux conditions doivent être remplies : une couverture importante et régulière dans l'échantillonnage du massif, des variations notables de Km, par exemple entre 20.10-6 et 37.10-5 SI pour le granite de Mont-Louis-Andorre (GLEIZES *et al.*, 1993). Dans le cas du Manaslu, le plan d'échantillonnage ASM établi pour obtenir des données directionnelles ne couvre pas l'ensemble du massif. Par ailleurs, les variations de Km sont trop faibles pour effectuer ce type d'étude (Fig. 45).

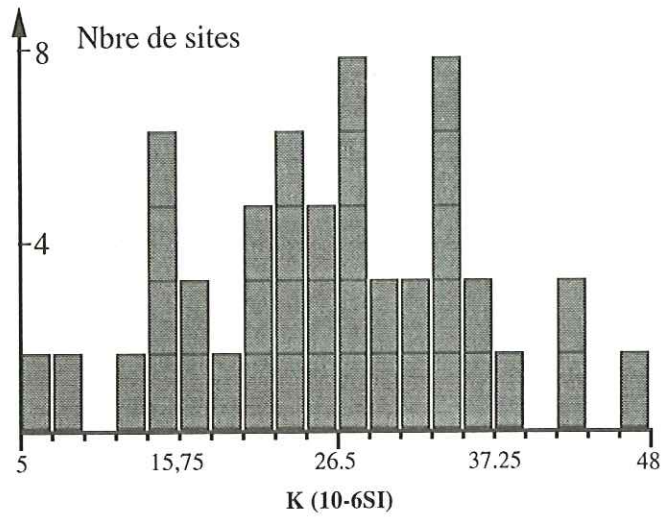


FIG. 45 - Histogramme des variations des susceptibilités magnétiques du granite du Manaslu.

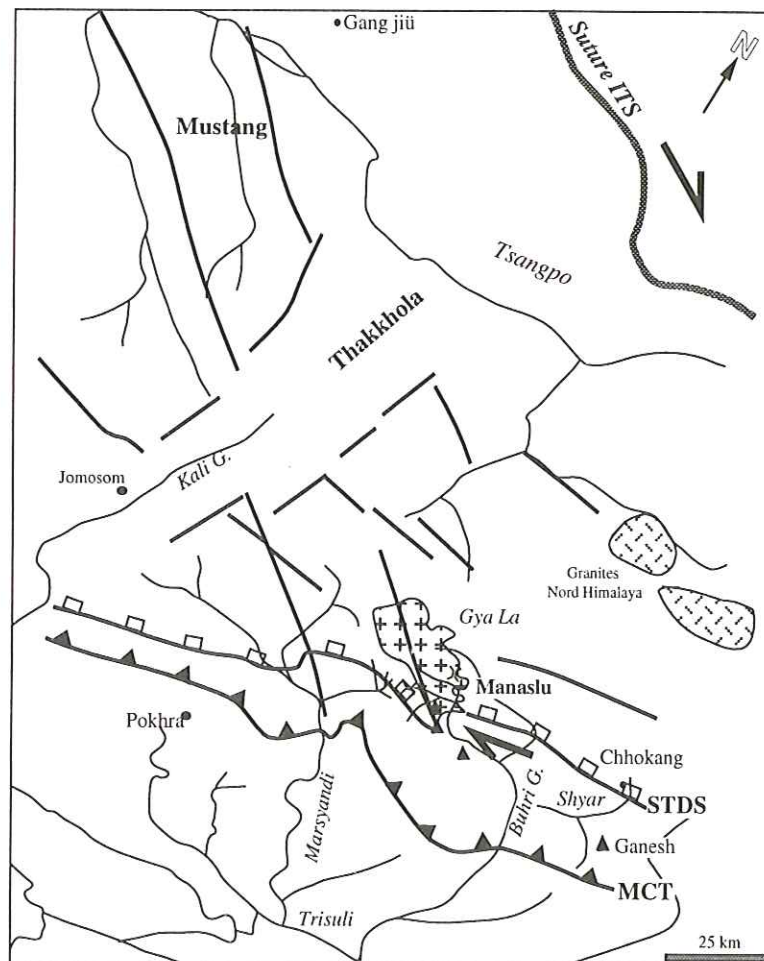


FIG 46 - Interprétation d'une photographie prise depuis la navette spatiale Challenger le 6 octobre 1984 à une altitude de 360 km (voir texte pour explication).



Les résultats sont présentés et discutés dans un article publié à la "Geological Society of London" en 1993. Des données supplémentaires que nous n'avons pas intégrées dans la publication permettent de préciser le mode de mise en place du granite du Manaslu.

L'étude d'une image satellite (Fig. 46), fait ressortir trois grandes familles d'accidents qui affectent l'ensemble du Haut-Himalaya Central :

- des accidents E-W de part et d'autre du granite du Manaslu, que l'on retrouve jusqu'à la zone de suture;
- des accidents NW-SE dont l'un majeur, se prolonge jusque dans le granite du Manaslu. Il est probablement responsable des zones de cisaillement tardives orientées à N150° qui affectent le coeur du granite;
- des accidents N20E liés au fossé d'effondrement plio-quaternaire de la Thakkhola.

L'âge des accidents E-W et NW-SE est inconnu, cependant ils sont antérieurs au plio-quaternaire puisqu'ils sont recoupés par le fossé d'effondrement de la Thakkhola (COLCHEN, 1993). Leur disposition conjuguée rappelle celle des grandes zones de cisaillements (WOODCOCK & FISCHER, 1986). Nous pensons les relier au fonctionnement du cisaillement dextre de direction E-W qui affecte dès le début du Miocène l'ensemble du Sud-Tibet (PECHER, 1991). Dans ce schéma général les accidents de direction NW-SE apparaissent comme conjugués et en extension. Ceci est confirmé par les observations de COLCHEN (1993) dans le fossé de la Thakkhola.

Si un ou plusieurs accidents NW-SE ont probablement permis d'initier la progression du magma dans le site de mise en place et contrôlé sa forme allongée selon cette direction, il semble mécaniquement difficile d'expliquer la création d'un espace suffisant par simple ouverture d'une méga-fente de tension selon le modèle de TCHALENKO (1970) comme cela a été proposé par CASTRO (1986) pour le granite de Cabeza de Araya. En effet, dans ce modèle ainsi que dans celui du "crack-opening" proposé par HUTTON (1988) et repris par AMICE (1990), nous devrions observer une variation de volume considérable de l'encaissant se matérialisant par un nouveau plan de schistosité verticalisé associé à des structures plicatives sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. En fait, le nouveau plan de schistosité S₂, moyennement penté, est limité à l'auréole de contact sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur.

Une alternative au modèle de "fente de tension" est de considérer les accidents NW-SE comme des zones de relais distensives entre les accidents E-W (HUTTON, 1982; WOODCOCK & FISCHER, 1986). Dans ce modèle, un de ces accidents a guidé la montée du magma. Puis, l'expansion latérale et horizontale du granite vers le Nord-Est et l'Est (Fig. 47) a été ensuite contrôlée par deux mécanismes complémentaires : une tectonique locale transtensive à l'origine des accidents NW-SE et (2) des venues magmatiques successives. Le

premier mécanisme est responsable en partie du glissement de la couverture vers le Nord-Est tandis que le second a facilité l'expulsion latérale des premières venues magmatiques par augmentation de la pression interne du magma (Fig. 48).

Ce modèle permet de rendre compte des sens de cisaillements de haute-température observés dans la partie supérieure du granite (Fig. 49) et dans l'auréole de contact qui suggèrent un glissement de la couverture accompagné d'aplatissement (nombreux niveaux boudinés, présence d'une foliation S₂ et d'une crénulation S₃). On retrouve dans la fabrique magnétique cette dualité aplatissement/cisaillement au cours de la mise en place du granite avec une déformation plane (L=F) dominante. Ce modèle rappelle celui proposé par LAGARDE *et al.* (1993), de mise en place par glissement gravitaire des granites hercyniens du Velay. La différence majeure tient dans le contexte tectonique régional puisque dans le cas du Velay, il s'agit d'une extension généralisée post-épaississement, qui affecte l'ensemble de la croûte et le manteau supérieur alors que dans le cas du Manaslu, il s'agit d'une extension de la croûte moyenne et supérieure, au cours de la collision.

Si l'on admet que l'ensemble du Haut-Himalaya a subi un basculement de l'ordre d'une dizaine de degré comme semblent le montrer les données de paléomagnétisme effectuées sur le granite de l'Everest (ROCHETTE *et al.*, soumis), le granite du Manaslu correspond à un vaste laccolite dont la mise en place est assistée par une tectonique locale transtensive.

Nous pouvons probablement étendre le modèle de mise en place proposé pour le granite du Manaslu à d'autres leucogranites himalayens. Ainsi, les granites de Gangotri-Badrinath qui sont, avec le granite du Manaslu, les plus étudiés d'un point de vue structural des leucogranites himalayens, montrent une fabrique dominée par le boudinage et l'aplatissement dans les nombreux laccolites de la partie sud du massif (SCAILLET, 1990; SCAILLET *et al.*, soumis). Ces auteurs interprètent cet aplatissement comme lié à la surcharge créée par le développement des plis à vergence nord, au cours de la mise en place du granite. A l'opposé, la partie nord du massif se serait mise en place dans un pull-apart initié par les derniers incréments du cisaillement dextre E-W (Fig. 50). Comme dans le cas du Manaslu, il semblerait que mouvement normal et mouvement cisailant dextre soient subcontemporains avec toutefois une composante en mouvement normal plus importante que précédemment (PECHER, 1991).

Vers le Nord-Est, au Zaskar, on ne retrouve pas de véritables massifs leucogranitiques mais plutôt des sills intrusifs dans le cristallin qui enregistrent à haute-température la rotation horaire de l'ensemble du Haut-Himalaya (GAPAIS *et al.*, 1992)(Fig. 51) De plus, dans la partie orientale du Zaskar, des sills leucogranitiques sont également impliqués à HT puis à BT dans le fonctionnement de la faille normale du Zaskar (HERREN, 1987; DRANSFIELD, 1993).

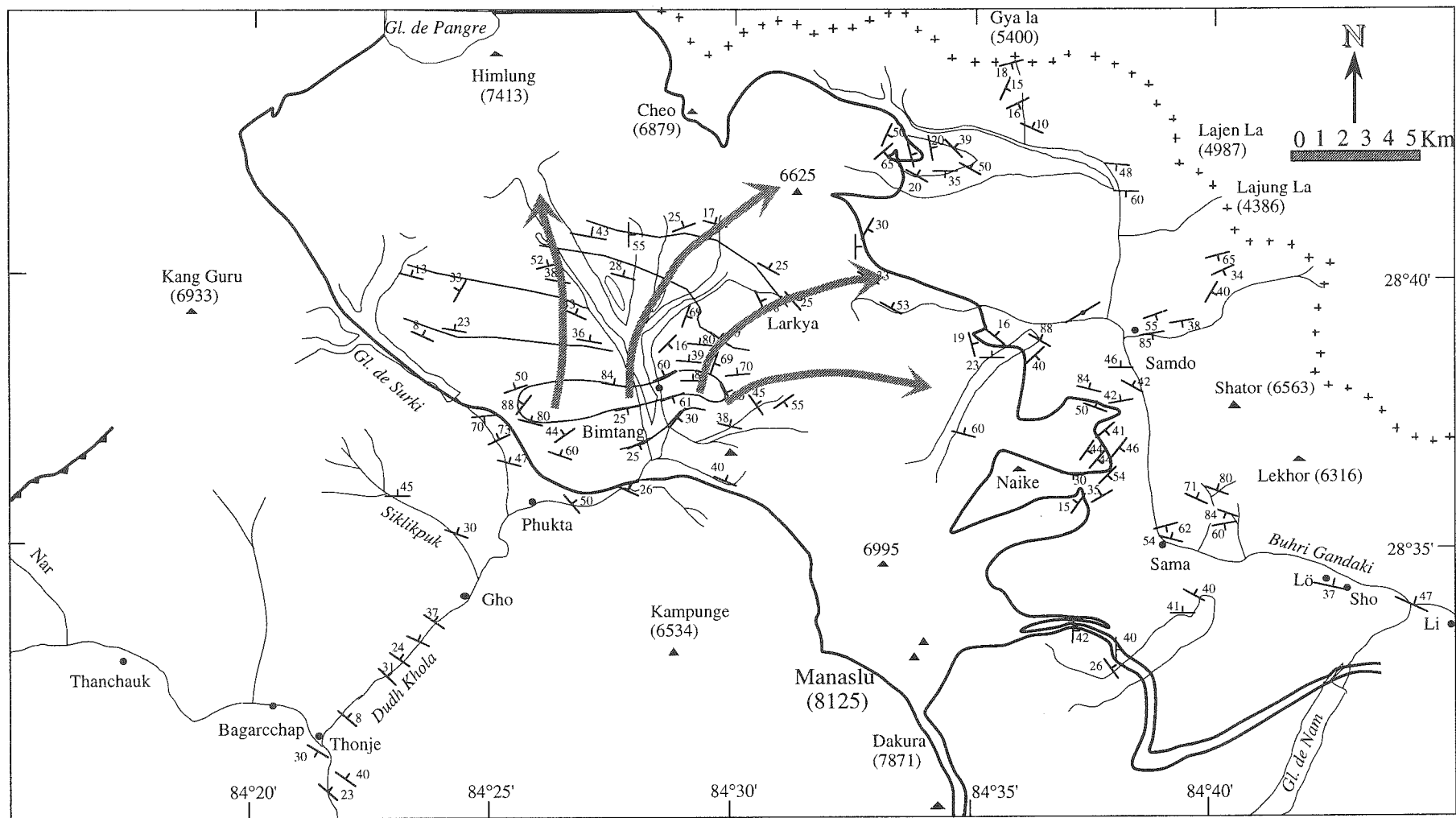
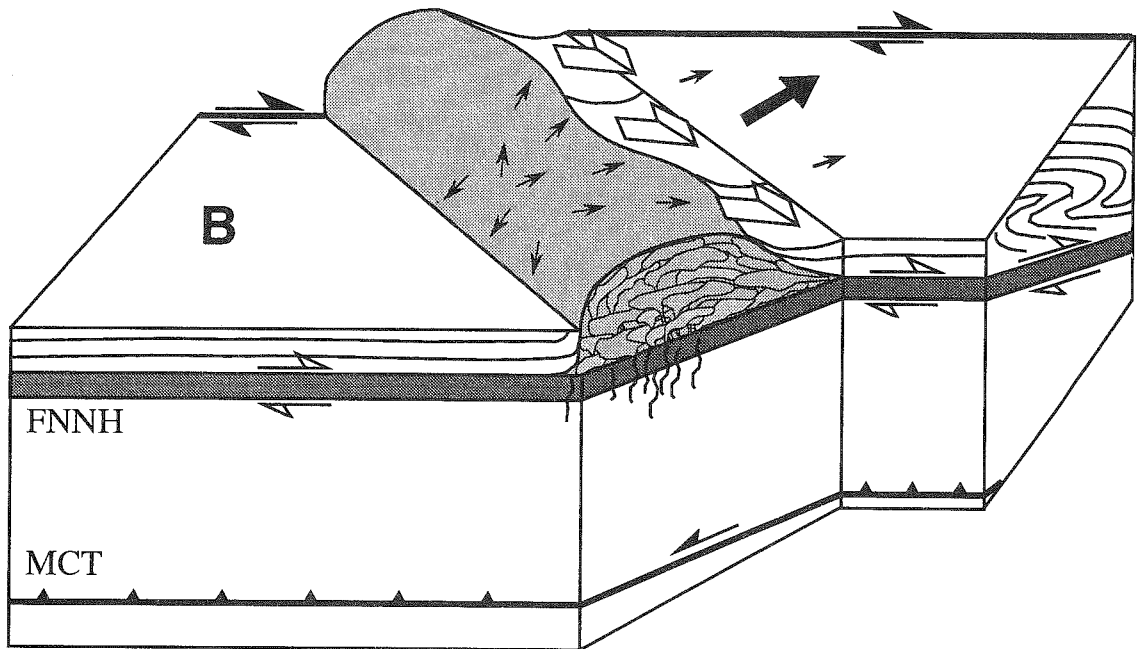
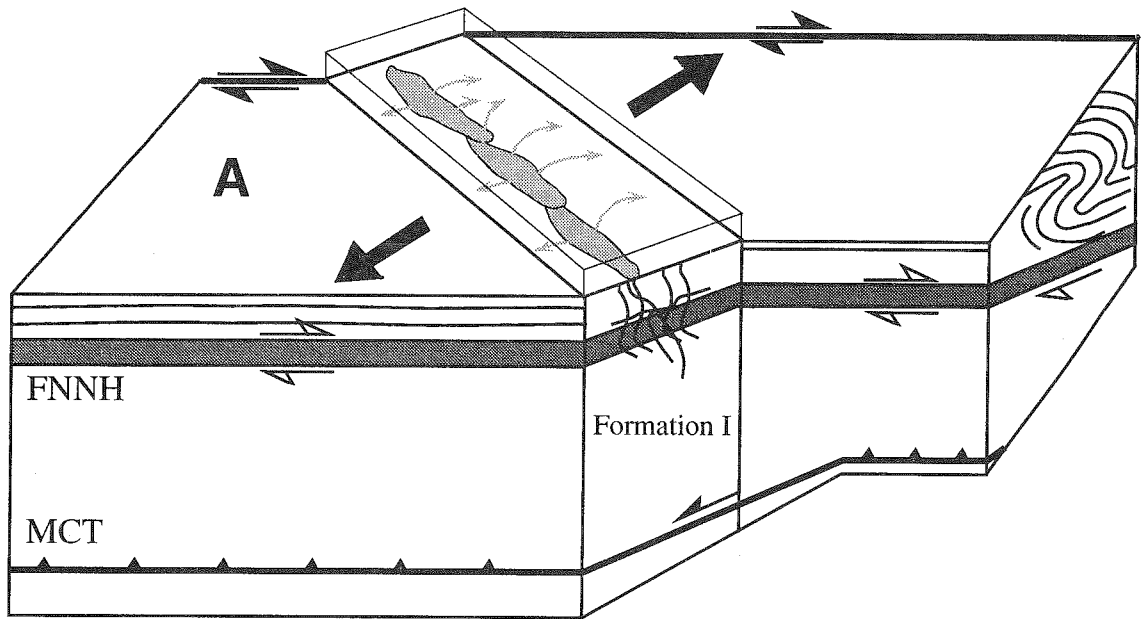


FIG. 47 - Carte de trajectoires des foliations mesurées sur le terrain. Les flèches en gris correspondent aux directions approximatives d'écoulement magmatique déduites des directions des linéations magnétiques, magmatiques et sub-solidus et des trajectoires de foliation.



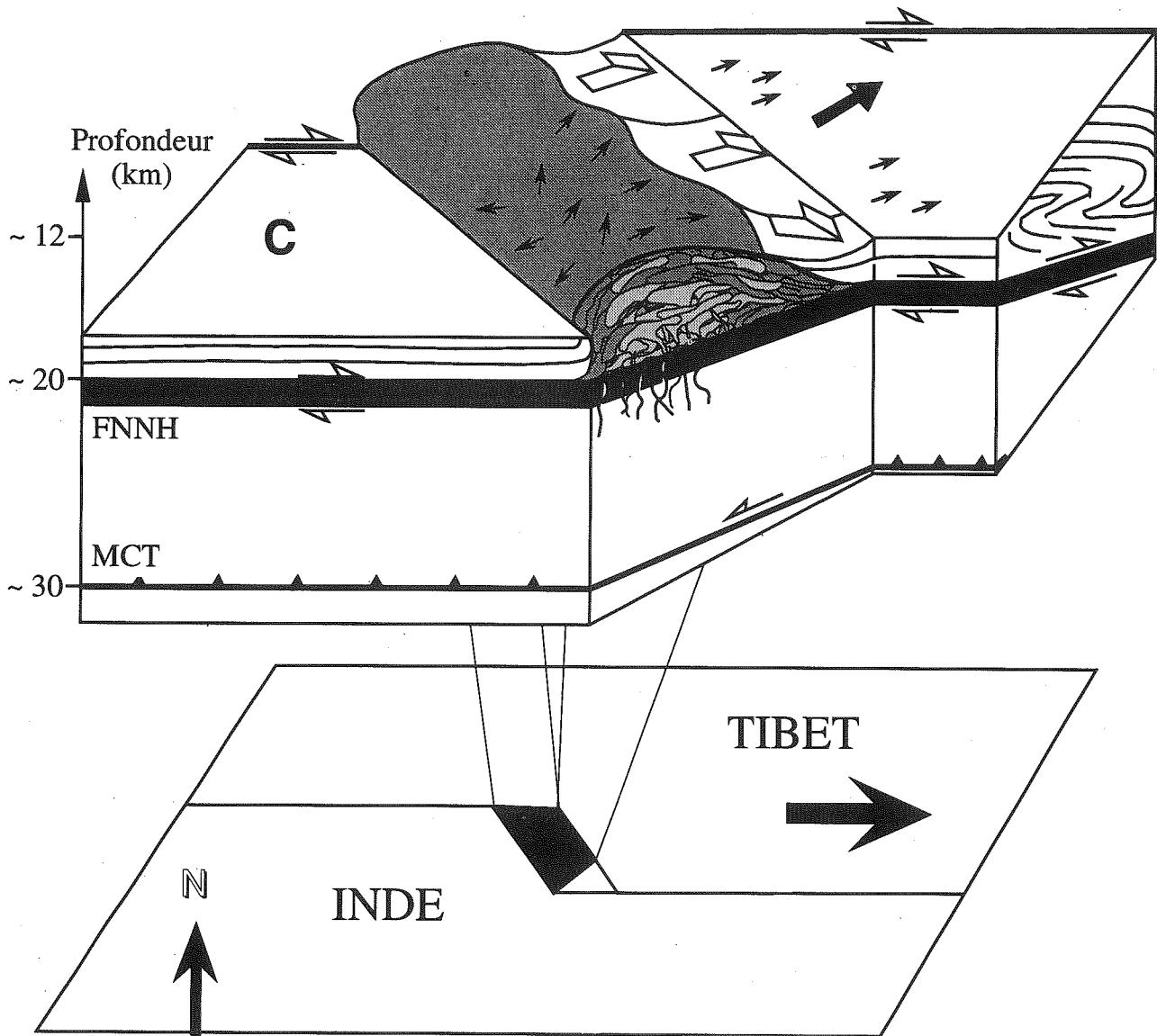


FIG. 48 - Reconstitution schématique du mode mise en place du granite du Manaslu. Stade A : ouverture d'une zone de relais distensive entre deux décrochements dextres; cette ouverture contrôle et canalise la montée du magma. B : premiers stades de mise en place des venues magmatiques avec expansion latérale vers l'Est et le Nord-Est s'accompagnant d'un glissement de la couverture sédimentaire. Au stade C, les dernières venues magmatiques "repoussent" vers le Nord-Est les premières venues, provoquant un fort aplatissement dans le granite et dans sa couverture.

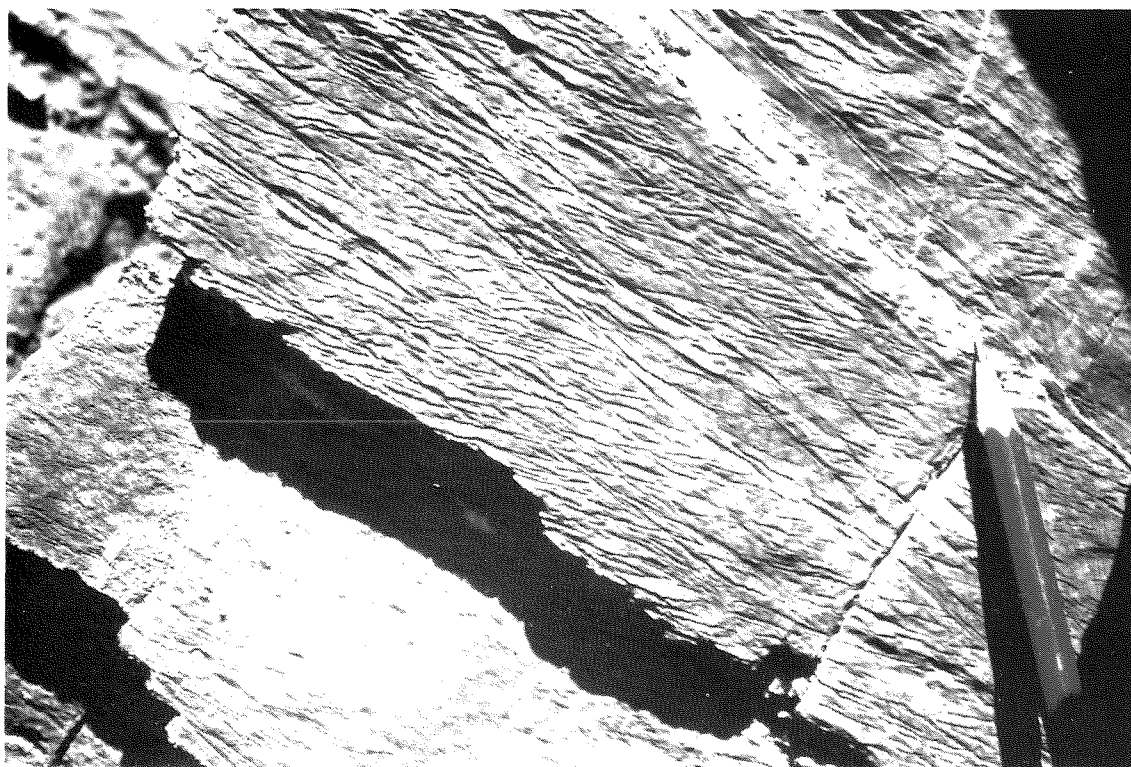


FIG. 49 - Structures de cisaillement C-S dans les calcaires du Lias, illustrant à quelques centaines de mètres du contact, un mouvement d'extension vers l'Est (à droite sur la photo) de la couverture.

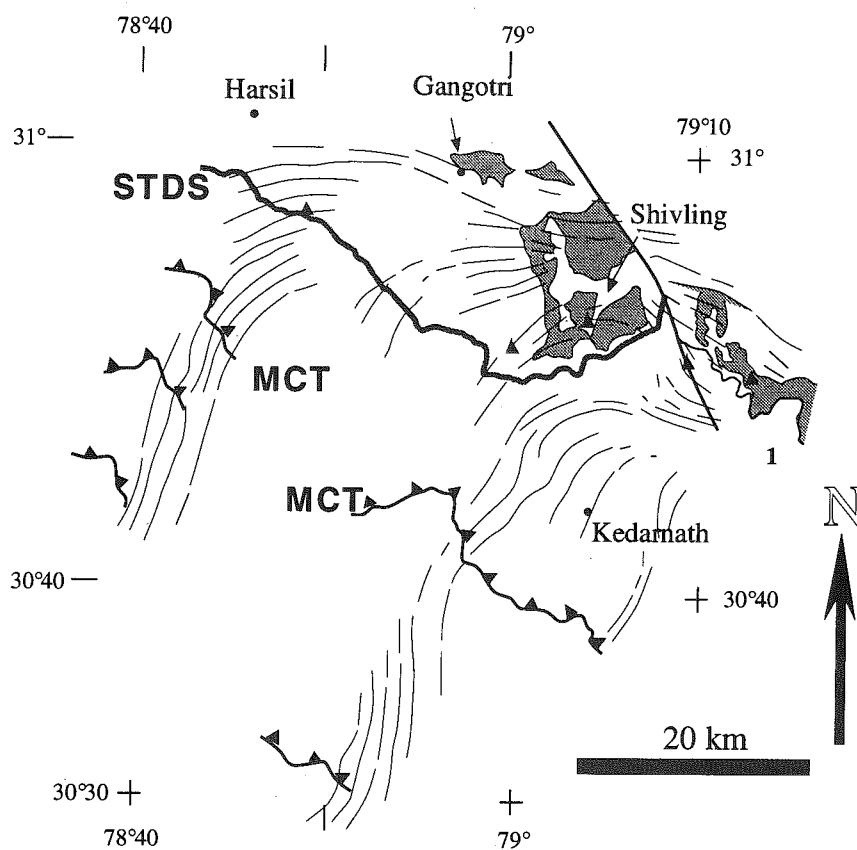


FIG. 50 - Trajectoires des linéations d'étirement dans la région du Garhwal (d'après PECHER, 1991). Noter la rotation dextre des trajectoires de linéation à l'approche de la Faille Normale Nord Himalayenne (STDS) et dans le granite de Gangotri-Badrinath (grisé).

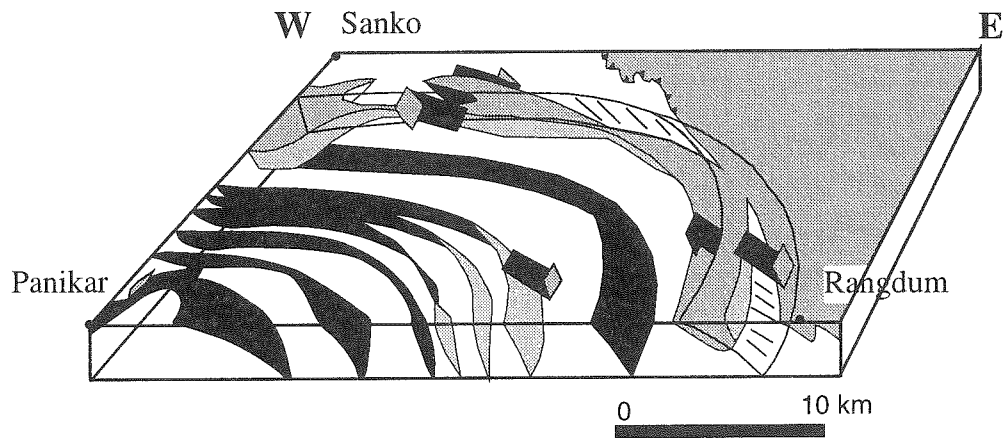


FIG. 51 - Bloc diagramme schématique de la vallée de la Suru (Ladakh) montrant l'allure en dôme du Cristallin du Haut-Himalaya et le décrochement dextre dans la région de Sanko à la limite avec la couverture sédimentaire (prolongation Ouest de la Faille Normale du Zaskar)(d'après GAPAIS *et al.*, 1992).

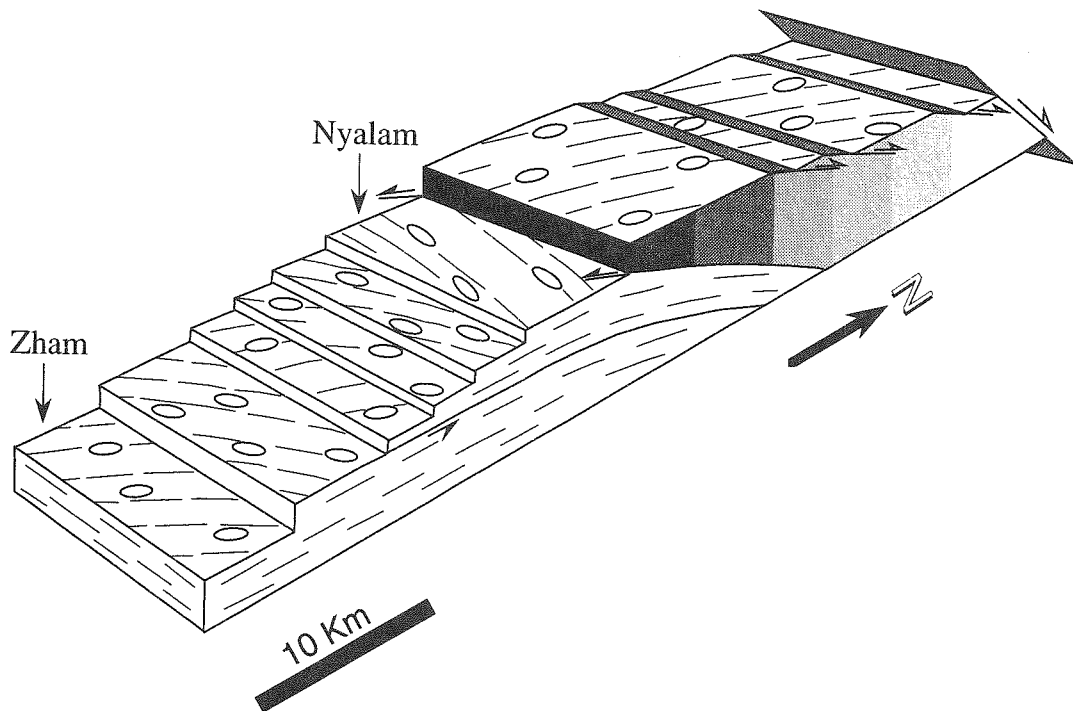


FIG. 52 - Bloc schématique représentant les trajectoires de foliation et de linéation dans la région de Nyalam (d'après BURG, 1983). La partie en grisé correspond au sommet du Cristallin du Haut-Himalaya, injecté de filons et de sills leucogranitiques cisailés à haute-température.

De l'autre côté de la Chaîne, du Langtang à l'Everest, les nombreux sills de leucogranites intrusifs au sommet du cristallin du Haut-Himalaya sont typiquement syntectoniques dans le sens de PATERSON *et al.* (1989) i.e. anté, syn et post-déformation. Ainsi, dans la vallée de la Trisuli, INGER (1991) décrit des niveaux leucogranitiques déformés par la tectonique à vergence nord tandis que MACFARLANE (1992) a observé des sills hectométriques non-déformés.

Dans la région de Nyalam, BURG *et al.*, (1984b) et BRUN *et al.*, (1985) montrent que des niveaux leucogranitiques sont affectés au cours de leur mise en place par une déformation cisailante E-W dextre (Fig. 52) alors que ROCHETTE au Sud du massif de l'Everest, a mesuré des fabriques magnétiques E-W et N-S que l'on peut probablement relier au fonctionnement de la Faille Normale Nord Himalayenne. D'après PECHER (comm. personnelle), le leucogranite de Lotzag, situé au Nord de l'Everest est repris par la faille normale.

Il apparaît donc clairement que tout au long de la Chaîne, la mise en place des leucogranites est intimement liée au découplage entre le cristallin du Haut-Himalaya et sa couverture sédimentaire dans un mouvement globalement vers le Nord, puis globalement vers l'Est. PECHER *et al.* (1991) ont interprété ce découplage en terme d'extrusion vers l'Est du Sud-Tibet. Nous verrons dans la discussion générale comment s'intègre la mise en place des leucogranites du Haut-Himalaya dans ce schéma d'extrusion du Tibet.

Article Publié à: Geological Society Special Publication, N°74, Himalayan Tectonics, 413-428

THE EMPLACEMENT OF THE MANASLU GRANITE
(CENTRAL NEPAL)
FIELD AND MAGNETIC SUSCEPTIBILITY CONSTRAINTS

S. Guillot¹, A. Pêcher¹, P. Rochette² & P. Le Fort¹

¹Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines,
Institut Dolomieu, 38031 Grenoble, FRANCE.

²Géochimie et Magnétisme des Roches, Faculté St Jérôme
13397 Marseille cedex 13, FRANCE.

Abstract: This paper investigates the relationship between the emplacement of the Manaslu leucogranite and the regional deformation. Structural data are derived from field measurement and from the anisotropy of magnetic susceptibility of oriented samples. The geometrical relationship between the internal structure of the granite, north vergent folds affecting the Higher Himalayan Sedimentary Series and E-W dextral shear-zone, separating the Higher Himalayan Crystalline Series and its sedimentary cover, indicate that in the sedimentary series, the collapse structures and E-W dextral shearing are two distinct structural features. Emplacement of the granite post-dates the collapse structures but is related to the E-W dextral shearing. A model for the Manaslu granite emplacement is proposed which requires development of extensional fracturing at 45° of the shear direction, followed by intrusion of granitic magma in successive pulses which resulted in lateral expansion of the pluton towards the NE.

CHAPITRE IV : ETUDE ISOTOPIQUE ET GÉOCHIMIQUE

INTRODUCTION

Les granites du Haut-Himalaya ont fait l'objet, depuis une quinzaine d'années, d'une attention toute particulière sur le plan de la géochimie (e.g. LE FORT *et al.*, 1987). Les conclusions principales de ces travaux sont les suivantes :

- les éléments majeurs sont très homogènes impliquant des conditions P-T inchangées au cours de la fusion, avec un pourcentage de fusion faible autour de 10 à 15%;

- les éléments en trace présentent des variations notables avec enrichissement de certains éléments magmatophiles (Ta, Rb, Cs, U) et une corrélation positive entre la teneur en Ba et Sr dans le granite et la zone source (Formation I du HHC);

- le Th et les REE présentent une diminution par rapport à la Dalle du Tibet interprétée comme un piégeage de ces éléments par cristallisation précoce de monazite;

- une forte hétérogénéité isotopique Rb/Sr qui reflète les hétérogénéités de la source, et qui suggère qu'il n'y a pas eu mélange au cours de la mise en place entre les différentes venues ni homogénéisation par un fluide post-magmatique, les données isotopiques stables (O et H) confirment ce dernier point.

Cette forte hétérogénéité isotopique a gêné la détermination de l'âge des plutons et plus particulièrement celui du Manaslu (e.g. VIDAL, 1978). DENIEL *et al.* (1987) ont obtenu un âge de 25 Ma par U/Pb sur monazite, et une isochrone à 18,1 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale. Du fait de la forte hétérogénéité isotopique, ces résultats ont été remis en question par COPELAND *et al.* (1990) qui ont proposé, à partir d'âges de refroidissement en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les micas et les feldspaths du Manaslu, un âge de cristallisation autour de 20 Ma.

Nous avons choisi de dater par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ l'auréole de contact supérieure du granite. Cette datation indirecte d'un pluton, pourtant considérée comme prometteuse (HARRISON & MCDUGALL, 1980) est rarement utilisée. Dans l'étude des leucogranites, elle présente l'avantage de dater des minéraux dont la température de fermeture est $> 500^\circ\text{C}$ (ex : amphibole) et donc de s'approcher au plus près de l'âge de cristallisation. De plus, la présence d'autres minéraux tel que biotite, muscovite ou feldspath dont la température de fermeture isotopique est plus basse, permet de reconstruire l'histoire température-temps au cours du refroidissement du pluton (HODGES, 1991).

Dans ce chapitre nous rappellerons succinctement les principes de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (pour plus de détail,

se référer à la monographie de MCDUGALL & HARRISON, 1988), puis nous présentons les résultats isotopiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus au M.I.T. (Cambridge, USA) dans le laboratoire de K.V. HODGES, dans un article soumis à *Geology*, et terminerons par une discussion sur la durée de mise en place du granite du Manaslu.

Il nous est apparu également intéressant de réutiliser les nombreuses données géochimiques disponibles sur le Manaslu (plus de 300 analyses) en effectuant une cartographie automatisée des éléments chimiques que nous avons réinterprétés à la lumière des résultats récents obtenus par SCAILLET *et al.* (1990) sur le leucogranite himalayen de Gangotri-Badrinath et HARRIS & INGER (1992) et HARRIS *et al.* (1993) au Langtang.

IV.1 Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ IV.1.a Principes de la géochronologie par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Cette méthode a pour principe la désintégration naturelle de l'isotope radioactif ^{40}K en $^{40}\text{Ar}^*$ (argon radiogénique) par émission β^- . Cette méthode se fonde sur un certain nombre de postulats :

- la période de désintégration du ^{40}K est constante et indépendante des conditions physico-chimique de son environnement;

- le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ est constant dans la nature, ce principe est important car le ^{40}K n'est pas mesurable directement;

- le $^{40}\text{Ar}^*$ mesuré dans un échantillon correspond à la désintégration in situ du ^{40}K depuis sa cristallisation. Ce principe n'est pas toujours respecté, de nombreuses études montrent des excès d'argon;

- une correction est apportée à la contribution non radiogénique d'argon, on admet en général que l'échantillon est en équilibre isotopique avec l'atmosphère dont le rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est constant et égal à 295,5. Là encore de nombreux cas font apparaître un rapport isotopique initial supérieur à 295,5 qui nécessite l'utilisation de diagrammes de corrélation isotopique;

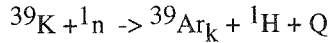
- l'échantillon est un système clos depuis sa cristallisation, il ne doit pas avoir enregistré de perte ou de gain en Ar^* . Si c'est le cas, une étude fine des spectres permet de remonter à l'histoire thermique post-cristallisation de l'échantillon.

L'âge t d'un échantillon est lié à au rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ par une équation du type :

$$t = 1/\lambda \ln(\lambda + 1/(\lambda e + \lambda' e \cdot ^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}))$$

avec λ , λe , $\lambda' e$: constantes de désintégration

Le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$, n'est pas mesurable directement par spectrométrie de masse, c'est pourquoi l'échantillon à dater, en général une fraction minérale très pure, est tout d'abord irradié par un flux de neutrons rapides dans un réacteur nucléaire afin de transformer une partie des atomes de ^{39}K en ^{39}Ar selon la réaction :



Le $^{39}\text{Ar}_k$ est proportionnel à ^{40}K et on admet que le rapport $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ est constant dans la nature. Or ^{40}K donne le $^{40}\text{Ar}^*$ par désintégration naturelle \Rightarrow $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ est proportionnel à l'âge de l'échantillon.

Cependant $^{39}\text{Ar}_k$ dépend des conditions d'irradiation (durée, intensité ...), on ne peut donc pas remplacer directement ^{40}K par $^{39}\text{Ar}_k$ dans l'équation précédente. En simplifiant, on introduit un paramètre d'irradiation J tel que l'âge t de l'échantillon est égal à :

$$t = 1/\lambda \ln (1 + J \cdot ^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k)$$

Ce paramètre J est déterminé à partir d'un échantillon standard dont on connaît l'âge et qui est irradié en même temps que l'échantillon à dater. J est égal à :

$$J = (\exp \lambda \cdot t_s) - \lambda / ^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$$

avec λ = constante de désintégration du ^{40}K et t_s , l'âge du standard.

le rapport $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ n'est pas déterminable directement, il doit être corrigé (equation 3.42 p. 84 dans MCDUGALL & HARRISSON, 1988) car :

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{40}\text{Ar}_m - ^{40}\text{Ar}_A - ^{40}\text{Ar}_K - ^{40}\text{Ar}_{Ca} \text{ avec :}$$

$^{40}\text{Ar}_m$: argon mesuré

$^{40}\text{Ar}^*$: argon radiogénique

$^{40}\text{Ar}_A$: argon atmosphérique

$^{40}\text{Ar}_K$: argon issu du potassium

$^{40}\text{Ar}_{Ca}$: argon issu du calcium

L'avantage de cette méthode par rapport au K/Ar est la détermination simultanée de l'élément père et de l'élément fils.

Représentation des âges

Deux types de diagramme sont utilisés pour

l'interprétation des résultats : les spectres d'âge et les isochrones.

Les spectres ont été utilisés pour la première fois par TURNER *et al.* (1966); leur utilisation implique que l'échantillon est à l'équilibre avec l'argon atmosphérique, c'est-à-dire que l'argon piégé au cours de la cristallisation du minéral à un rapport isotopique initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ égale à 295,5. Cette méthode permet de mettre en évidence au cours des paliers de chauffage successifs la distribution de l'argon radiogénique dans l'échantillon ainsi que d'éventuelles anomalies thermiques, d'excès d'argon ou encore des pertes d'argon par diffusion (e.g. MCDUGALL & HARRISSON, 1988) (Fig. 53).

Cependant, il arrive fréquemment que l'argon piégé a un rapport $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \gg 295,5$, dans ces conditions l'âge apparent mesuré sur le spectres est

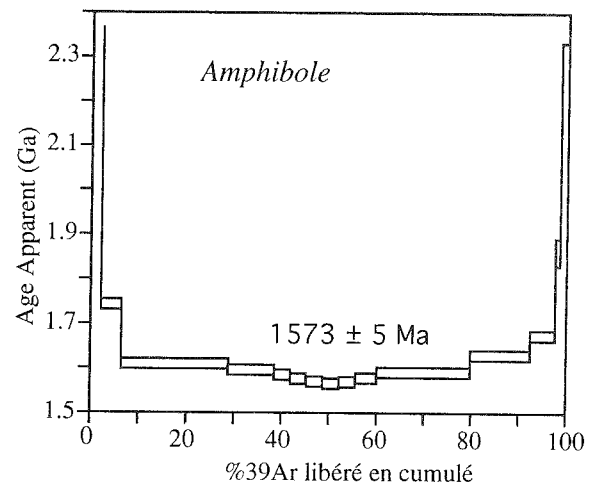


Fig. 53 - Spectre d'âge d'une amphibole qui montre dans les premiers et les derniers paliers de chauffage des excès d'argon. Les paliers intermédiaires ne présentent pas d'anomalies et donnent un

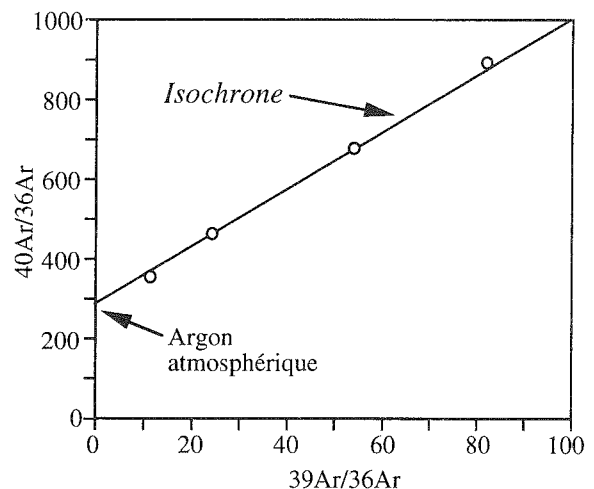


Fig. 54 - Isochrone sur Ar. L'âge de l'échantillon est proportionnel à la pente de l'isochrone (d'après MCDUGALL & HARRISSON, 1988).

différent de l'âge vrai. MERRIHUE et TURNER (1966) proposent d'utiliser un diagramme isotopique comparable au diagramme isochrone Rb/Sr : $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$. L'âge est proportionnel à la pente de l'isochrone (Fig. 54). Le problème de cette représentation est la présence en abscisse et en ordonnée de ^{36}Ar dont la mesure est incertaine. Afin de contourner ce problème, on utilise fréquemment une isochrone inverse avec ^{40}Ar comme isotope de référence du fait de son abondance. Le rapport $^{40}\text{Ar}*/^{39}\text{Ar}_k$ ainsi que le rapport $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ initial sont ainsi directement déterminables (Fig. 55). La

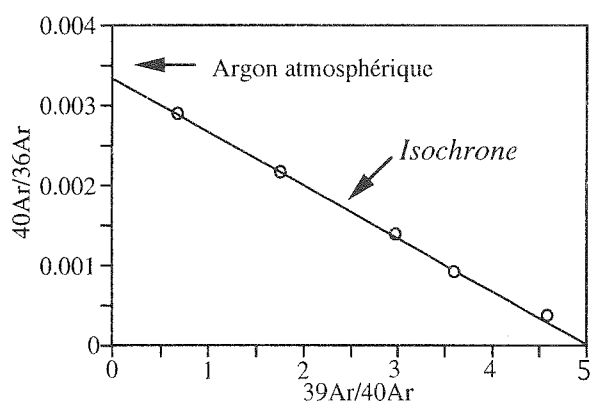


FIG. 55 - Illustration de l'isochrone inverse. Les intercepts supérieurs et inférieurs correspondent respectivement à la composante piégée et la composante radiogénique en argon (d'après MCDUGALL & HARRISON, 1988).

droite de régression est ajustée par la méthode des moindres carrés (YORK, 1969).

IV.1.b Datation de l'auréole de contact du Manaslu

Nous avons effectué une étude isotopique $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur 9 fractions minérales purifiées provenant de 5 échantillons récoltés dans l'auréole de contact supérieure du granite. Du fait que le toit du granite est intrusif dans une série anchizonale à épizonale, les âges obtenus sont directement à relier à l'évolution thermique du granite au cours de son refroidissement. L'ensemble des résultats est discuté dans l'article soumis à *Geology*, nous ne reprendons ici que les points nécessaires à la discussion qui suit :

- les âges de refroidissement obtenus sur amphiboles (XG117 et XG110) par régression linéaire sont de $22,8 \pm 0,5$ Ma avec un âge plateau de $24,4 \pm 0,3$ Ma pour l'échantillon XG117. Ces âges de refroidissement ($T \sim 510-530^\circ\text{C}$) sont compatibles avec l'âge de 25 Ma obtenu par DENIEL *et al.* (1987) en U/Pb sur monazite. Nous proposons donc que le granite ait cristallisé vers 25 Ma, soit 5 Ma avant les estimations de COPELAND *et al.* (1990);

- les micas (biotite + muscovite) des échantillons

XG3, U453 et XP281 donnent des âges de refroidissement entre 17,8 et 18,6 compatibles avec les âges de refroidissement de COPELAND *et al.* (1990) sur le granite lui-même. La biotite U453 avec un âge plateau de $20,0 \pm 0,4$ Ma fait exception, ce qui suggère un excès d'argon dans cet échantillon. Le faible écart entre les âges obtenus sur les muscovites et sur les biotites suggèrent un refroidissement rapide de l'ordre de $100^\circ\text{C}/\text{Ma}$ entre 19 et 17 Ma que nous relierons à une dénudation tectonique par faille normale au-dessus du granite (au Nord);

- le rapport isotopique initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ est difficile à déterminer par régression linéaire du fait que les échantillons sont très radiogéniques;

- la mise en place du granite étant lié à un mouvement décrochant dextre le long de la FNNH ou STDS, nous proposons que cette activité décrochante se soit effectuée dans la région du Manaslu, 5 Ma avant les mouvements datés dans la partie est de la chaîne (région de l'Everest).

IV.1.c Discussion : durée de mise en place du granite du Manaslu

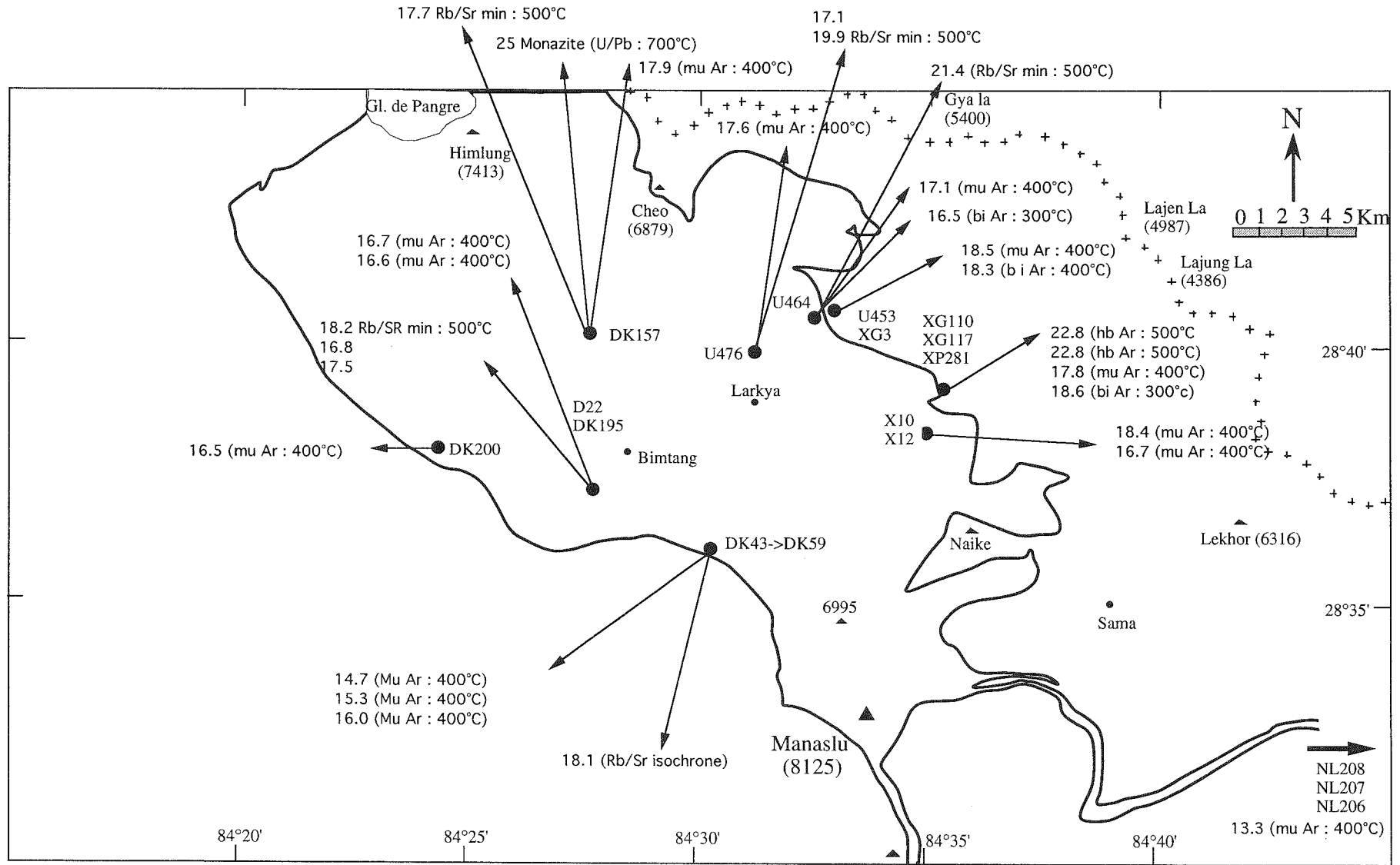
La durée des phénomènes géologiques est difficile à appréhender car nous manquons de marqueurs temporels. Le problème revient à relier des phénomènes de grande ampleur, continus dans le temps, tel que la dérive des continents, avec des événements locaux, plus discontinus, tel que le fonctionnement d'un chevauchement ou la durée d'un épisode magmatique. De plus en plus, à partir d'arguments cinématiques et thermiques, il apparaît que la mise en place des plutons est un phénomène relativement court à l'échelle des temps géologiques, souvent inférieur au million d'années (MARSH, 1981; HUTTON, 1982; PATERSON & TOBISH, 1992; MOISY, 1993).

Dans le cas du Manaslu, la durée du magmatisme, extrêmement controversée, a été déterminée à partir d'arguments géochronologiques. Cette discussion est importante car de ces conclusions découlent des interprétations géodynamiques différentes. Avant de discuter de la durée, voici les points essentiels développés précédemment. L'intervalle d'âges pour le Manaslu varie entre 29 et 15 Ma (DENIEL *et al.*, 1987; COPELAND *et al.*, 1990; CHEN & DE PAOLO, 1992; GUILLOT *et al.*, soumis) (Fig. 56). Dans cet ensemble, trois âges seulement pourraient avoir une signification en terme d'âge de cristallisation, les autres étant des âges de refroidissement. Ces âges sont :

- 29 Ma obtenu par Rb/Sr sur roche totale dans le bras de Chhokang, mais qui semble d'après les auteurs (CHEN & DE PAOLO, 1992) à considérer avec circonspection;

- 25 Ma obtenu en U/Pb sur monazite (DENIEL *et al.*, 1987) qui est fortement remis en question par COPELAND *et al.* (1990) du fait que les monazites peuvent contenir du Pb^* hérité à des températures

FIG. 56 - Carte des âges du Manaslu avec le système isotopique utilisé et la température de fermeture des minéraux. Les données sont de DENIEL *et al.* (1987); COPELAND *et al.* (1990) et GUILLOT *et al.* (soumis).



supérieures à 750°C, température supérieure de 50° à 100°C à la température d'un magma leucogranitique (COPELAND *et al.*, 1988);

- 18,1 ± 0.5 Ma obtenu à partir d'une isochrone Rb/Sr sur 11 échantillons à la base du granite qui représentent les liquides les plus différenciés du granite (DENIEL, 1985; DENIEL *et al.*, 1987). Sur la base des deux dernières données isotopiques, DENIEL *et al.* (1987) ont conclu que la mise en place du Manaslu s'était effectuée dans un intervalle de temps de 7 Ma par accrétions de venues successives.

COPELAND *et al.* (1990) à partir des âges de refroidissement sur muscovite, biotite et feldspath (i.e. entre ≈ 400° et 150°C) proposent une mise en place du Manaslu, en moins d'un million d'années, autour de 20 Ma à une profondeur de 8 à 15 km.

Nos données géochronologiques sur l'auréole de contact montrent que le passage à une température de l'ordre de 500°C, soit une température proche du pic du métamorphisme dans l'auréole de contact supérieure (cf chapitre II), s'est effectué autour de 23 Ma. Nous proposons donc que l'âge obtenu par C. DENIEL à 25 Ma corresponde à l'âge de cristallisation du granite. Voici nos arguments en faveur d'une mise en place rapide du Manaslu autour de 25 Ma.

Arguments thermobarométriques

Si on admet une remontée moyenne de l'Himalaya Central de 0.7 mm/an (e.g. DENIEL, 1985; LE FORT, 1989) depuis le début du Miocène et une mise en place du pluton en 7 Ma, nous ne devrions pas enregistrer de différence de pression entre la base et le sommet du granite. En effet, l'auréole de contact supérieure a probablement enregistré les premières venues (âges à 23 Ma) tandis que la base a enregistré les dernières venues vers 18 Ma. Dans ce schéma, les roches du contact inférieur seraient remontées de 5 km en 7 Ma et auraient donc enregistré des pressions équivalentes à celles que nous avons mesurées dans l'auréole supérieure. Or, dans le chapitre III, nous avons montré que la différence de pression entre la base et le toit du granite était d'environ 200 MPa, cette différence de pression, aux incertitudes près, correspond à l'épaisseur estimée du granite (LE FORT, 1981), ce qui signifie qu'au cours de sa formation, l'auréole de contact n'a pas enregistré une remontée sensible de la chaîne. Ceci est confirmé, dans une moindre mesure, par la teneur constante en grossulaire dans les profils microsondes de grenats (GUILLOT *et al.*, soumis).

Le deuxième argument pour proposer une mise en place autour de 25 Ma est donné indirectement par COPELAND *et al.* (1990). Ces auteurs proposent à partir de la température de fermeture isotopique Ar/Ar des minéraux dans le granite et la cristallisation du pluton autour de 20 Ma, une profondeur de mise en place entre 8 et 15 km. Nous avons estimé que cette profondeur est probablement plus importante, entre 12 et 20 km, corroborée par la présence de staurotide au lieu de cordiérite, et de sillimanite au lieu d'andalousite (e.g. grille pétrogénétique de THOMPSON, 1976).

Nous estimons donc que la profondeur de mise en place est de 4 km supérieure à celle estimée par COPELAND *et al.* (1990). Toujours sur une base de remontée de la chaîne de 0,7 mm/an, 4 km équivaut à un laps de temps de remontée de 5 à 6 Ma, c'est-à-dire une mise en place à 25-26 Ma au lieu de 20 Ma.

Arguments microstructuraux

Comme le souligne COPELAND *et al.* (1990), le fait que nous n'ayions pas observé systématiquement, sauf à la bordure supérieure du pluton, de venues magmatiques recoupant un granite préalablement refroidit et donc entièrement cristallisé va dans le sens d'une mise en place rapide. En effet, la figure III.3 montre que l'acquisition des structures magmatiques se fait très rapidement en quelques dizaines de milliers d'années. Au delà le magma acquiert un comportement cassant, ceci est d'autant plus réaliste que le Manaslu était extrêmement visqueux au moment de sa mise en place, sa viscosité étant estimée entre 10⁶ et 10¹⁰ poises (DENIEL *et al.*, 1987). SCAILLET *et al.* (soumis) propose le même type d'argument en faveur d'une mise en place rapide du granite de Badrinath-Gangotri.

De plus, les cartes microstructurales effectuées à partir de l'observation de plus de 200 lames minces (figs. 57 & 58) montrent une disposition centrifuge des microstructures : les microstructures de haute température sont au coeur du massif, tandis que les structures de plus basse température sont vers les bordures ce qui suggère un refroidissement synchrone de toutes les parties du granite sans perturbations thermiques locales par des venues plus tardives, à l'exception peut-être de la zone située au SE de Bimtang.

Argument thermique

Nous avons essayé de modéliser le refroidissement d'un point situé à la base du granite afin de déterminer si les nombreux âges de refroidissement mesurés dans la partie inférieure du Manaslu étaient compatibles avec une mise en place autour de 25 Ma suivit d'un refroidissement progressif par conduction. Le fait de considérer que la base du granite se refroidit essentiellement par conduction tient à deux constats : le premier est l'absence de circulation hydrothermale post-magmatique, donc pas de refroidissement par advection, le deuxième concerne l'absence de contraste thermique entre le granite et son encaissant, donc pas ou peu de gradient de température entre les deux.

CARLSRAW & JAEGGER (1959) proposent une solution analytique à l'équation de la chaleur d'une pile métamorphique qui remonte par le simple effet de l'érosion (e.g. MERCIER, 1991 pour une discussion complète). L'évolution d'un point initialement à une profondeur z_0 suivra un trajet T,z (température, profondeur) contrôlé par l'équation suivante :

$$T = az + kA_0t/K + aut + 0,5(a + kA_0/Ku) [(z-ut)e^{-uz/k} \operatorname{erfc}((z-ut)/2(kt)^{1/2}) - (z+ut) \operatorname{erfc}(z+ut/2(kt)^{1/2})]$$

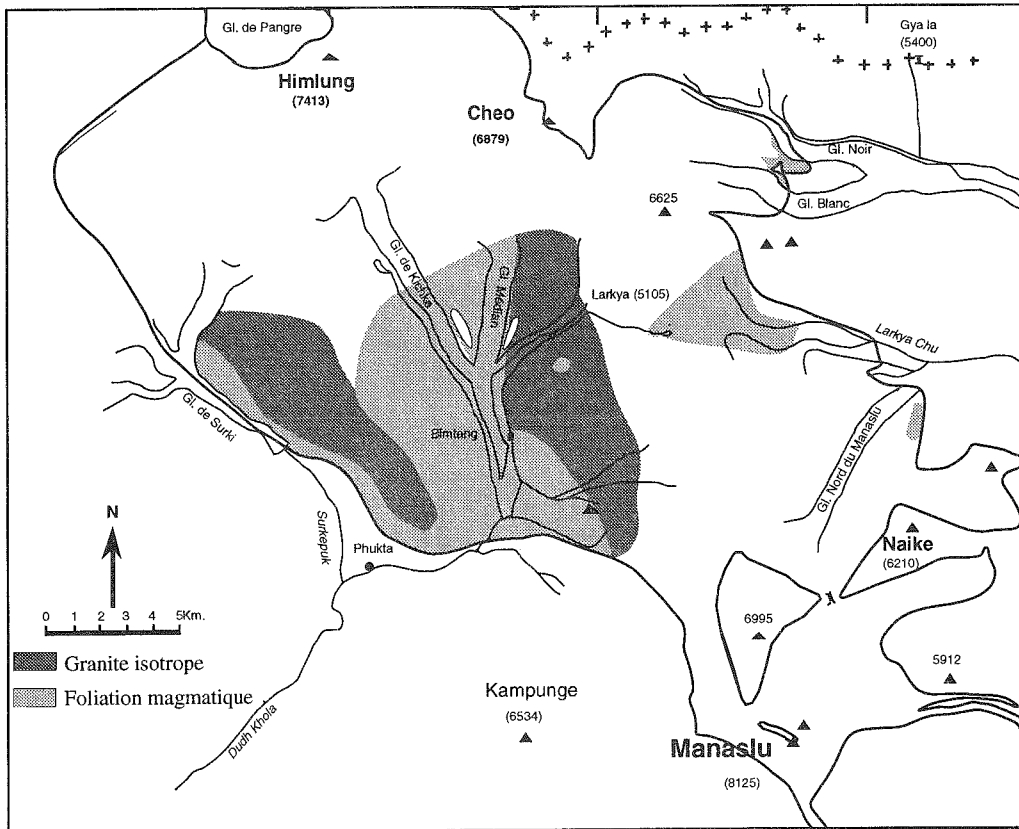


FIG. 57 - Carte des microstructures magmatiques déduites de l'étude de 220 lames minces.

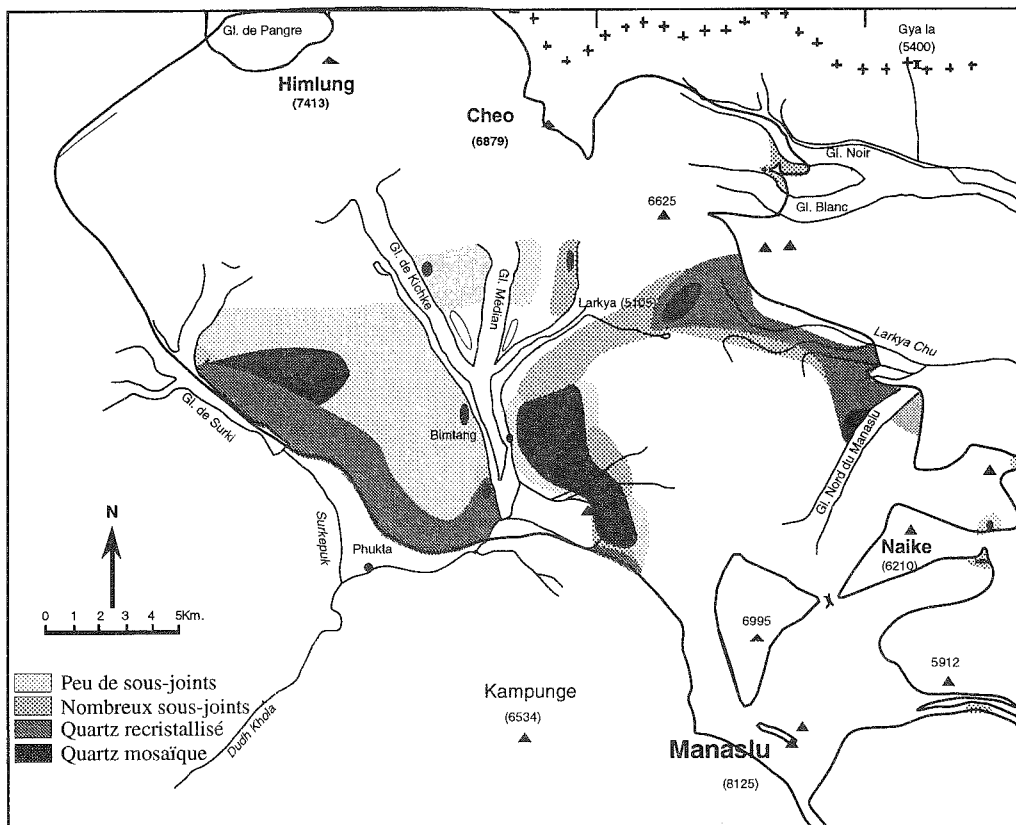


FIG. 58 - Carte des microstructures Subsolidus déduites de l'étude de 220 lames minces.

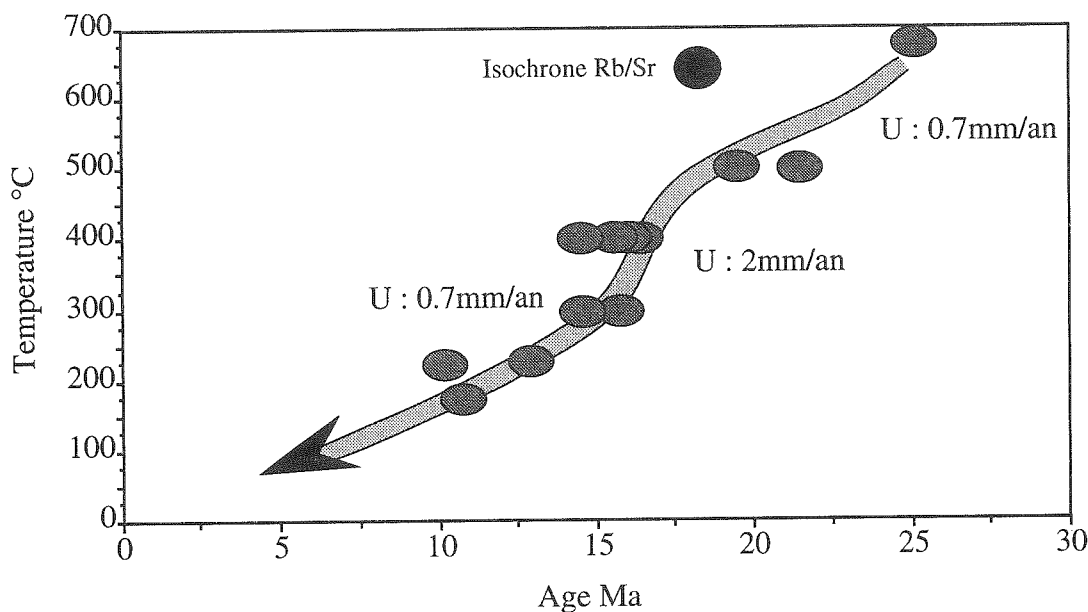


FIG. 59 - Comparaison T-t entre un point situé initialement à 20 km de profondeur à 25 Ma et les âges de refroidissement mesurés dans le premier tiers inférieur du granite du Manaslu (d'après équation de Carslaw & Jaegger, 1969).

avec :

- a : géotherme initial ($30^{\circ}/\text{km}$)
- u : taux d'érosion (variable de 0,7 mm/an à 2 mm/an)
- z_0 : profondeur à $t = 0$
- z : $z_0 - ut$: profondeur à l'instant t
- k : diffusivité thermique ($10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)
- K : conductivité thermique ($2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)
- A_0 : production de chaleur par radioactivité ($2 \text{ mW}/\text{m}^3$)

Les valeurs des paramètres physiques utilisés ci-dessus sont les mêmes que ceux utilisés par ENGLAND *et al.* (1992) dans la modélisation thermique du HHC en Himalaya Central. Le taux d'érosion prend en compte le passage de 0,7 mm/an à 2 mm/an que COPELAND *et al.* (1990), CHEN & DE PAOLO (1992) et nous-même avons mis en évidence entre 19 et 16 Ma.

Les différents âges de refroidissement (DENIEL, 1985; COPELAND *et al.*, 1990) de la partie inférieure du granite se reportent assez bien sur la courbe de modélisation thermique (Fig. 59). Si d'importantes venues magmatiques s'étaient manifestées après 25 Ma, il est probable qu'à température égale, les âges de refroidissement seraient systématiquement plus jeunes du fait d'une perturbation thermique locale.

Arguments cinématiques

En considérant les taux d'épanchement de magma entre 0,01 et 1 km^3/an proposés par SHAW (1985) et si l'on considère que la mise en place du Manaslu est un phénomène continu, compte tenu de son volume (\approx

3000 km^3) on peut estimer le temps nécessaire à sa mise en place entre 3000 et 300 000 ans. De plus, si on admet que sa mise en place est plus ou moins contrôlée par l'ouverture d'une zone de relais distensive dont la vitesse d'ouverture est comparable aux vitesses connues sur les accidents c'est-à-dire entre 1 et 10 cm/an (PATERSON & TOBISH, 1992), pour une largeur de 20 Km, le Manaslu a pu se mettre en place entre 200 000 ans et 2 Ma. Cette ordre de grandeur du million d'années est comparable aux estimations de COPELAND *et al.* (1990) mais 5 Ma plus tôt.

Nous arrivons donc à la conclusion que la mise en place du Manaslu a dû se faire rapidement, probablement en moins de 2 Ma, ce qui implique une fusion brutale de la dalle du Tibet autour de 30-25 Ma. Une explication possible consiste à envisager une venue brutale et importante de fluides lors du chevauchement du MCT sur le Moyen-Pays par analogie avec le modèle de COPELAND *et al.* (1991). Ils proposent en effet que la réactivation du MCT autour de 5 Ma est à relier à une venue brutale de fluides par chevauchement du MBT sur l'avant-pays himalayen.

Cette proposition de mise en place de l'ensemble du Manaslu autour de 25 Ma pose cependant le problème de la signification de l'isochrone à 18,1 Ma. L'alignement de 11 points sur 17 rend difficile l'interprétation en terme d'artefact (VIDAL & LE FORT, comm. personnelle). Dans un modèle de mise en place "rapide" du Manaslu, trois solutions sont envisageables : soit les âges à 25, 23, 21,3 et 19,5 Ma (DENIEL, 1985; DENIEL *et al.*, 1987, GUILLOT *et al.*, soumis) sont surestimés et dans ce cas le granite s'est mis en place entre 20 et 18 Ma. Cette solution

nous paraît peu vraisemblable dans la mesure où elle remet également en question la signification des nombreux âges de refroidissement. La deuxième explication consiste à envisager une rééquilibration isotopique à 18 Ma. En effet, les isotopes du Sr sont fortement perturbés par les circulations de fluide (ETHERIDGE & COOPER, 1981; O'BRIEN *et al.*, 1985). Cette hypothèse est étayée par la mise en évidence par MARC BROUAND (1989) d'un tel phénomène dans les migmatites du HHC vers 10 Ma. Nous ne disposons pas cependant d'analyses isotopiques O et H pour confirmer ou infirmer cette hypothèse. Enfin, on peut considérer cet âge de 18,1 Ma comme représentatif d'une seconde venue magmatique dont l'ampleur est inconnue. Nous avons envisagé dans le chapitre III, à partir d'arguments thermobarométriques, que le HHC pouvait avoir une activité thermique importante, plusieurs millions d'années après la mise en place du Manaslu. La présence d'une hypothétique activité magmatique à 18 Ma pourrait donc se confirmer. De plus, cet âge de 18 ± 1 Ma est un âge clef dans l'évolution de la chaîne car il correspond à un refroidissement rapide probablement à relier à une exhumation par dénudation tectonique dans la partie centrale et orientale de la chaîne (e.g. SORKHABI & STUMP, 1993) et plus particulièrement dans la région du Manaslu (COPELAND *et al.*, 1990; GUILLOT *et al.*, soumis). Dans la région de Nyalam, à l'Est du Manaslu, cet épisode extensif se marque par une migmatisation du HHC vers 17Ma qui succède aux premières venues magmatiques datées entre 24 et 22 Ma (SCHARER, 1984; SCHARER *et al.*, 1986, HODGES *et al.*, soumis). De la même manière, on peut imaginer que l'âge à 18 Ma pour le Manaslu correspond à une seconde période de fusion du HHC provoquée par une chute de pression liée à une dénudation tectonique au dessus des Séries Sédimentaires Téthysiennes.

Article soumis à *Geology*

NEW CONSTRAINTS ON THE AGE OF THE MANASLU
LEUCOGRANITE : EVIDENCE FOR EPISODIC
OLIGOCENE-MIOCENE TECTONIC
DENUDATION IN THE CENTRAL HIMALAYAS

Stéphane Guillot

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS,
Institut Dolomieu, 38031 Grenoble, France

Kip V. Hodges

Department of Earth, Atmospheric, and Planetary Sciences
Massachusetts Institute of Technology, Cambridge,
Massachusetts 02139

Patrick Le Fort

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS,
Institut Dolomieu, 38031 Grenoble, France

Arnaud Pêcher

Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, CNRS,
Institut Dolomieu, 38031 Grenoble, France

Abstract: The Manaslu leucogranite pluton of central Nepal transects one segment of the South Tibetan detachment system, a major structural feature of the Himalayan orogen. Resistance furnace and laser microprobe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for hornblendes from the northeastern contact aureole of the pluton indicate that intrusion occurred prior to 22.8 Ma, providing a minimum age for initiation of the detachment system in the Manaslu region. Muscovite and biotite $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the aureole are similar to ages previously obtained for micas from the upper part of the leucogranite, and indicate an episode of rapid cooling at ~ 18 Ma. We tentatively relate this cooling to tectonic denudation of the pluton related to movement on structurally higher extensional faults.

IV.2 Géochimie du Manaslu

L'homogénéité remarquable des éléments majeurs dans le granite du Manaslu a été soulignée dès 1975 par P. LE FORT. Seul le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ montre une variation sensible qui se marque dans le diagramme Q-P de DEBON & LE FORT (1988) par l'allongement de la distribution des analyses selon l'axe P (e.g. LE FORT *et al.*, 1987). Cette homogénéité se retrouve dans la composition chimique des minéraux avec une légère zonation des plagioclases de An_{19} à An_2 indépendante de la position de l'échantillon dans le granite. La biotite et la muscovite présentent également une composition très constante.

Disposant de plus de 220 analyses géochimiques de majeurs et de traces d'échantillons en place, nous avons essayé de mettre en évidence des anomalies positives ou négatives à l'échelle du massif. Les variations pouvant être faibles, à la limite de la précision analytique (1 ou 2%), nous avons choisi d'effectuer une cartographie automatisée des isoteneurs en éléments à l'aide du programme *SURFER*. Pour chaque élément, quatre classes limitées par la médiane, l'écart-type supérieur et l'écart-type inférieur ont été définies.

Je tiens à remercier E. CHALARON (Institut Dolomieu) pour son aide dans la réalisation de ces cartes.

IV.2.a Analyse des cartes d'éléments

Les majeurs

La comparaison des différentes cartes ne permet pas de mettre en évidence de zonation bien définie. En particulier, le secteur sud à la base du massif, à l'origine de l'isochrone à 18,1 Ma ne se distingue pas de l'ensemble. On notera cependant l'apparition de deux directions plus ou moins marquées que l'on retrouve également dans les cartes d'éléments en trace (Fig. 60). La direction NW-SE selon l'allongement du pluton peut être interprétée comme représentative de la zone d'ouverture, tandis que la direction perpendiculaire N-S ou NE-SW, c'est-à-dire proche de la direction de la linéation magmatique pourrait correspondre à la direction d'écoulement du magma.

Les traces

Le Sr et le Ba présentent une répartition géographique assez comparable avec un enrichissement vers la base du massif couplé avec une corrélation positive (LE FORT, 1975b). De même, le Rb inversement corrélé au Sr montre un enrichissement assez sensible vers le haut mais n'est pas directement à corréler au K_2O . L'uranium ne semble pas se corréler avec d'autres éléments en particulier le Th; sa distribution est probablement contrôlée par la cristallisation précoce d'uraninite piégée dans les biotites (CUNEY *et al.*, 1984; LE FORT *et al.*, 1987).

Il est intéressant d'observer l'absence de corrélation à l'échelle du massif entre le Th et le K_2O , alors qu'elle existe à l'échelle de l'échantillon (LE FORT *et al.*, 1987).

Les corrélations positives ou négatives que l'on observe dans des diagrammes binaires ne s'observent pas systématiquement à l'échelle du massif. Cette différence traduit probablement le fait que la cartographie géochimique du granite ne reflète pas directement la composition de la zone source ou des zones sources mais la présence de phénomènes syn à post-magmatiques locaux que nous discuterons point par point :

- une circulation hydrothermale post-magmatique;
- une variation de la teneur en H_2O au cours de la fusion;
- une cristallisation fractionnée;
- des mélanges entre des sources géochimiquement et isotopiquement hétérogènes.

IV.2.b Présence d'une circulation hydrothermale post-magmatique ?

Nous avons souligné à plusieurs reprises (Chapitre III et ce chapitre) que les rapports δD et $\delta^{18}\text{O}$ des minéraux et des roches totales étaient très homogènes sur l'ensemble du massif. Le fractionnement isotopique de l'hydrogène entre différents minéraux à haute température d'équilibre justifie l'absence d'une circulation hydrothermale de grande ampleur post-magmatique, sauf pour quelques échantillons ayant subi une altération locale par un fluide météorique (VIDAL *et al.*, 1984; FRANCE-LANORD *et al.*, 1988).

IV.2.c Fusion avec ou sans H_2O ?

C'est actuellement un des points les plus discutés de la magmatogénèse des leucogranites himalayens : la fusion de la Formation I s'est-elle faite en présence d'un fluide issu du chevauchement du HHC sur le Moyen-Pays le long du MCT? Cette hypothèse soutenue et argumentée par l'équipe française (LE FORT, 1975; 1981; FRANCE-LANORD *et al.*, 1988; FRANCE-LANORD & LE FORT, 1988) est mise en question par les travaux des chercheurs anglo-saxons qui proposent une fusion incongruente du HHC, en l'absence de fluide par déstabilisation de la muscovite sur l'exemple des filons leucogranitiques de la vallée du Langtang (HARRIS & INGER, 1992; INGER & HARRIS, 1993, HARRIS *et al.*, 1993).

Afin de répondre à cette question, nous avons étudié l'évolution des teneurs relatives en Rb-Sr-Ba- K_2O et Na_2O car ces éléments sont des marqueurs du mode de fusion. La fusion dans les roches métapélitiques et quartzo-plagioclasiques obéit essentiellement à trois réactions (Fig. 61) :

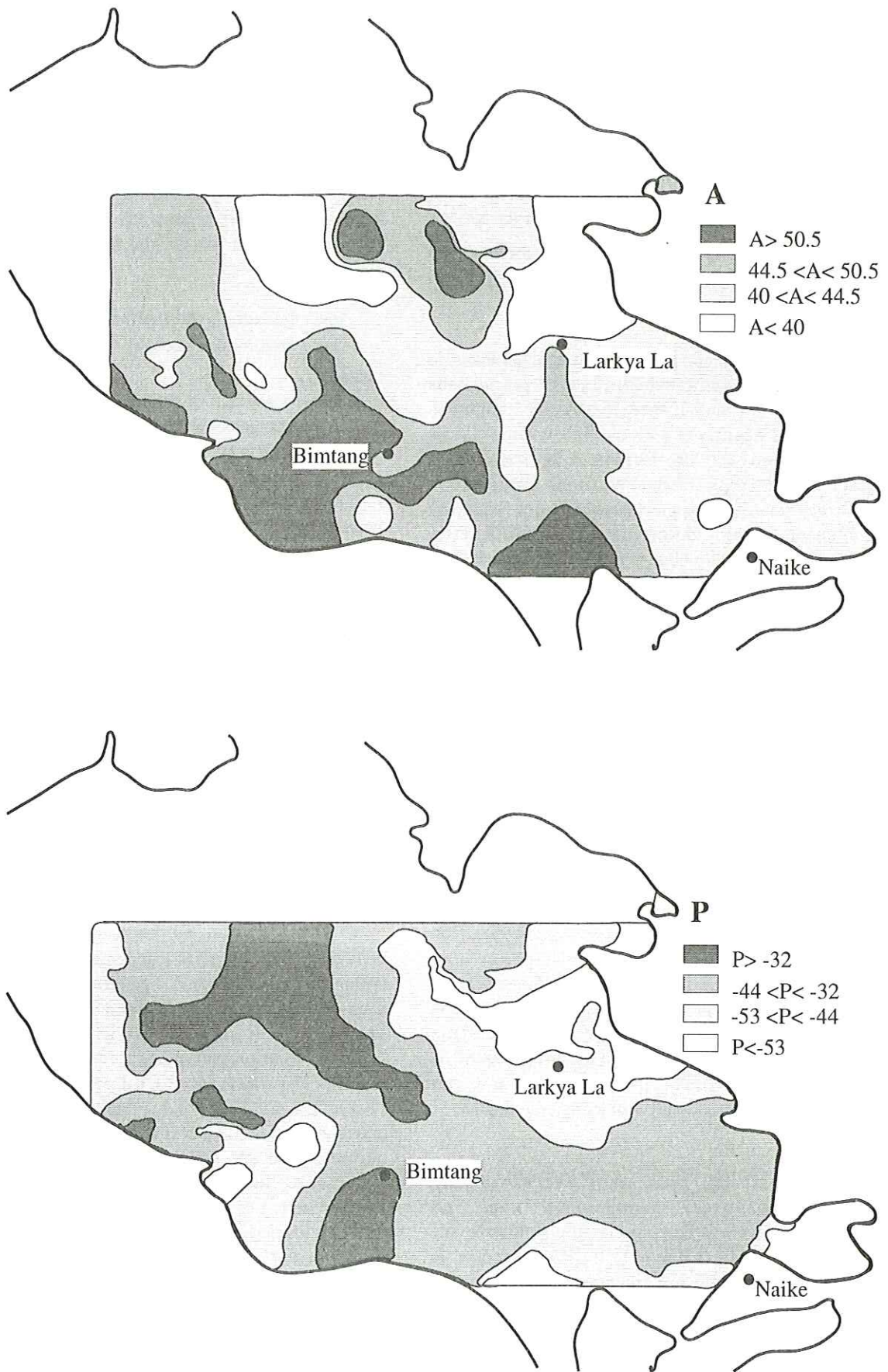
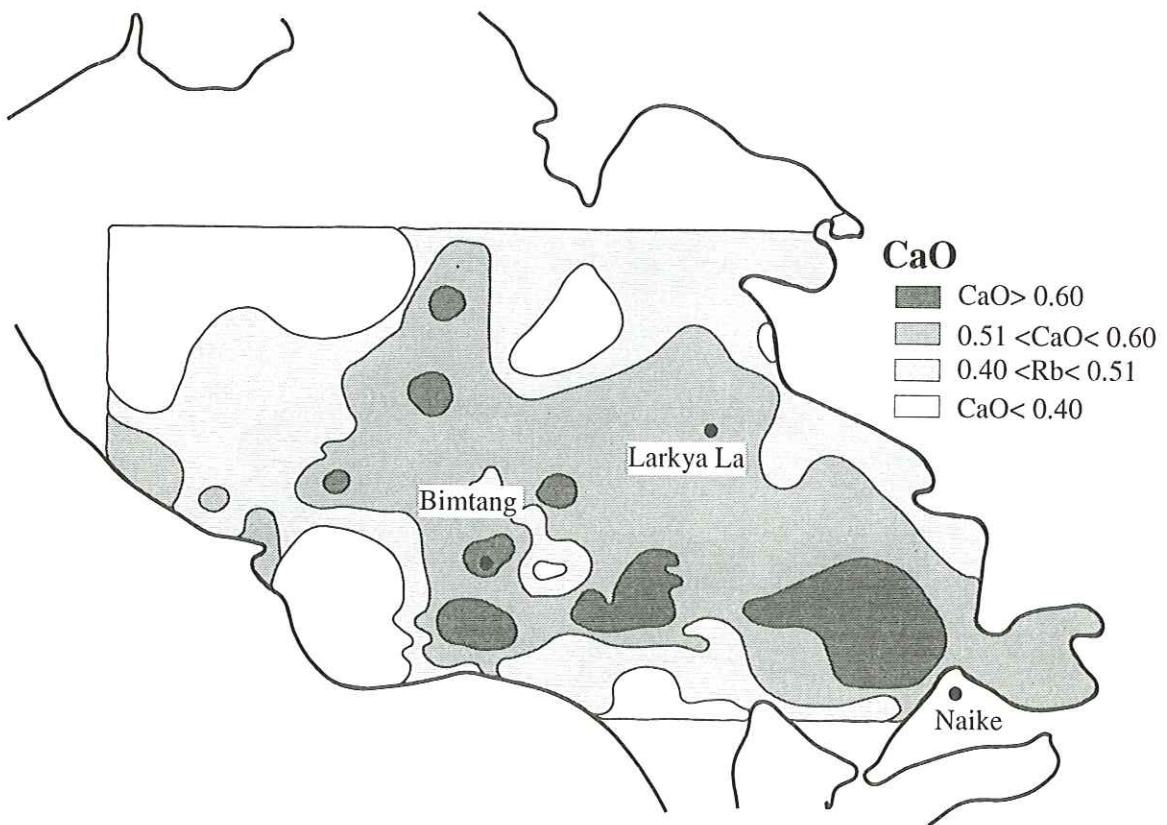
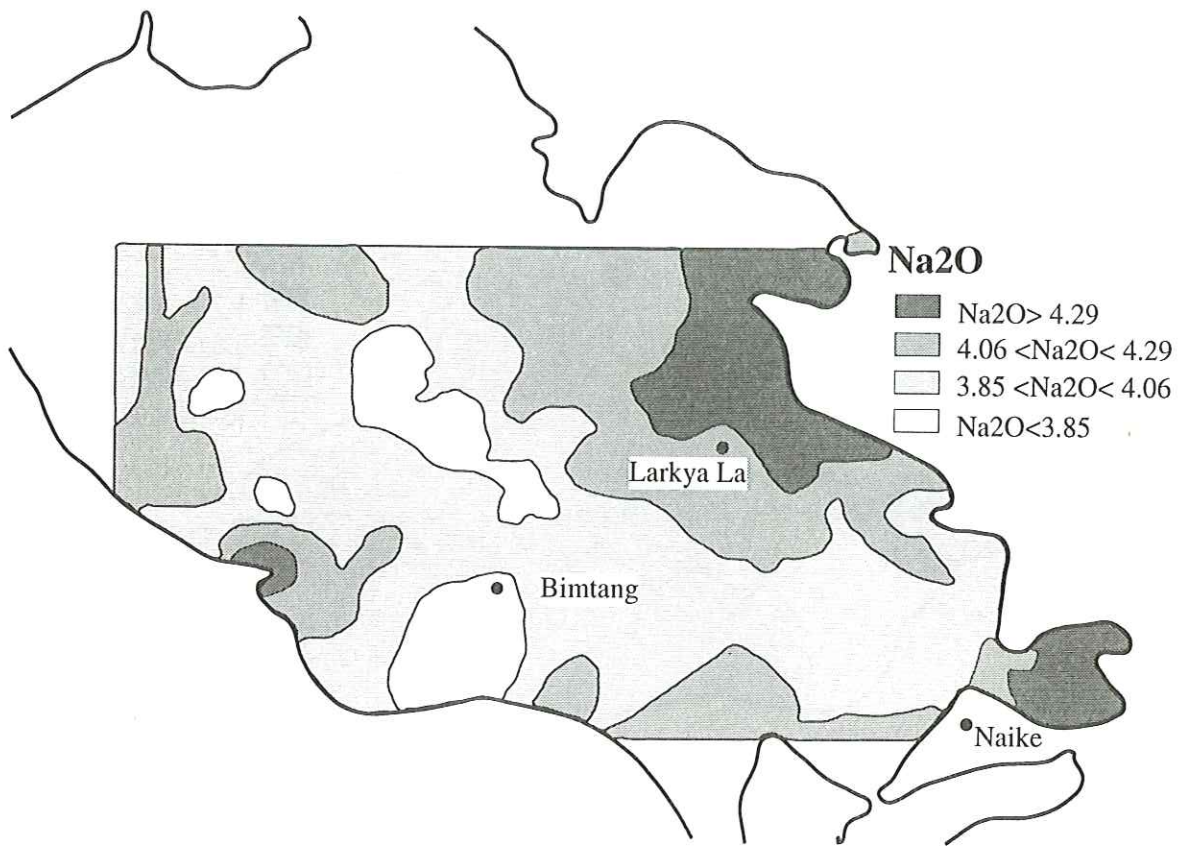
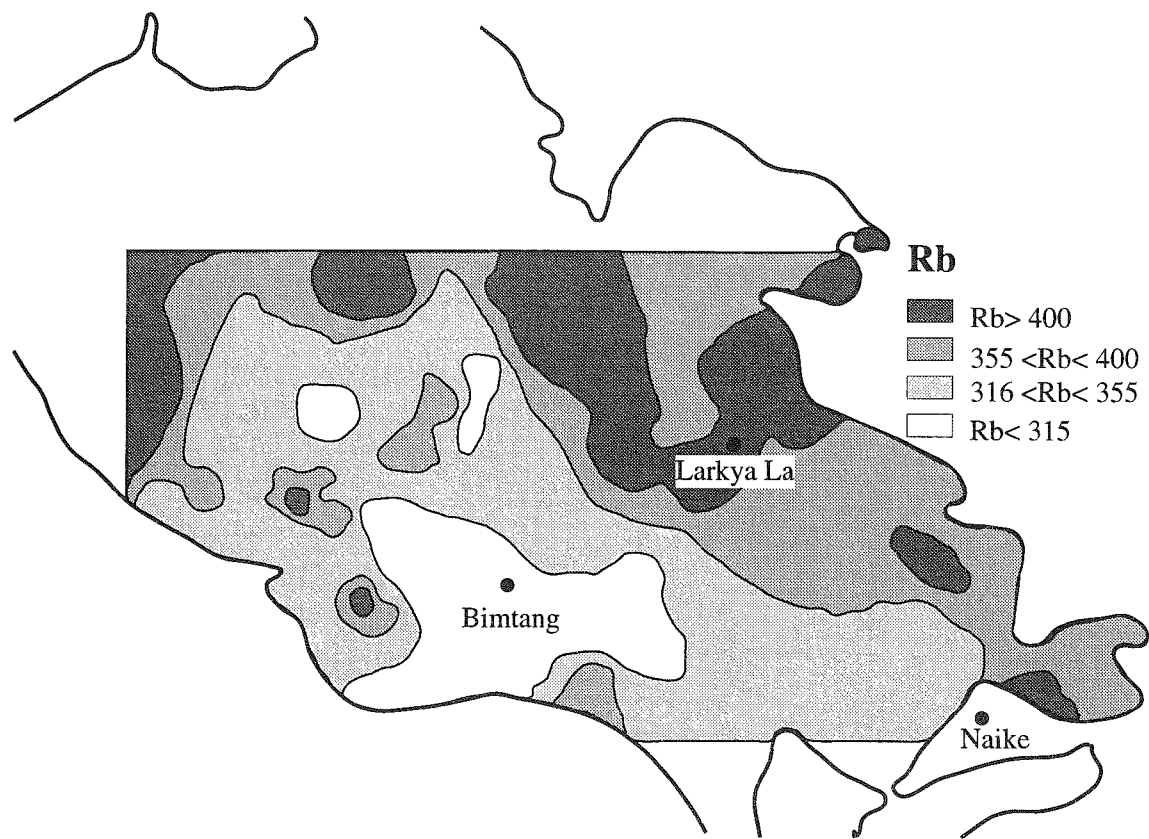
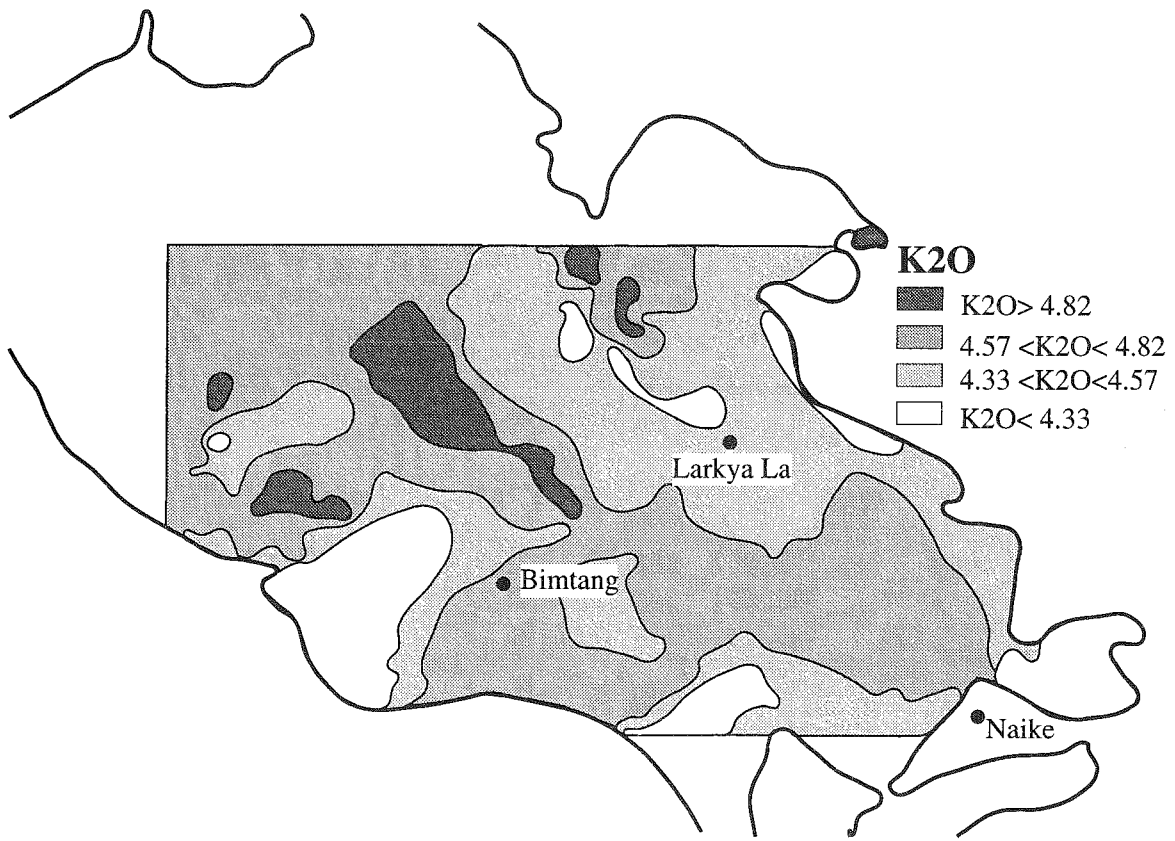
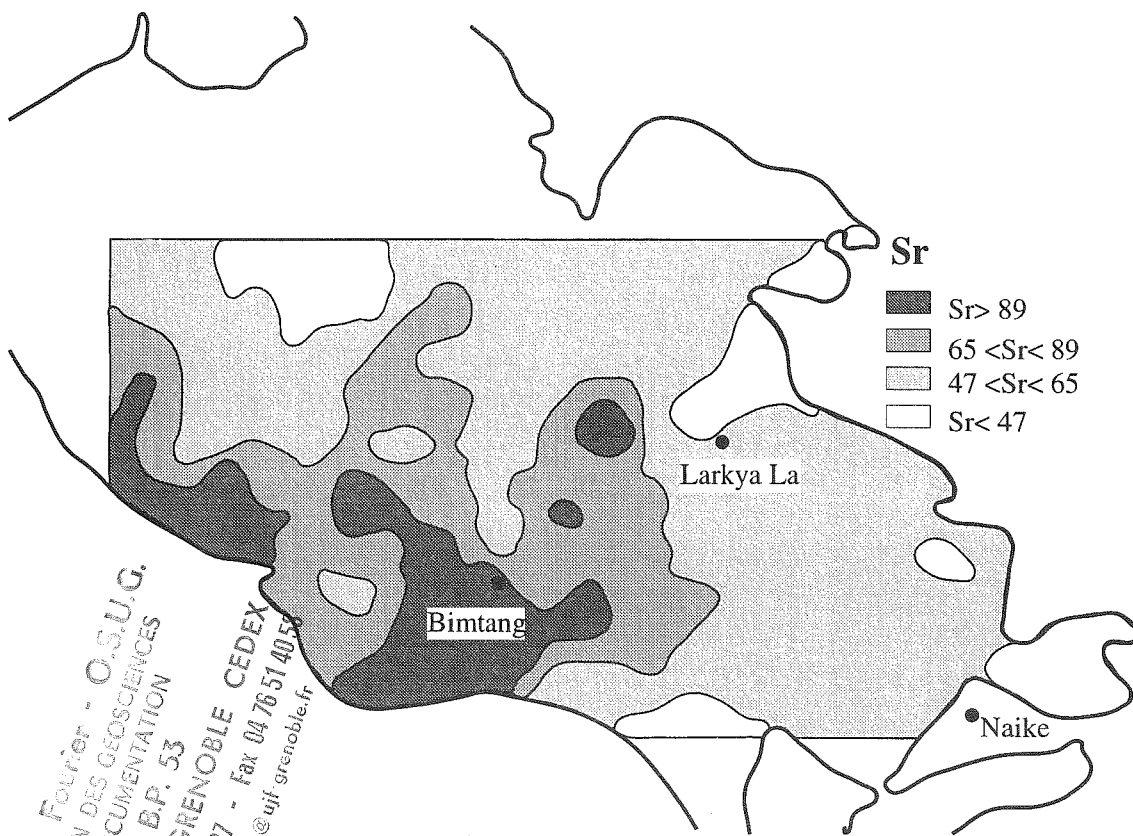
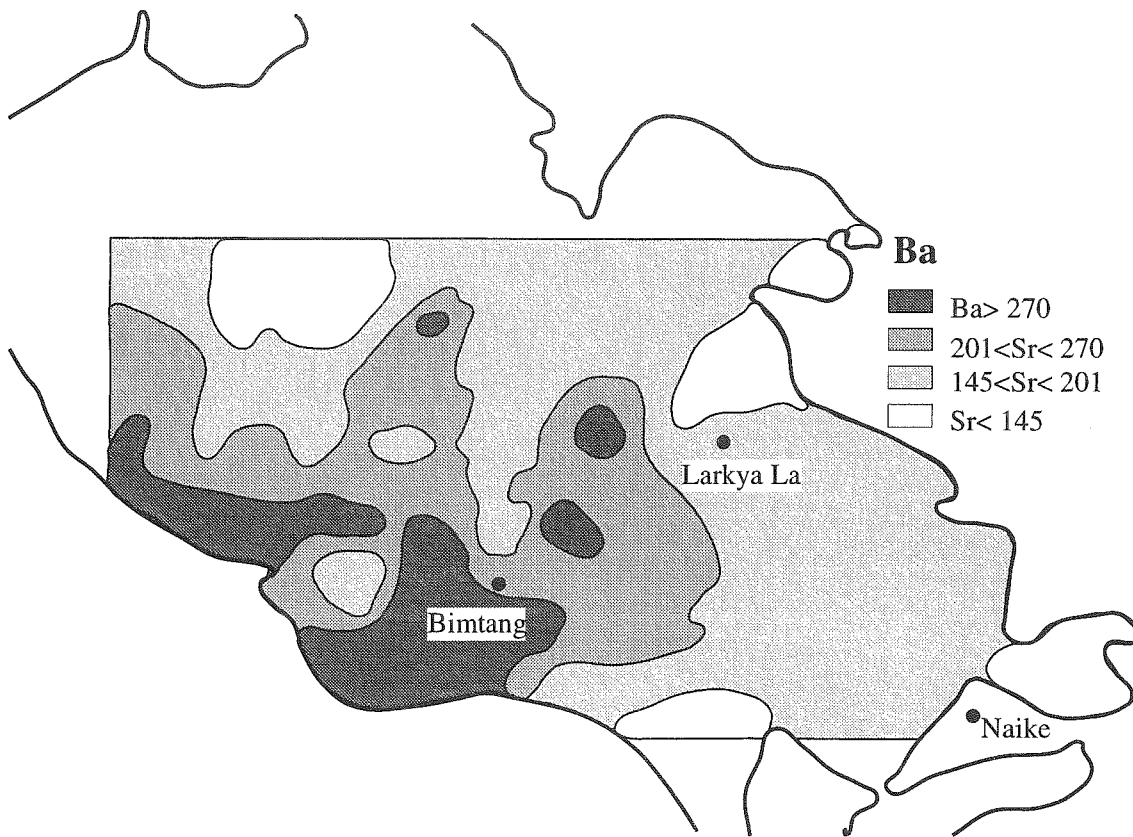


FIG. 60 - Cartes de répartition des éléments géochimiques du granite du Manaslu réalisées à partir de 220 analyses sur programme Surfer. Les paramètres A et P correspondent respectivement au paramètre $(Al-(K+Na+2Ca))$ et au paramètre $(K-(Na+Ca))$ de DEBON & LE FORT (1988).

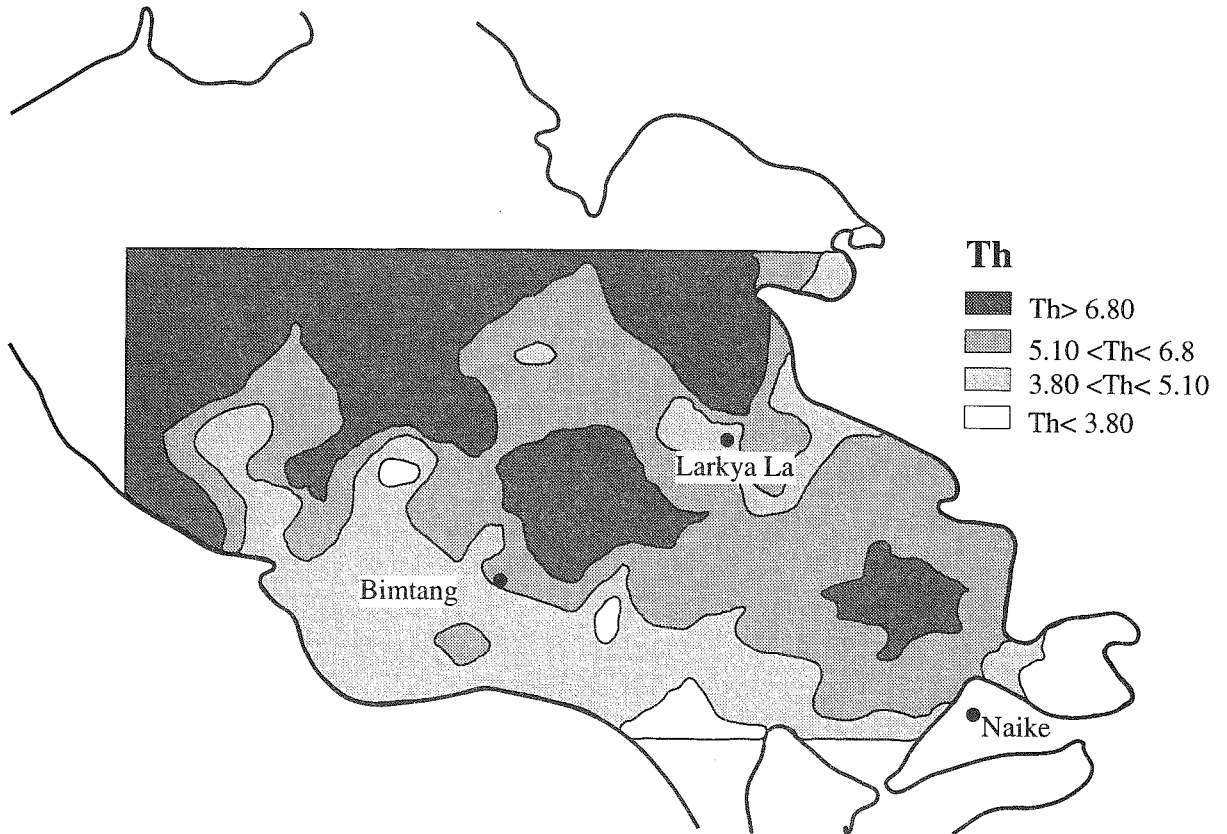
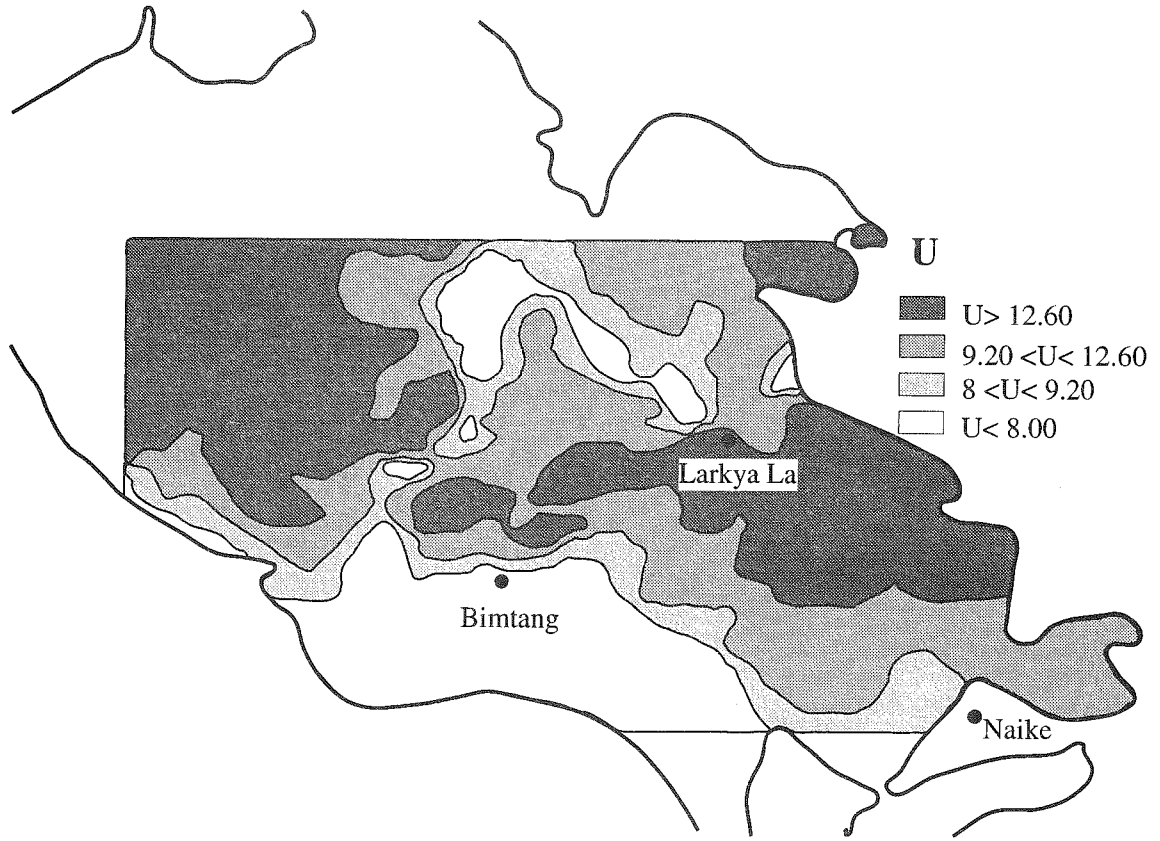






Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 B.P. 53
 F. 38041 GRENOBLE CEDEX
 Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 54
 Mail: platour@ujf-grenoble.fr

19 AOÛT 2003



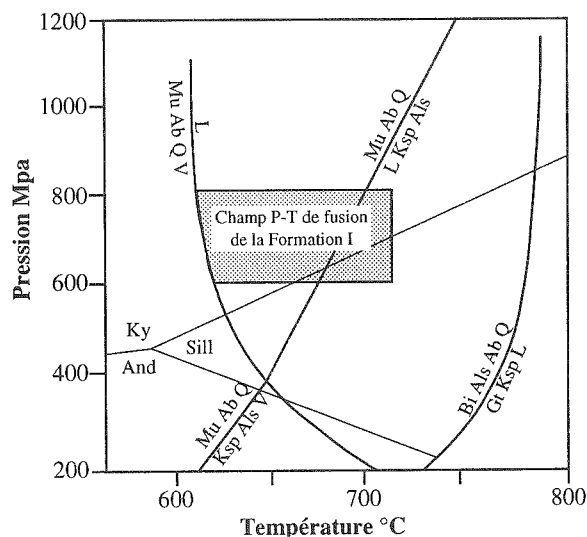


FIG. 61 - Diagramme P-T des courbes de fusion des métapelites avec ou sans fluide (d'après INGER & HARRIS, 1992). Champ de fusion

- musc + ab + qtz + V \Rightarrow L (1)
- musc + ab + qtz \Rightarrow L + als + ksf (2)
- bio + als + ab + qtz \Rightarrow grt + ksf + L (3)

Ainsi en fonction de P-T et aH₂O, une de ces trois réactions interviennent et modifie le rapport orthose/albite et donc influence directement la teneur en Ba, les rapports Rb/Sr et K₂O/Na₂O. En conditions anhydres, le feldspath potassique deviendra abondant dans un premier temps dans la phase restitique, mais si la température augmente, il sera assimilé dans le produit de fusion, entraînant une augmentation du rapport Rb/Sr et corrélativement une diminution de la teneur en Ba, piégé préférentiellement dans les plagioclases (LE BRETON & THOMPSON, 1988; HOLTZ & JOHANNES, 1991; INGER & HARRIS, 1993).

Dans les diagrammes Rb/Sr vs Ba et Rb/Sr vs Sr (figs. 62 & 63) on observe une corrélation négative entre les deux termes dont la pente est comparable aux observations de INGER & HARRIS (1993) sur les filons leucogranitiques du Langtang. D'après les modélisations de HARRIS & INGER (1992) une telle évolution correspond à la fusion d'une source pélitique en l'absence de fluide selon la réaction (2); le taux de fusion estimée à 0,12 correspond aux estimations de VIDAL *et al.* (1982) pour la gènes du Manaslu. De plus, d'après les modélisations de HARRIS *et al.* (sous presse), le fait que le rapport Rb/Sr varie pour le Manaslu entre 4 et 10 confirmerait une fusion par déstabilisation de la muscovite en l'absence de fluide. Ceci expliquerait également que dans des conditions de XH₂O < 0,3 (d'après SCAILLET *et al.* (1991)), la fusion des métapelites selon la réaction (2) provoque une légère augmentation du rapport Rb/Sr et une augmentation du rapport Na₂O/K₂O par enrichissement du produit de fusion en plagioclase et en tourmaline et déstabilisation du feldspath potassique restitique.

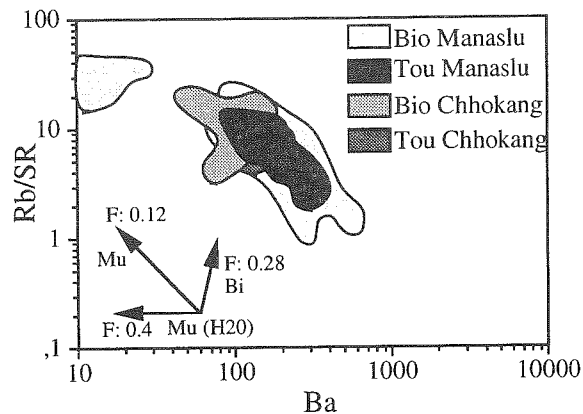


FIG. 62 - Diagramme de corrélation log-log entre le Ba et le rapport Rb/Sr sur roche totale (286 analyses). Les flèches représentent le pourcentage de fusion partielle impliquant la muscovite (Mu) ou la biotite (Bi) en l'absence de fluides ou avec eau (H₂O)(d'après HARRIS & INGER, 1992). Les faciès riches en biotite ou en tourmaline ont été différenciés. La corrélation est compatible avec une fusion de la muscovite sans fluides avec toutefois la présence probable d'un fluide hydraté et un taux de fusion plus important dans le cas des points se reportant dans la partie supérieure gauche du diagramme. De plus, on n'observe pas d'enrichissement en Rb/Sr dans les faciès riches en tourmaline comme dans le cas des filons du Langtang (INGER & HARRIS, 1993)

Un argument supplémentaire en faveur d'une fusion incongruente de la Dalle du Tibet selon la réaction (2) est la présence de restite à quartz-sillimanite et le fait que vers le haut de la Dalle du Tibet, les muscovites soient déstabilisées au profit du feldspath potassique (PECHER, 1978; LE FORT, 1981, BROUAND, 1989). En première approximation, il semblerait que la fusion de la Dalle du Tibet ait pu se faire en l'absence de fluide par déstabilisation de la muscovite à des températures de 660-710 °C pour des pressions de 600 à 800 MPa (LE FORT, 1981).

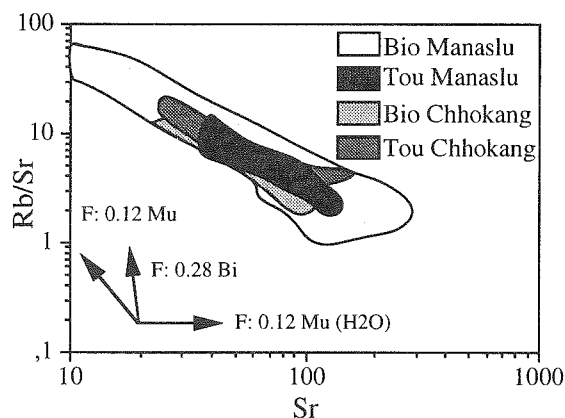


FIG. 63 - Diagramme de corrélation log-log entre le Sr et le rapport Rb/Sr. Légende idem Fig 62. Comme précédemment, l'allongement des points se fait selon une droite subparallèle à la droite de fusion de la muscovite en l'absence d'H₂O. On ne distingue pas les faciès à tourmaline des faciès à biotite.

Cependant ces observations ne rendent pas compte d'autres faits. Ainsi, la corrélation négative entre Rb/Sr et Ba implique dans le modèle de fusion de INGER & HARRIS (1993) que la teneur en Ca diminue tandis que le rapport Na₂O/K₂O diminue.

En effet, le Ba et le Sr sont piégés préférentiellement dans les plagioclases tandis que le Rb est incorporé dans les feldspaths potassiques. Dans le cas du Langtang, on observe effectivement une corrélation positive entre Ca et $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, par contre dans le cas du Manaslu la corrélation est inexistante (Fig. 64). De même pour le Ba et CaO (Fig. 65) et Rb/Sr en fonction de CaO (Fig. 66) ce qui va à l'encontre des observations et des conclusions de INGER & HARRIS (1993) sur la fusion incongruente selon la réaction (2). De plus, dans les diagramme Rb/Sr en fonction de Ba ou en fonction de Sr, on ne distingue pas les faciès riches en tourmaline des faciès riches en biotite et muscovite, contrairement aux filons du Langtang pour lesquels INGER & HARRIS (1993) proposent une augmentation de la teneur en H_2O dans les termes à

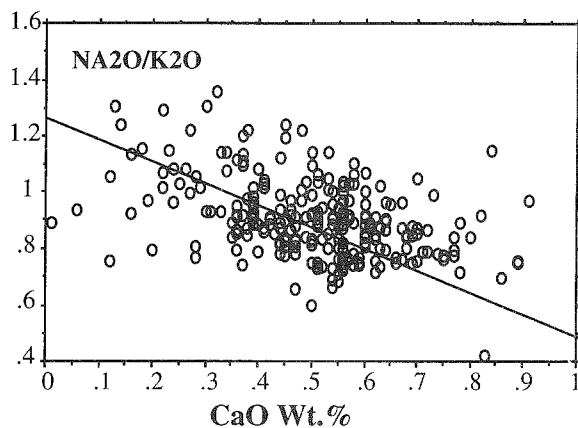


FIG. 64 - Corrélation négative entre le rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ et le pourcentage de CaO sur roche totale.

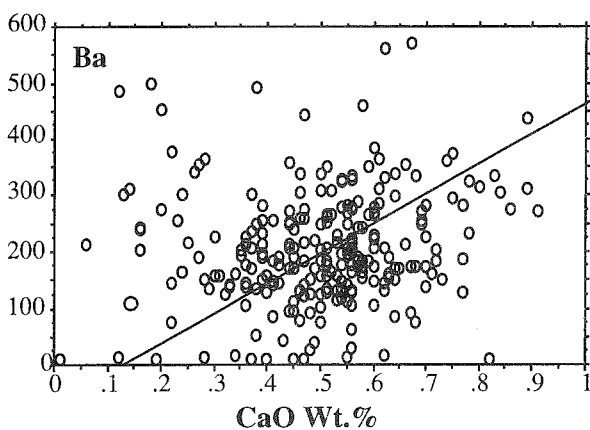


FIG. 65 - Faible corrélation positive entre la teneur en Ba (ppm) et le pourcentage de CaO.

muscovite+biotite.

Un autre argument qui va à l'encontre d'une fusion en l'absence de fluide dans le HHC est la température constante autour de 600-630°C observée tout le long du HHC et interprétée par HODGES *et al.* (1988a) comme un tamponnage de la température par la fusion.

Cette température correspond à la température de fusion selon la réaction (1), ce qui suggère la présence effective d'un fluide hydraté.

Il est possible que la fusion incongruente en l'absence de fluide soit intervenue au cours de la fusion du Manaslu, cependant, les variations importantes de texture dans le granite témoignent de sa présence au cours de la cristallisation (PICHAVANT & MANNING, 1984). Ceci est confirmé par l'abondance du cortège filonien aplopegmatitique dans la partie SW du massif (LE FORT, 1981). S'il y a eu saturation en fluide du magma au cours de sa cristallisation (PICHAVANT, 1983, FRANCE-LANORD, 1987), il est probable qu'elle ne fut pas atteinte dans les stades initiaux car une teneur trop importante en H_2O aurait limité la mobilité du magma et n'aurait probablement pas permis son extraction vers les niveaux crustaux supérieurs (BROUAND, 1989).

Il est donc extrêmement délicat de comparer directement des filons leucogranitiques du type du Langtang visibles à l'affleurement alors que d'après les travaux de FRANCE-LANORD (1987) et BROUAND (1989), la zone migmatitique riche en filons de la Formation I n'est pas directement représentative de la zone source des leucogranites himalayens, située probablement plus au Nord. De plus, les volumes de magma mobilisés sont très différents, impliquant un taux de fusion plus élevé dans le cas du Manaslu.

Cristallisation fractionnée

Une autre manière d'expliquer les évolutions des teneurs en Rb/Sr, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, CaO et Ba est de considérer qu'il y a eu cristallisation fractionnée. Ainsi, SCAILLET *et al.* (1990) proposent que la diminution de la teneur en CaO corrélée à une augmentation du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ dans les leucogranites himalayens de Badrinath-Gangotri, exprime la cristallisation fractionnée d'un plagioclase de moins en moins calcique. Ceci est corroboré par le fait que dans le granite de Gangotri, le plagioclase est une phase précoce dans la séquence de cristallisation, ce qui est également le cas pour le Manaslu (BENARD *et al.*, 1985). Ceci se traduit également par un enrichissement en Na_2O vers les bordures des plagioclases dans les deux massifs. De plus, HALLIDAY *et al.* (1991) ont montré que le rapport Rb/Sr augmentait fortement par cristallisation fractionnée d'un plagioclase de plus en plus sodique ce qui permet de rendre compte des rapports Rb/Sr élevés dans le cas du granite de Gangotri (SCAILLET *et al.*, 1990). Afin de tester la présence d'une éventuelle cristallisation fractionnée de plagioclase dans le cas du Manaslu, nous avons calculé la mésonorme sur 3 secteurs du massif : sud, central et nord sur respectivement 10, 14 et 34 analyses de roches totales (Tableau 4). On observe effectivement une variation de la teneur en anorthite normative corrélée avec une variation de la teneur normative en orthose. Cependant la comparaison de la teneur normative en

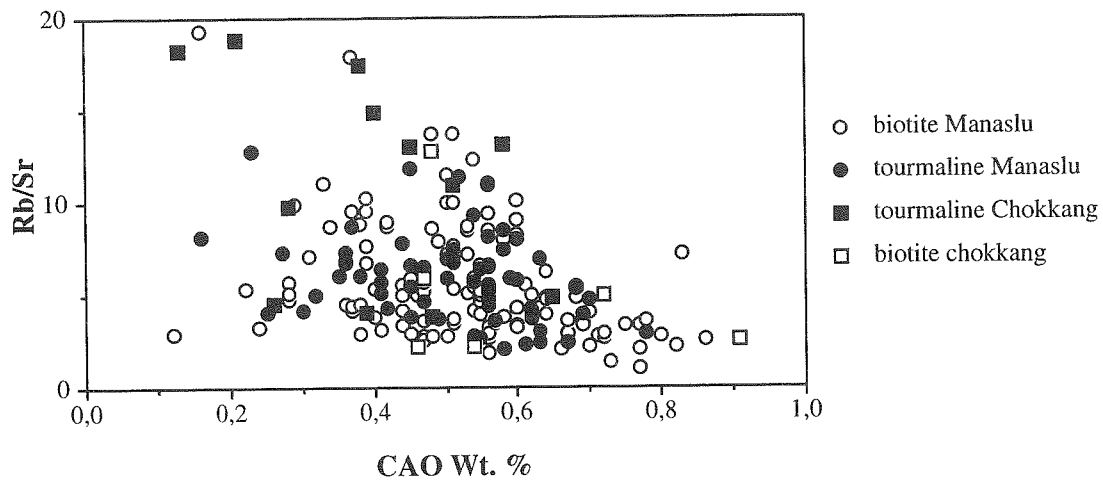


Fig. 66 - Corrélation négative entre le rapport Rb/Sr et la teneur en CaO. On n'observe pas de différence entre les faciès riches en tourmaline et les faciès riche en biotite+muscovite.

Biotite	σ	RT A	RT B
SiO ₂	35,18	0,80	73,73 72,97
Al ₂ O ₃	20,16	0,88	14,90 14,89
Fe ₂ O ₃	25,94	0,87	0,95 0,94
FeO	23,58	1,43	0,45 0,45
MnO	0,47	0,21	0,03 0,01
MgO	3,51	1,19	0,15 0,14
CaO	0,00	0,01	0,32 0,63
Na ₂ O	0,06	0,07	4,04 3,81
K ₂ O	8,99	0,72	4,34 4,87
TiO ₂	2,21	0,46	0,12 0,10
P ₂ O ₅	0,04	0,02	0,09 0,14
P.F.	3,20	0,73	0,84 0,85
Total	95,22	2,50	99,50 99,34
		Ba	249,30 268,29
		Rb	351,80 342,29
		Sr	79,40 85,57
		Th	4,30 8,16
		U	5,28 11,05

CORINDON > 0				
Mésionorme à biotite+muscovite				
	A	σ	Norme B	σ
Quartz	31,18	0,10	29,39	0,15
Orthose	16,16	0,20	21,25	0,20
Albite	36,70	0,02	34,68	0,02
Anorth.	1,01	0,00	2,25	0,00
Muscovite	10,58	0,70	8,19	0,60
Biotite	3,91	1,00	3,66	1,00
Apatite	0,19	0,01	0,30	0,01
Ilménite	0,04	0,02	0,02	0,01
Hématite	0,22	0,20	0,27	0,20
Total	99,99		100,01	
Anx	2,69	0,01	6,09	0,01
Anx'	2,91	0,01	6,78	0,01
Q*	37,11	0,01	34,45	0,01
Ab*	43,67	0,20	40,65	0,15
Or*	19,23	0,20	24,91	0,10

Tableau 4 - Calcul de la mésionorme ajustée à la composition de la biotite.

anorthite avec la teneur en Sr et Ba fait apparaître une anomalie majeure : le secteur sud, le plus riche en Sr et Ba est celui qui a la teneur la plus basse en anorthite alors que le secteur nord présente une évolution inverse; dans un modèle de cristallisation fractionnée nous aurions dû observer une corrélation positive entre Sr, Ba et la teneur en plagioclase calcique. Cette contradiction remet en question la présence d'une cristallisation fractionnée et montre que d'autres phénomènes interviennent au cours de l'évolution magmatique. Il faut donc rechercher directement dans la nature de la source cette évolution. L'étude isotopique Rb/Sr permet ce type d'approche.

IV.2.d Répartition isotopique ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i dans la FI et dans le granite du Manaslu

Géochimie isotopique de la Formation I

La Formation I du HHC est constituée d'une alternance de niveaux métapélitiques et métagrauwackeux dont l'abondance relative varie latéralement et verticalement avec un enrichissement des termes métapélitiques vers le sommet de la Formation I (PECHER, 1978; BROUAND, 1989). Cette dualité de composition ressort bien dans le diagramme $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-K}$ vs $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-Na}$ de MOINE (1969)(Fig. 67). Les niveaux pélitiques sont caractérisés par l'abondance de la biotite et du K_2O

tandis que les niveaux grauwaqueux sont à dominante quartzo-plagioclasique, sodique. Des analyses chimiques représentatives de ces deux pôles sont reportées dans le tableau 5. Le rapport Rb/Sr des métapélites est six fois supérieur au rapport des métagrauwackes.

Si on s'intéresse plus particulièrement au lien entre composition chimique de la FI et rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, on constate que les échantillons présentant un rapport initial recalculé à 25Ma, élevé ($> 0,75$), se projettent dans le diagramme de MOINE (1969), dans le champ des métapélites, tandis que les échantillons au rapport isotopique plus bas ($< 0,75$) se projettent dans le champ des métagrauwackes alumineux (Fig. 68). Ainsi, le groupe d'échantillons possédant le rapport initial le plus élevé provient probablement d'une source enrichie en Rb et métapélitique; inversement, le groupe au rapport initial plus bas a une composition de métagrauwacke alumineux.

Dans un histogramme de distribution isotopique, les échantillons de la FI se répartissent selon quatre familles (Fig. 69) :

- 1 : 0,732-0,740 (30% des échantillons);
- 2 : 0,745-0,76 (18% des échantillons);
- 3 : 0,758-0,759 (10% des échantillons);
- 4 : 0,773-0,782 (7% des échantillons).

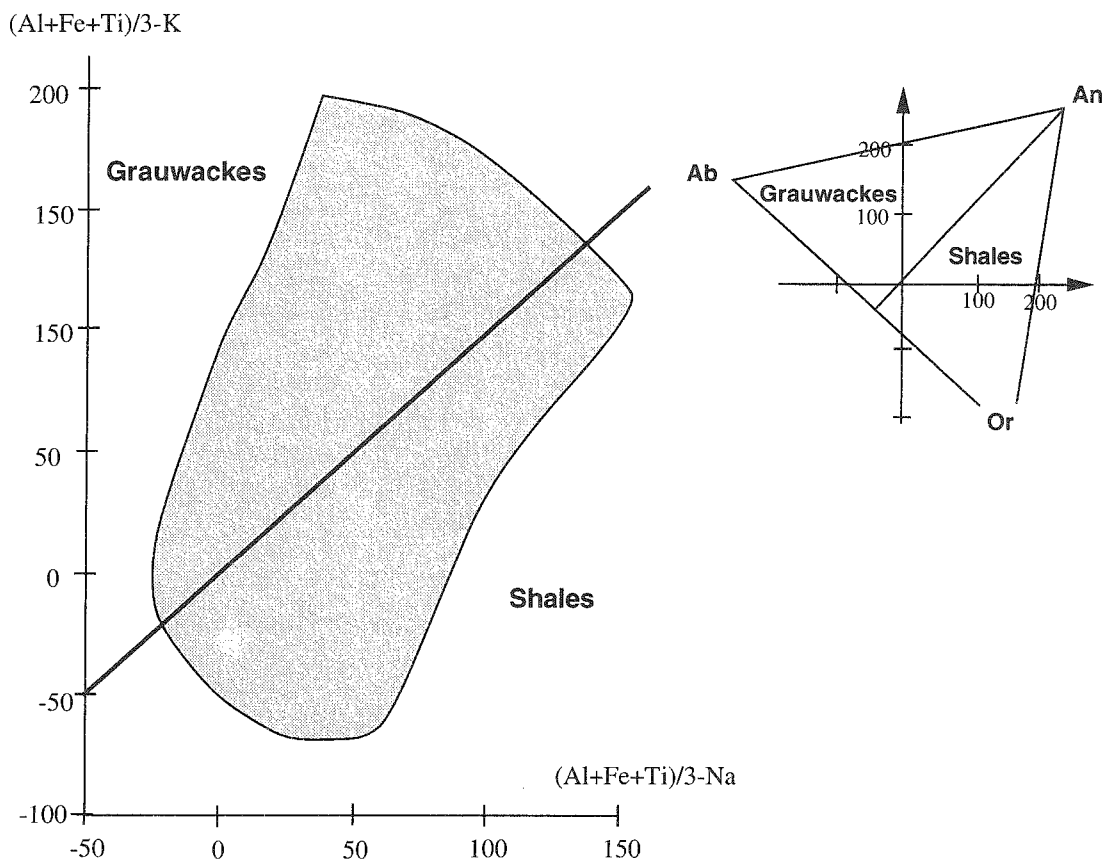


FIG. 67 - diagramme $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-k}$ vs $(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Ti})/3\text{-Na}$ de MOINE (1969). La centaine d'échantillons de la Formation I se reportent dans les deux champs (d'après FRANCE-LANORD, 1987).

	Grauwacke (NA410)	Pelite (NA 411)
SiO ₂	82,35	63,75
Al ₂ O ₃	7,8	15,34
Fe ₂ O _{3t}	2,93	7,64
MnO	0,04	0,1
MgO	1,19	3,87
CaO	0,68	0,5
Na ₂ O	2,25	1,76
K ₂ O	1,22	4,05
TiO ₂	0,49	0,87
P ₂ O ₅	0,01	0,12
P.F.	0,38	1,33
Total	99,34	99,33
Ba	226	780
Co	153	73
Cr	50	121
Cu	<10	21
Ni	36	68
Sr	67	54
V	45	142
Rb	39	176
Zn	35	103
Rb/Sr	0,58	3,26

TABLEAU 5. - Analyses chimiques sur roche totale d'une métapélite et d'un métagrauwacke de la Formation I (d'après Colchen et al., 1986).

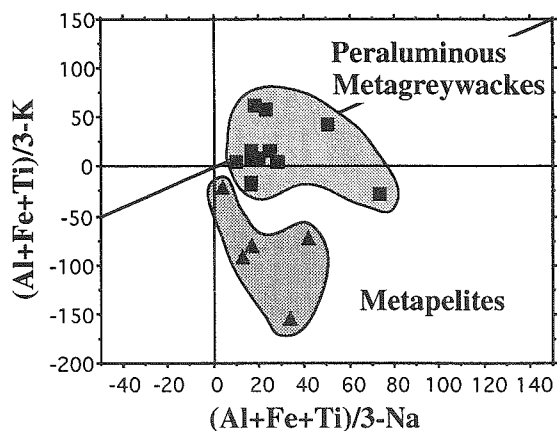


FIG. 68 - Relations entre la composition chimique et le rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ dans les métasédiments de la Formation I (carré : $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0,75$; triangle : $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i > 0,75$).

Géochimie isotopique du granite du Manaslu

L'étude isotopique Rb/Sr, Sm/Nd et Pb/Pb sur le Manaslu a fait l'objet de la thèse de doctorat de C. DENIEL en 1985 à partir des données de VIDAL *et al.* (1978, 1982, 1984) et sur de nouveaux résultats isotopiques totalisant plus de 100 analyses sur le granite, le bras de Chhokang et les gneiss de la Formation I. Les conclusions de cette étude sont reportées dans l'article de DENIEL *et al.* (1987) : le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculé à 20 Ma dans le granite varie entre 0,740 et 0,765. La différence de plus de 0,01 à l'échelle kilométrique est trop importante, d'un ordre de grandeur, pour exprimer une différence d'âge des différentes venues magmatiques. La seule interprétation possible, compte tenu de l'absence généralisée de circulation hydrothermale post-magmatique, est donnée par la corrélation positive entre la valeur du ϵNd et le rapport $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (Fig. 70) qui suggère une droite de

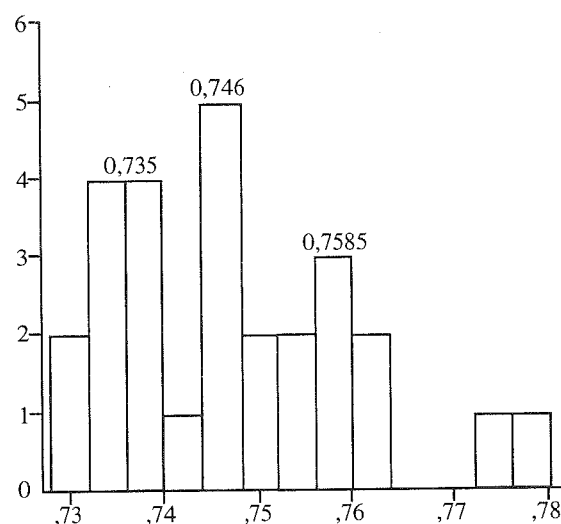


FIG. 69 - Histogramme des rapports isotopiques initiaux des métasédiments de la Formation I (28 analyses).

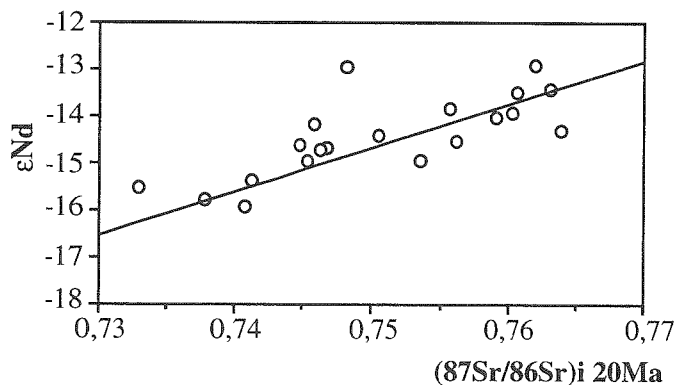


FIG. 70 - Diagramme de corrélation ϵNd vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ interprétée par VIDAL *et al.* (1984) comme un mélange entre deux sources crustales d'âges différents. (Données analytiques : VIDAL *et al.* (1982; 1984), DENIEL *et al.* (1986, 1987)).

mélange entre deux sources crustales d'âge protérozoïque (~ 2Ga)(VIDAL *et al.*, 1984).

DENIEL *et al.* (1987) ont observé que les échantillons ayant un rapport isotopique initial élevé (~ 0,76) étaient regroupés dans la partie centrale du massif (Fig. 6 dans DENIEL *et al.*, 1987) sans toutefois donner d'explication à cette observation. Les 10 analyses isotopiques supplémentaires effectuées par P. VIDAL en 1992, à partir d'échantillons récoltés dans la partie supérieure du massif (coupe à l'Est du Larkya) permettent maintenant de proposer une explication.

En effet, les quelques 110 échantillons se distribuent, dans un histogramme de distribution isotopique, selon deux familles distinctes (Fig. 71) : la première famille qui regroupe 2/3 des échantillons présente un rapport initial de $0,745 \pm 0,01$ tandis que la seconde (1/3 des échantillons) à un rapport initial de $0,759 \pm 0,005$. De plus les cinq coupes systématiques, effectuées à échelle pluri-hectométrique sur le granite, appartiennent à l'une ou l'autre des familles. Seule la coupe effectuée sur trois filons différents dans le bras de Chhokang recoupe les deux domaines. A partir de ce diagramme, deux points sont à retenir : premièrement le granite du Manaslu est issu de deux sources isotopiquement distinctes et deuxièmement, les mélanges magmatiques sont faibles, voire inexistant à l'échelle hectométrique. En conséquence, la forte hétérogénéité isotopique observée à l'échelle métrique par VIDAL *et al.* (1984) puis DENIEL *et al.* (1987) reflète plus probablement une forte hétérogénéité isotopique initiale des deux sources.

Comparaison FI et granite du Manaslu

La similarité des rapports ϵNd et ϵSr entre les gneiss de la Formation I et le granite avait permis de

conforter leur filiation (DENIEL *et al.*, 1987 : fig. 9, p. 88). Cette filiation a été largement confirmée par la compatibilité des signatures isotopiques de l'oxygène dans les deux termes (FRANCE-LANORD & LE FORT, 1988).

La comparaison des histogrammes de distribution des rapports isotopiques ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i du Manaslu et de la Formation I (figs. 69 & 71) montre une bonne correspondance entre les pics à 0,745 et 0,749 dans les deux formations, ce qui suggère que les échantillons du Manaslu présentant un rapport isotopique "bas" seraient issus d'une source essentiellement métagreywackeuse alumineuse tandis que les échantillons présentant un rapport isotopique élevé proviendraient d'une source métapélitique. Le fait qu'une partie de la Formation I ($^{87}Sr/^{86}Sr < 0,73$) ne soit pas représentée isotopiquement dans le granite traduirait le fait que ces échantillons migmatitiques pour la plupart, représentent une partie de la zone source des granites à 500 Ma de la FIII. Nous rejoignons en cela les conclusions de INGER & HARRIS (1993) qui proposent, à partir d'arguments isotopiques, qu'une partie des migmatites de la FI se rattache aux granites de la FIII. Cependant, le fait que le rapport isotopique ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_i des échantillons du Manaslu soit systématiquement inférieur à 0,78, exclut toute participation des gneiss ocellés de la Formation III à la magmatogénèse du Manaslu, car leur rapport isotopique initial couvre une large gamme, souvent supérieure à 0,8 (e.g. FRANCE-LANORD & LE FORT, 1988).

Si on admet que le granite du Manaslu est issu d'une source bimodale (métagrauwackeuse et métapélitique), deux questions se posent : 1) quel est le lien entre les deux sources et le chimisme du Manaslu et 2) comment expliquer le passage d'une source à une autre ?

Relations entre les sources et les majeurs dans le granite

L'observation en lames minces de la centaine d'échantillons pour lesquels nous disposons d'analyses isotopiques fait ressortir trois types de faciès pétrographique :

- des granites à 2 micas;
- des granites mixtes à 2 micas et tourmaline tardive;
- des granites à tourmaline I et II abondante.

Dans les diagrammes binaires éléments majeurs en fonction du rapport isotopique initial ($^{87}Sr/^{86}Sr$), on n'observe pas de corrélation (Fig. 72). Cette absence de corrélation confirme l'origine eutectique de ce granite dans le diagramme Qtz-Ab-Or. En effet, la fusion à l'eutectique a pour effet de niveler les différences chimiques initiales des différentes sources (LE FORT,

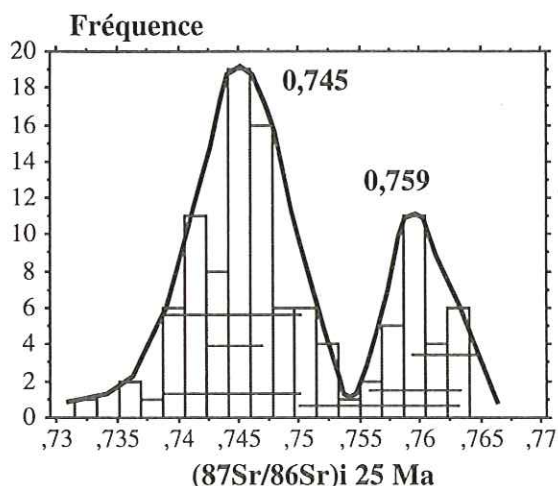


FIG. 71 - Histogramme des rapports isotopiques du strontium dans les 110 échantillons du granite du Manaslu. Les traits horizontaux correspondent aux différentes coupes systématiques effectuées dans le granite et dans le bras de Chhokang par Vidal, Deniel et Le Fort. Excepté la coupe réalisée sur trois filons différents, les autres coupes systématiques se projettent dans un ou dans l'autre des domaines isotopiques, mais jamais dans les deux à la fois.

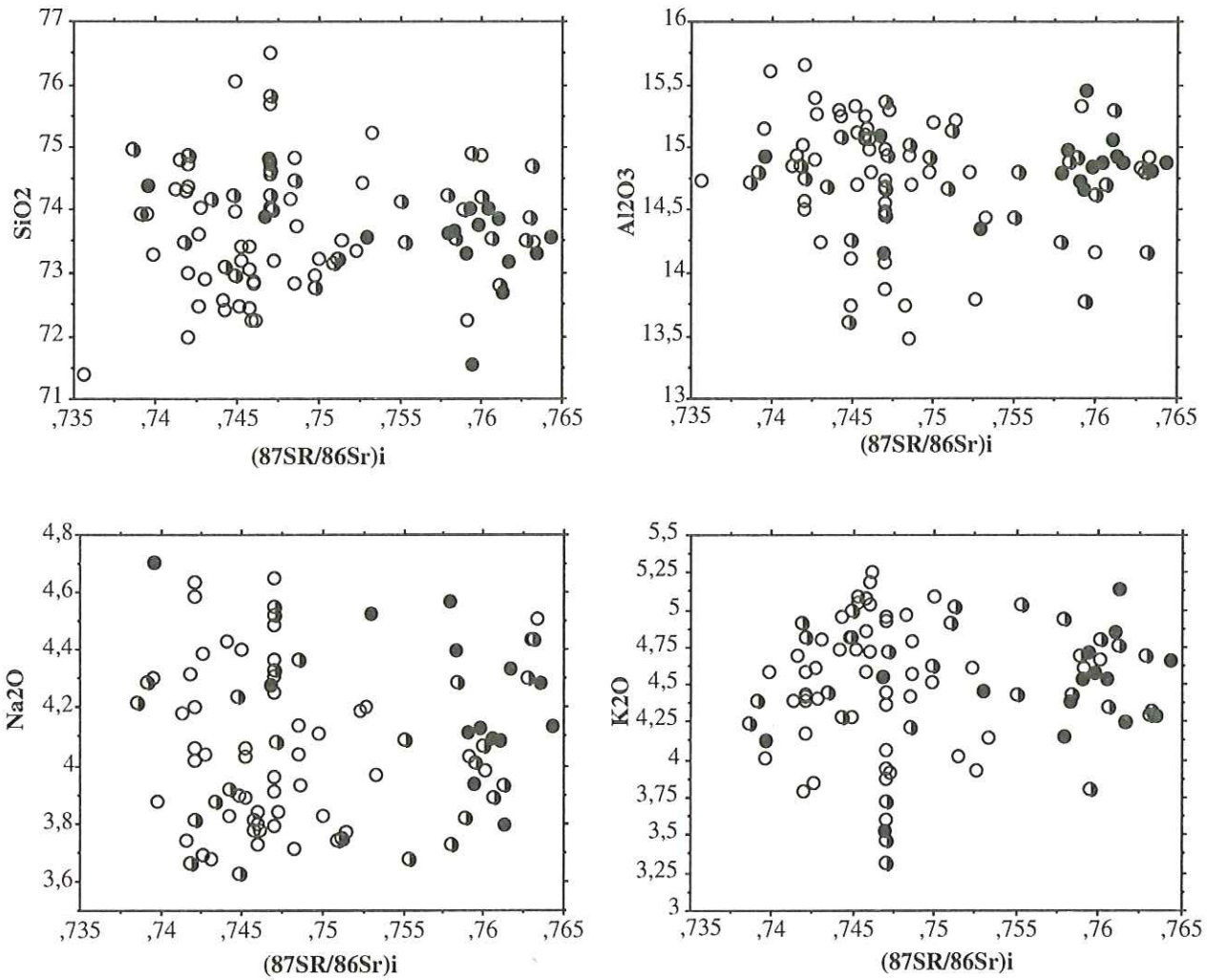


Fig. 72 - Diagramme SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O vs $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$ des échantillons du Manaslu. Les cercles blancs correspondent aux granites à deux micas; les cercles blancs et noirs aux granites mixtes à deux micas et tourmaline; les cercles noirs aux granites à tourmaline. Noter l'absence de corrélation.

1981). Par contre, sur le plan minéralogique, les échantillons à tourmaline présentent un rapport initial élevé ($> 0,755$), tandis que les échantillons à 2 micas présentent en général un rapport initial bas. Les échantillons mixtes (biotite+tourmaline) présentent pour la plupart un rapport initiale bas.

A partir de ces observations, on peut proposer que les granites à tourmaline sont issus d'une source métapélitique tandis que les granites à 2 micas et à biotite+tourmaline représentent les produits de fusion d'une source métagrauwackeuse. L'étude du Th et du TiO_2 en fonction du rapport isotopique initial confirme la nature bimodale de la source (figs 73 & 74). Pour ces deux éléments, on observe une corrélation négative que l'on peut relier à un fractionnement croissant de la monazite et de la biotite dans la source métapélitique. En effet, BROUAND (1989) montre que la teneur en Th augmente des leucosomes vers les restites dans les migmatites de la Formation I avec, corrélativement, un enrichissement en REE légères dans les termes les plus restitiques. A la suite des travaux de VIDAL *et al.* (1982 et 1984) et CUNNEY *et al.* (1984), ceci suggère un fractionnement croissant de la monazite et de la

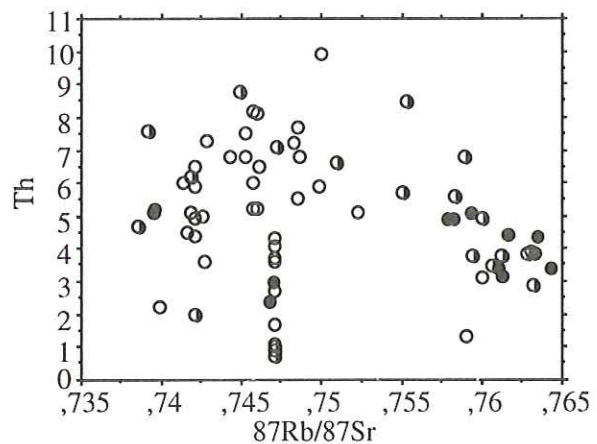


Fig. 73 - Diagramme Th vs $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$. Noter la diminution de la teneur en Th avec l'augmentation du rapport initial.

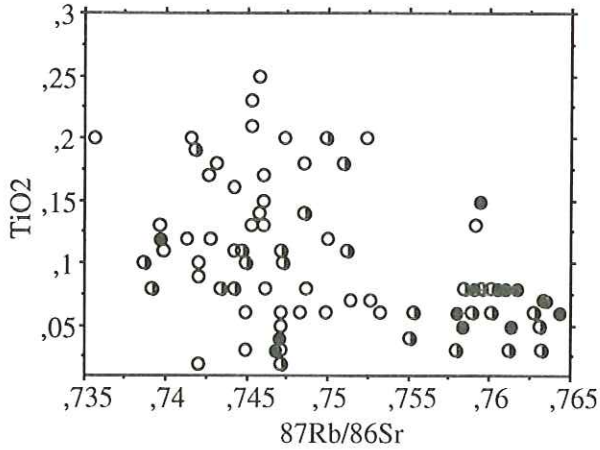


FIG. 74 - Diagramme TiO_2 vs $(^{87}Rb/^{86}Sr)_i$. Les échantillons présentant le rapport initial le plus haut ont une teneur très voisine en TiO_2 et relativement basse suggérant l'importance de la cristallisation fractionnée de la biotite au cours de la fusion de métapélites. A l'inverse, les échantillons à tendance grauwackeuses (rapport initial bas) présente un comportement plus chaotique suggérant une participation moindre de la biotite au cours la fusion.

biotite vers les faciès restitiques des métapélites, plus riches en biotite.

Relations entre les sources et les traces dans le granites : le rôle des fluides

Le rapport Rb/Sr dans le granite montre une augmentation avec le rapport isotopique initial. Dans des histogrammes de fréquence en fonction de la minéralogie (Fig. 75), on constate que les échantillons à 2 micas ont un rapport Rb/Sr en moyenne assez bas entre 2 et 4, les échantillons mixtes montrent une dispersion moins forte avec un maximum à 5 tandis que les granites à tourmaline ont un rapport plus élevé entre 5 et 14.

Deux explications complémentaires permettent d'expliquer cette dérive du rapport Rb/Sr : (1) une augmentation de la participation du feldspath potassique au cours de la fusion (LE BRETON & THOMPSON, 1988; HARRIS & INGER, 1993) et (2) une diminution de la participation des plagioclases (HOLTZ & JOHANNES, 1991), ces deux phénomènes étant contrôlés par une diminution de la fraction molaire en eau, dans la zone source, au cours de la fusion. On observe effectivement un accroissement de l'ordre de 25% de la concentration en Rb depuis les faciès à 2 micas jusqu'au faciès à tourmaline et une diminution de plus de 100% de la teneur en Sr. Le fait que le plagioclase participe moins à la fusion dans le cas des granites à tourmaline est confirmé par la diminution conjointe du Sr et du Ba depuis les faciès à 2 micas jusqu'au faciès à tourmaline.

A partir du diagramme de corrélation concentration modale de la muscovite dans la source en fonction du rapport Rb/Sr dans le produit de fusion (Fig. 76), on peut estimer approximativement, la fraction molaire en eau dans la zone source au moment de la fusion et le pourcentage de fusion partielle (HARRIS & INGER,

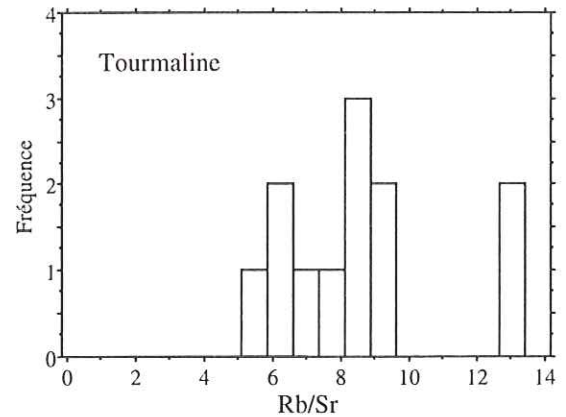
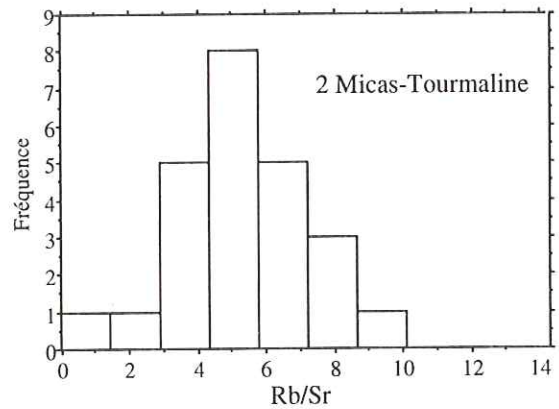
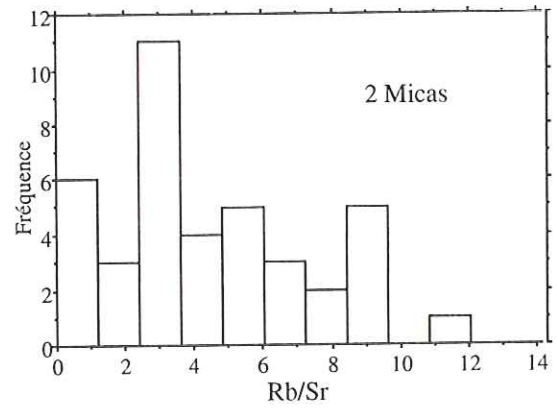


FIG. 75 - Histogrammes représentant le rapport Rb/Sr dans les trois faciès minéralogiques du granite du Manaslu. Noter l'augmentation du rapport Rb/Sr depuis les granites à deux micas jusqu'aux granites à tourmaline.

1992). Si on estime que les granites à tourmaline sont issus d'une source pélitique contenant environ 20% de muscovite avec un rapport Rb/Sr supérieur à 5, d'après ce diagramme, les granites à tourmaline seraient issus d'une fusion incongruente selon la réaction (1) en l'absence d'une phase fluide hydratée ("deshydratation melting") avec un taux de fusion assez bas de l'ordre de 0,1 à 0,15. A l'inverse les granites à deux micas, qui sont les mieux représentés dans le granite seraient issus d'une source métagrauwackeuse contenant environ 10% de muscovite avec un taux de fusion de l'ordre de 0,2 et une fraction molaire en eau plus importante, sans

toutefois que la saturation soit atteinte ce qui expliquerait, en particulier, les variations du rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (LE FORT, 1981; PICHAVANT, 1981). A noter que ce pourcentage de fusion de l'ordre de 0,1 à 0,2 correspond aux estimations de VIDAL *et al.* (1982)

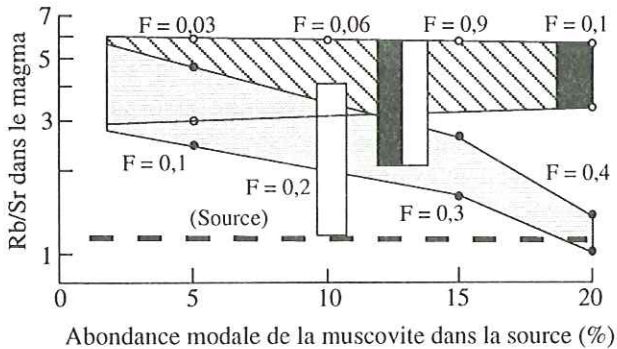


Fig. 76 - Diagramme de corrélation entre le rapport Rb/Sr dans le produit de fusion et la teneur normative en muscovite dans la zone source (d'après INGER & HARRIS, 1992). Les trois types pétrographiques de granite rencontrés dans le Manaslu ont été reportés en fonction de la teneur normative supposée dans les différentes zones sources (métapélitique et métagrauwackeuse). Les échantillons à deux micas (rectangle blanc) correspondraient à un taux de fusion de l'ordre de 0,2 en présence d'un fluide hydraté, tandis que les échantillons à tourmaline (rectangle noir) correspondraient à une fusion par déstabilisation de la muscovite et un taux de fusion inférieur de l'ordre de 0,1. Les échantillons mixtes à deux micas et tourmaline (rectangle blanc et noir) pourraient correspondre à un cas intermédiaire avec une forte variation de la teneur en H_2O d'un échantillon à l'autre.

à partir de la concentration en REE dans le granite du Manaslu.

Cette variabilité de la teneur en H_2O en fonction de la minéralogie dans le granite est corroborée par les travaux expérimentaux de SCAILLET (1991) qui montre que pour une teneur en eau inférieure à 0,3, cristallisent des granites à tourmaline et plagioclase précoces, tandis que pour une teneur en eau supérieure ou égale à 0,7, cristallisent des granites à 2 micas. De plus, le rapport moyen $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ autour de 0,9 dans le granite du Manaslu correspond d'après les travaux expérimentaux de HOLTZ *et al.* (1992) à une teneur moyenne en eau dans la zone source métagrauwackeuse autour de 0,7. Il est nécessaire toutefois d'imaginer des variations locales de la teneur en H_2O au cours de la fusion afin d'expliquer, la forte variabilité et la corrélation des teneurs en Na_2O et K_2O dans le granite. Une autre façon d'expliquer cette forte variabilité et en particulier le léger enrichissement en Na_2O dans les granites à tourmaline est de faire intervenir une teneur croissante du B_2O_3 (MANNING, 1981; PICHAVANT, 1984; LE FORT, 1981; LE FORT *et al.*, 1987) dans la source métapélitique. En effet, on observe une diminution drastique de la teneur en B_2O_3 dans les gneiss métapélitique de la FI qui pourrait être interprété comme une déstabilisation des tourmalines au cours du métamorphisme himalayen (RAI, 1993). Le bore ainsi libéré aurait joué un rôle

important durant l'anatexie. Nous rejoignons en cela les conclusions de BENARD *et al.* (1985) qui proposent que la cristallisation de tourmaline magmatique soit générée à partir de métasédiments alumineux riches en bore telles que les métapélites.

Il semblerait donc qu'une partie de l'évolution géochimique du Manaslu, en particulier celle des éléments en trace, soit directement contrôlée par la nature bimodale de la source. Compte tenu de la répartition des rapports initiaux ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) dans les différentes coupes systématique, nous envisageons que la fusion des niveaux grauwackeux et des niveaux pélitiques soit diachrone, ou que la fusion ne se soit pas produite au même niveau pour les deux sources. Le fait que l'on observe dans les migmatites de la Formation I la coexistence de niveaux pélitiques et grauwackeux exclut la seconde hypothèse. Cependant, le fait qu'il puisse y avoir diachronisme dans la fusion est démontré par l'étude des migmatites litées où alternent niveaux pélitiques et niveaux grauwackeux. JOHANNES (1983) montre que de par leur composition chimique proche de l'eutectique, les niveaux pélitiques fondent en premier, les niveaux grauwackeux ne seront mobilisés que si le point eutectique est déplacé vers le côté Ab-Qtz dans le diagramme quartz-albite-orthose par augmentation de température ou par augmentation de la teneur en bore et H_2O (PICHAVANT, 1983; PICHAVANT & MANNING, 1984).

Modèle de fusion de la Formation I et évolution chimique du Manaslu

En tenant compte des différents points discutés précédemment, nous pouvons proposer un modèle de fusion de la Formation I qui rend compte de l'évolution chimique du granite du Manaslu. Fusion des métapélites au rapport initial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) élevé en condition de forte sous-saturation en H_2O ($\text{XH}_2\text{O} < 0,3$ d'après SCAILLET *et al.*, 1991) selon la réaction (2). Le produit de fusion enrichi en plagioclase et en tourmaline présente un rapport Rb/Sr élevé avec corrélativement cristallisation abondante de biotite dans les restites et piégeage de monazite dans les biotites. Puis, du fait d'une augmentation locale de la teneur en H_2O au niveau de la source, fusion des niveaux plus grauwackeux selon la réaction (1). Dans ce cas, la biotite au liquidus explique l'abondance des faciès à 2 micas au rapport initial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) bas. Les faciès mixtes essentiellement issus d'une source métagrauwackeuse correspondraient à des teneurs en H_2O intermédiaires entre 0,7 et 0,3.

Ce schéma est différent de celui de HARRIS & INGER (1993) et HARRIS *et al.* (1993) dans la mesure où nous faisons intervenir (1) une variation notable de la teneur en H_2O au cours de la fusion et (2) des sources différentes pour les granites à tourmaline et les granites à deux micas.

Contrairement aux filons du Langtang ou au granite de Badrinath-Gangotri, le granite du Manaslu reste essentiellement un granite à biotite+muscovite; d'ailleurs les analyses isotopiques représentant une source d'origine métapélitique, représentent à peine 1/3 des mesures disponibles. De plus, le Manaslu représente un volume important comparativement aux filons du Langtang ou au granite à tourmaline de Gangotri-Badrinath (e.g. SCAILLET, 1991), ce qui suggère pour la magmatogénèse du Manaslu la présence effective d'un fluide hydraté au moment de la fusion de la Formation I afin d'expliquer un pourcentage de fusion supérieur, de l'ordre de 0.2 (GUILLOT & LE FORT, 1993).

IV. 3 CONCLUSION À L'ÉTUDE ISOTOPIQUE ET GÉOCHIMIQUE

Trois paramètres au minimum semble contrôler l'évolution chimique du granite du Manaslu:

- la nature "bimodale" de la source;
- la teneur en eau, bore et volatils;
- la cristallisation fractionnée (à un moindre titre).

La présence de deux sources de nature différente (pélitique et grauwackeuse) semble peut influencer de façon directe l'évolution des éléments majeurs, par contre les variations de la teneur en H₂O d'une source à une autre semble jouer un rôle important dans l'évolution des éléments en traces. A l'inverse de VIDAL *et al.* (1984) qui soulignaient l'importance des mélanges entre ces sources au cours de la fusion, nous proposons à partir de données isotopiques supplémentaires, que ces mélanges soient limités puisque l'on conserve pour une bonne part les rapports isotopiques initiaux. Nous retrouvons les conclusions de DENIEL *et al.* (1987) sur l'absence de mélange entre les différentes venues dans le site de mise en place, ce qui souligne la viscosité importante du magma, l'absence de système magmatique convectif et l'absence de flux hydraté sub-solidus.

Les variations chimiques des deux sources ne permettent cependant pas d'expliquer à elles-seules la répartition et les variations de certains éléments, en particulier les éléments en trace et les rapports Na₂O/K₂O et Rb/Sr. En effet, il est probable que les variations de l'activité en H₂O modifient le type de fusion et permettent d'expliquer par exemple l'abondance des restites à sillimanite dans les migmatites de la Formation I ou encore l'existence de feldspath potassique précoce dans le granite. Cependant, à l'inverse de HARRIS & INGER (1993) et HARRIS *et al.* (1993), nous pensons qu'une fusion anhydre par simple déstabilisation de la muscovite ne permet pas de rendre compte de l'ensemble de l'évolution chimique du granite. Enfin, la cristallisation fractionnée de biotite et de monazite permet d'expliquer les teneurs anormalement faibles en Th et REE (VIDAL *et al.*, 1982).

Tectonique et géochimie

La comparaison des cartes géochimiques et des données structurales (chapitre IV) ne permet pas de mettre clairement en évidence une ou plusieurs zones d'alimentation. Cependant, si l'on tient compte du modèle de mise en place proposé dans le chapitre IV, de la cartographie des rapports initiaux ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr et des cartes de microstructures, la ou les zones d'alimentation se situent vraisemblablement dans la partie basale du massif, au Sud ou au Sud-Ouest. De plus la mise en évidence d'une direction NW-SE dans les cartes d'éléments est compatible avec une zone de relai distensive ou de méga-fentes de tension selon cette direction. On retrouve cette direction N150 le long de l'accident majeur qui prend en écharpe le Manaslu. La comparaison des cartes microstructurales (figs. 57 & 58) avec les cartes d'éléments (Fig. 60) montre que les microstructures sont transverses sur les "directions isotopiques". Cette différence reflète probablement le fait que l'acquisition des structures subsolidus s'est effectuée bien après l'acquisition des directions géochimiques et indépendamment de l'origine du magma. En effet, les structures subsolidus apparaissent vers 500-550°C (GAPAIS, 1989b) soit probablement entre 3 et 5 Ma après la mise en place du granite si l'on se réfère à la figure 59. Le fait que la fabrication du granite est orientée signifie que l'activité tectonique décrochante s'est poursuivie après la mise en place du granite ce qui fait du Manaslu un véritable granite syn-tectonique.

Le Manaslu : deux granites emboîtés?

A plusieurs reprises nous avons souligné que la mise en place du Manaslu s'était effectuée rapidement en moins de 2 Ma vers 25 Ma soulevant ainsi le problème de la signification de l'isochrone à 18.1 Ma. S'il s'agit effectivement d'une seconde venue magmatique, l'ampleur du phénomène est difficile à appréhender : nous n'avons pas pu suivre sur le terrain, du fait du fort relief, un contact entre deux masses granitiques différentes malgré la mise en évidence, à l'Est de Bimtang, d'un contact de haute température entre deux venues magmatiques. De plus la géochimie des majeurs, des traces et les données isotopiques ne permet pas non plus de mettre en évidence deux corps granitiques emboîtés. Seules les cartes des microstructures (figs. 57 & 58) font ressortir une zone de haute température à l'Est et au Sud-Est de Bimtang qui pourrait correspondre à cette seconde venue. En effet, il est frappant d'observer au coeur du granite, des structures de haute température entourées par des structures de plus basse température. En fait, cette observation ne tient pas compte de la structure en dôme de ce secteur soulignée par les trajectoires de foliation. Il s'agit donc plus probablement d'une zone profonde du granite mise à l'affleurement qui a pu conserver ses structures de haute température au cours d'un refroidissement plus lent.

V.1 Le Manaslu : marqueur géodynamique de l'évolution de l'Himalaya Central

L'approche pluridisciplinaire développée au cours de cette étude nous permet de proposer un modèle d'évolution tectonométamorphique du Haut-Himalaya au Népal Central à l'Oligocène et au Miocène qui tient compte des contraintes analytiques et de terrain acquises dans cette région par P. LE FORT, A. PECHER et collaborateurs depuis une vingtaine d'années.

V.1.a La tectonique tangentielle

La profondeur de mise en place du granite du Manaslu implique l'existence d'un système de nappes au dessus des Séries Sédimentaires Téthysiennes (Fig. 77a). Nous avons discuté de l'âge de cette tectonique tangentielle dans le chapitre III : s'agit-il exclusivement d'un événement précoce datant du début de la collision Inde-Asie, ces nappes très internes constituées de flyschs et de séries ophiolitiques ont été décrites dans la zone de suture de l'Indus-Tsangpo (e.g. BURG, 1983; BURG *et al.*, 1987) et sont nécessaires pour expliquer le métamorphisme éo-himalayen enregistré dans le HHC (ENGLAND *et al.*, 1992). Dans le second cas faut-il envisager à l'instar de HODGES *et al.* (1988b), une seconde période de tectonique tangentielle, à vergence sud, à la fin de l'Oligocène. Le fait que le chevauchement de Kangmar ait pu être actif dès cette époque (e.g. BURG, 1983) est compatible avec l'existence d'un tel événement en Himalaya Central vers 30 Ma. La présence d'une tectonique chevauchante avant 25 Ma est d'ailleurs confirmée par le développement de plis isoclinaux probablement à vergence sud dans les Séries Sédimentaires Téthysiennes, repris dans les plis collapses à vergence nord (CABY *et al.*, 1983; COLCHEN *et al.*, 1986).

Contrairement à HODGES *et al.* (1988b) et HODGES & SILVERBERG (1988), nous n'imaginons pas que cette tectonique chevauchante soit directement responsable de l'augmentation de température observée dans le HHC au cours du métamorphisme himalayen M2. En effet, le laps de temps disponible entre cet épisode chevauchant et le début de la fusion du HHC est probablement inférieur à 5 Ma ce qui est trop court pour atteindre une relaxation thermique de la croûte épaissie (e.g. ENGLAND & THOMPSON, 1986). Par contre, la présence d'une nappe en position structurale superficielle a certainement favorisé la formation de reliefs importants dès cette époque comme semblent l'indiquer les rapports isotopiques de l'hydrogène mesurés dans le granite et dans son auréole de métamorphisme (FRANCE-LANORD *et al.*, 1988; ce travail).

V.1.b Extension-décrochement et mise en place du granite du Manaslu

La mise en place du granite du Manaslu vers 25 Ma est postérieure en grande partie au début de la tectonique en extension à vergence nord responsable de la formation des plis collapses type Annapurna-Naika (Fig. 77b). Bien que ne disposant pas de données géochronologiques sur cette tectonique extensive, les trajets PT montrent que cet événement est compatible avec la diminution de pression enregistrée au cours du métamorphisme M2 dans le HHC (PECHER, 1978; CABY *et al.*, 1983; PECHER, 1989) et contemporain de la formation de plans de cisaillement à sill+quartz montrant un mouvement normal vers le Nord ou le Nord-Est. La présence de reliefs importants et le passage du MCT sur une rampe sont probablement responsables de l'instabilité gravitaire qui a engendré ces plis collapses à vergence nord (CABY *et al.*, 1983; BURG *et al.*, 1984, BURCHFIEL & ROYDEN, 1985; BURCHFIEL *et al.*, 1992).

Cette décompression, accompagnée d'une augmentation de température vers le haut de la Formation I est un des mécanismes qui a favorisé la fusion des paragneiss. Cependant, la présence d'un fluide hydraté au moment de la fusion est nécessaire pour expliquer la fusion des niveaux pélitiques mais surtout des niveaux grauwackeux de la Formation I et l'évolution géochimique et isotopique du Manaslu. L'origine d'un tel fluide a été largement discutée et argumentée (LE FORT, 1975; 1981; 1986; FRANCE-LANORD & LE FORT, 1988). S'il s'agit effectivement d'un fluide issu de la déshydratation du Moyen-Pays, nous sommes obligés d'imaginer une venue brutale et massive de fluides entre 30 et avant 25 Ma, à relier au début du fonctionnement du MCT en Himalaya Central.

La mise en place du Manaslu n'est pas à relier directement à cette tectonique extensive à vergence nord, mais plutôt à la tectonique décrochante dextre qui affecte dès 25 Ma la zone située entre le sommet du HHC et la zone de suture de l'Indus-Tsangpo. Dans cette interprétation, nous proposons un changement dans la direction des mouvements avec passage d'une direction Nord-Sud à une direction Est-Ouest, lié à un blocage des mouvements collapses vers le Nord dans la région du Lajen, relayé par une extrusion latérale vers l'Est de l'ensemble du Sud-Tibet. Le fort gradient de température au sommet du cristallin du Haut-Himalaya semble jouer un rôle moteur dans l'amollissement thermique de la croûte et faciliter la localisation de la déformation dans cette zone. De plus, le développement d'une tectonique transtensive a facilité la mise en place des granites du type du Manaslu ou Gangotri-Badrinath.

Cette période entre 25 et 20 Ma pendant laquelle se mettent en place la plupart des leucogranites du Haut-Himalaya correspond également au fonctionnement de la faille du Fleuve-Rouge liée à l'extrusion vers le SE

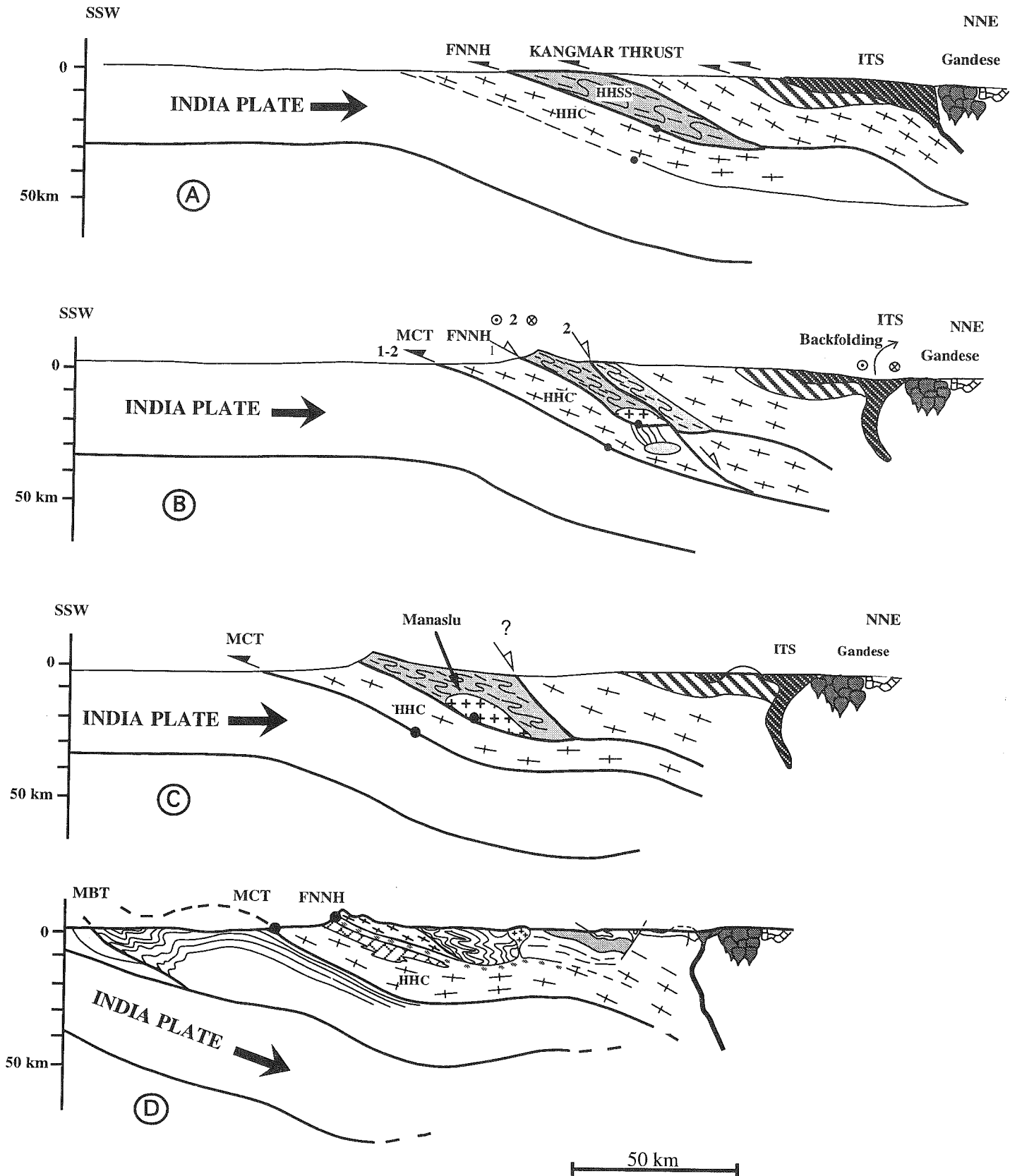


FIG. 77 - Evolution Schématique de la subduction intracontinentale en Himalaya de 30Ma à l'actuel. Redéssiné à partir des coupes de Burg (1983), France-Lanord & Le Fort (1988) et données inédites. A: vers 30 Ma, fonctionnement d'un chevauchement (équivalent latéral du Kangmar Thrust) au-dessus du HHSS. Au même moment, la FNNH aurait pu fonctionner également en chevauchement. B: entre 30 et 25 Ma (1) glissement gravitaire vers le Nord du HHSS le long de la FNNH et fusion du HHC et (2) emplacement du Manaslu dans une zone de relais distensive à la faveur de décrochements dextres liés à l'extrusion vers l'Est du Sud-Tibet. C: vers 20-18 Ma, exhumation rapide du Haut-Himalaya probablement par l'activation d'une faille normale au Nord du Granite. Ce second épisode extensif peut être responsable d'une refusion du HHC et de nouvelles venues magmatiques. D: coupe schématique de l'organisation actuelle de l'Himalaya Central. ITS : zone des nappes de l'Indus.

Himalaya correspond également au fonctionnement de la faille du Fleuve-Rouge liée à l'extrusion vers le SE du Bloc de la Sonde (TAPPONNIER *et al.*, 1990, LELOUP, 1991). Les déplacements enregistrés de long de la faille du Fleuve Rouge vers 25-23 Ma (plusieurs centaines de kilomètres selon LELOUP, 1991) et le long de la FNNH en Himalaya Central (quelques dizaines de kilomètres d'après PECHER, 1991) ne sont cependant pas directement comparables. Si on admet que le mouvement dextre le long de la FNNH et la mise en place des leucogranites correspondent à l'extrusion du Sud-Tibet (PECHER *et al.*, 1991; GUILLOT *et al.*, 1993b), ceci signifie que la majeure partie du mouvement n'a pas été enregistrée par cet accident, mais, soit par d'autres accidents E-W, soit par la zone de suture de l'Indus elle-même et la faille du Karakorum. Plusieurs arguments vont dans ce sens : le fait tout d'abord qu'il y ait diachronisme dans l'enregistrement de l'âge de la FNNH et dans la mise en place des granites (21-22 Ma au Garhwal, 25 Ma au Népal Central, 21-20 Ma dans la région de l'Everest) suggère que cet accident n'a pas fonctionné en même temps tout le long de la chaîne et par conséquent d'autres accidents en relais étaient probablement actifs au même moment. Le fonctionnement d'autres accidents plus au Nord est suggéré par la manière dont se met en place le granite du Manaslu. En effet, le Manaslu s'est probablement mis en place dans une zone de relai distensifs entre deux accidents dextres parallèles, actifs au même moment. De plus, LE FORT (1988) propose que le rejet latéral le long de la faille du Karakorum a été d'au moins 300 km et pour ARMIJO *et al.* (1989), au moins 1000 km en se basant sur la discontinuité cartographique des plutons du Transhimalaya, de part et d'autre de la faille du Karakorum. L'évolution actuelle de la partie méridionale du Nord-Tibet avec le développement d'une grande zone de décrochement en échelon (Karakorum-Jiali fault zone; TAPPONNIER *et al.*, 1986; ARMIJO *et al.*, 1986; ARMIJO *et al.*, 1989) est certainement très comparable à la partie méridionale du Sud-Tibet au début du Miocène avec fonctionnement de nombreuses zones extensives, obliques sur l'accident principal.

V.1.c Uplift et dénudation tectonique

La période entre 15 et 20 Ma est importante dans l'évolution de la chaîne et plus particulièrement en Himalaya Central. Tout au long de la chaîne, mais également dans le Sud-Tibet, un refroidissement rapide est enregistré par les géothermochronomètres. HARRISON *et al.* (1992) font correspondre cette période à une remontée rapide de la partie sud du plateau tibétain accompagnée d'une dénudation tectonique. Si il y a effectivement dénudation tectonique durant cette période (la faille normale de Rongbuk a été datée par HODGES *et al.*, 1992 vers 20 Ma), il n'y a pas de marqueur direct d'une remontée du plateau tibétain, d'autant plus que des reliefs

importants existaient dès cette époque et même avant (FRANCE-LANORD *et al.*, 1988; ce travail). Dans la région du Manaslu, la période 19-17 Ma correspond à une augmentation de la vitesse de refroidissement de 20°/Ma à plus de 100°/Ma qui se traduit par une augmentation de la vitesse d'exhumation de 0,7 mm/a à près de 2 mm/a. Nous pensons que cette période correspond à une seconde phase de dénudation tectonique au-dessus du granite (Fig. 77c) qui pourrait être responsable de nouvelles venues magmatiques au SW du massif. Le fait que le Cristallin du Haut-Himalaya était encore thermiquement actif vers 18 Ma est attesté par la différence de pression, à température constante, enregistrée entre l'aurole de contact du Manaslu et le HHC suggérant que ce dernier était encore à une température de 600°C, 3 à 5 Ma au moins, après la mise en place du granite. La possibilité d'une réfraction thermique au toit du HHC est donc tout à fait envisageable.

V.2 Comparaison entre Chaîne Varisque et Chaîne Himalayenne

Ces deux segments orogéniques ont été souvent comparés car ils correspondent tous les deux à des modèles de chaîne de collision par subduction intraocéanique puis intracontinentale (e.g. MATTAUER, 1986). L'analogie en particulier entre la Faille Normale Nord Himalayenne et la Zone Broyée Sud Armoricaïne est évidente puisqu'il s'agit dans les deux cas de failles de transfert entre deux blocs continentaux, jalonnées par des granites syntectoniques. Un autre point de comparaison est la propagation dans le temps vers les zones de plus en plus externes des chevauchements (e.g. MASCLE, 1985; LE FORT, 1989 pour l'Himalaya; MATTE, 1986 et COSTA, 1990 pour la Chaîne varisque).

Le point dont je voudrais discuter ici est le diachronisme est-ouest mis en évidence récemment dans l'évolution intracontinentale de ces deux segments orogéniques. En effet, la similitude est frappante entre la Chaîne varisque et la Chaîne himalayenne tant dans la chronologie des événements tectonométamorphiques d'Est en Ouest que dans ses conséquences sur l'évolution P-T : Le Massif Central Français (M.C.F.) s'étend sur 350 km d'Est en Ouest est caractérisé par un diachronisme Est-Ouest dans son évolution continentale avec des âges de structuration tectonométamorphique allant de 390-370 Ma dans la partie ouest et 360-340 Ma dans la partie est. De plus, les granitoïdes syn à tardi-orogéniques se mettent en place plus tardivement à l'Est qu'à l'Ouest (e.g. COSTA, 1990). A cette migration des âges vers l'Est s'ajoutent des trajets P-T contrastés des éclogites avec une évolution rétromorphique à moyenne et basse température dans la partie ouest et avec augmentation de température dans la partie est (MERCIER *et al.*, 1991) (Fig. 78). Afin d'expliquer cette évolution contrastée, MERCIER *et al.* (1991) envisagent un phénomène d'écrantage thermique précoce dans la

partie ouest de la Chaîne varisque par chevauchement de l'Unité Supérieure des Gneiss sur l'Unité Inférieure retardant la relaxation thermique de la croûte, alors que dans la partie Est, ce chevauchement s'est effectué 40 Ma plus tard permettant un réchauffement de l'unité du Lyonnais au cours de la remontée de la Chaîne.

La Chaîne himalayenne présente une évolution P-T-t très comparable : (i) d'Ouest en Est, les âges de refroidissement mesurés sur les leucogranites

himalayens oligo-miocènes diminuent de 35 Ma à moins de 15 Ma (ZEITLER & CHAMBERLAIN, 1991, VILLA & ODDONE, 1988); (ii) les seules reliques éclogitiques et granulitiques, marqueurs d'une évolution de HP-BT, sont observables dans la partie ouest de la Chaîne (POGNANTE & SPENCER, 1991; POGNANTE *et al.*, 1993); (iii) le Cristallin du Haut-Himalaya montre une augmentation de température et une diminution de pression d'Ouest en Est avec en

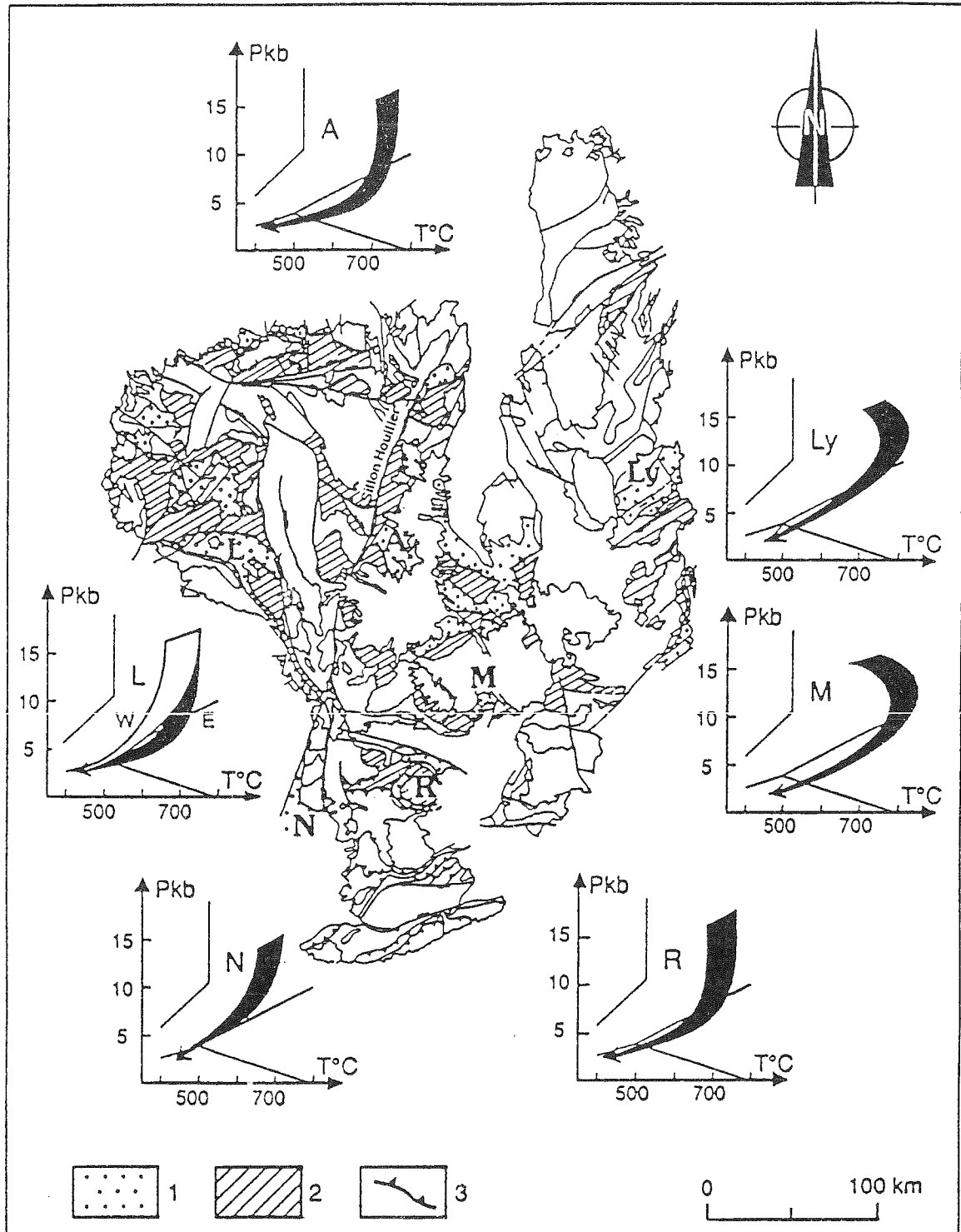


FIG. 78 - Carte structurale géologique du Massif Central Français avec les différents trajets P-T-t des éclogites de l'Artense (A), du Lyonnais (Ly), de Marvejols (M), de Najac (N) et du Rouergue (R). 1 : Unité supérieure des Gneiss; 2 : Unité inférieure des Gneiss; 3 : Chevauchement Médio-Varisque (d'après MERCIER *et al.*, 1991).

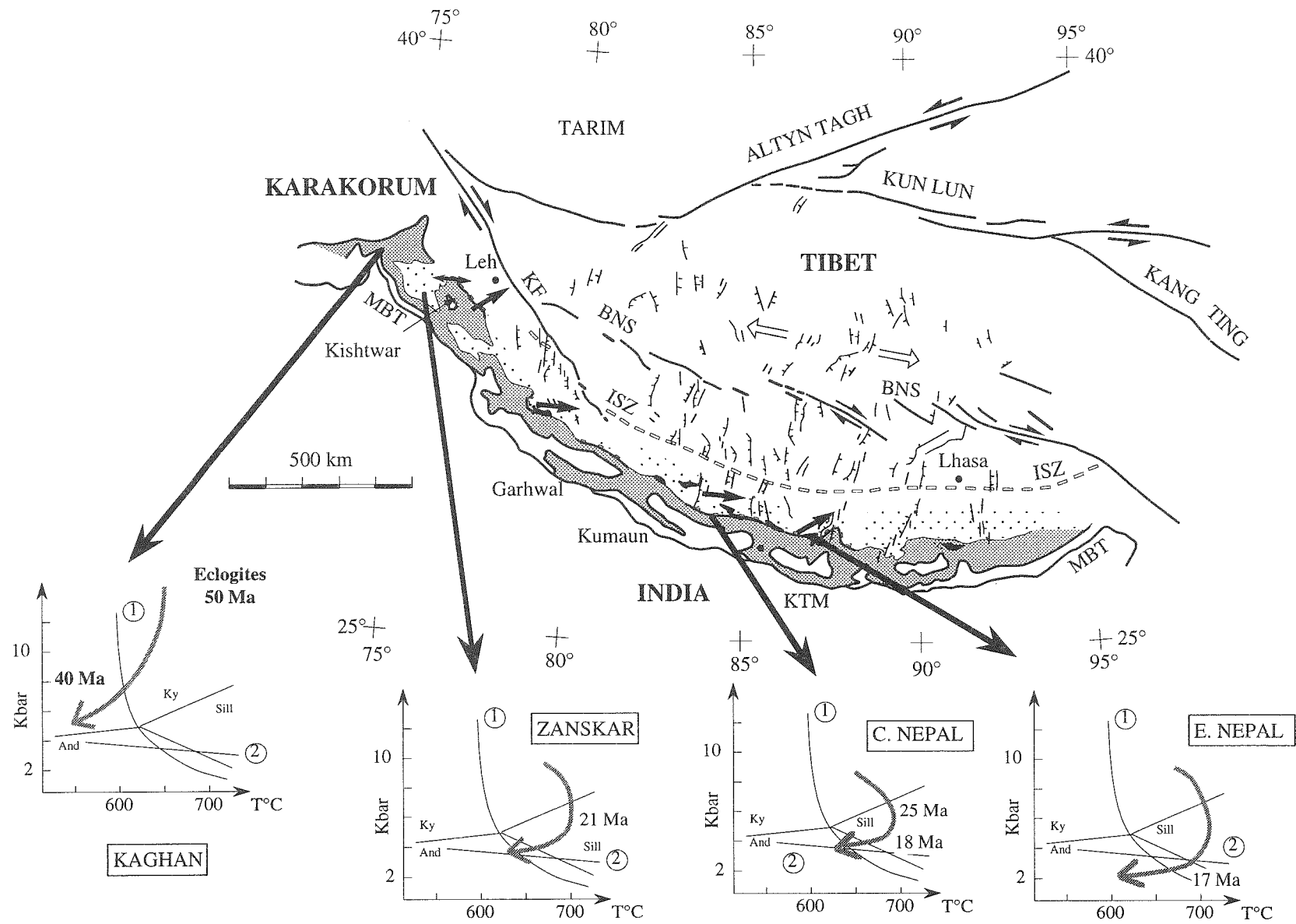


Fig. 79 - Trajectoires P-T-t au sommet du Cristallin du Haut Himalaya le long de la Chaîne Himalayenne redessinée à partir des cartes de PECHER (1991) et POGNANTE (1993) et des données de POGNANTE *et al.*, (1990); TONARINI *et al.*, (1992); LE FORT & PECHER (1986). KTM: Kathmandu; MBT: Main Boundary Thrust; ISZ: Suture de l'Indus-Tsangpo; K.F.: faille du Karakorum; BNS: Suture de Banggong-Nujiang réactivé par la faille en échelon de Jiali. Les flèches noires au niveau de l'Himalaya correspondent aux directions de mouvement au Miocène. Sur les diagrammes P-T-t, 1 correspond au solidus hydratée des granites et 2 à la limite supérieure de stabilité de la cordiérite ferrifère.

oriental (Fig. 79). Il est communément admis que la collision Inde-Asie a commencé très tôt dans la partie ouest de la Chaîne dès 50-55 Ma alors que dans la partie est, la collision a pu se faire 5 à 10 Ma plus tard par suite de la rotation anti-horaire de l'Inde d'une vingtaine de degrés (PATRIAT & ACHACHE, 1984; BESSE *et al.*, 1984). Pour POGNANTE (1993), la collision précoce dans la partie ouest de la Chaîne est responsable de l'exhumation rapide entre 50 et 40 Ma alors que dans la partie est l'exhumation plus lente et plus tardive a permis une relaxation thermique de la croûte. Deux autres éléments sont cependant à prendre en considération : l'activation du MCT et de la FNNH. Si on reprend le schéma proposé par MERCIER *et al.* (1991) pour le M.C.F. et qu'on le transpose à l'Himalaya, on peut imaginer que l'activation du MCT a commencé plus tardivement à l'Est qu'à l'Ouest du fait de la rotation de l'Inde et de l'extrusion vers l'Est du Sud-Tibet. Ce diachronisme aurait permis une relaxation thermique de la partie orientale du HHC, au cours de son exhumation et ceci avant son chevauchement sur les formations froides et peu métamorphiques du Moyen-Pays. Dans ce schéma, l'activation de la FNNH puis du décrochement dextre est également plus tardif vers l'Est. Il n'est ainsi pas surprenant que les leucogranites soient plus abondants et plus jeunes dans la partie centrale et orientale de la Chaîne alors que dans la partie ouest, en particulier au Zaskar, ils sont quasiment absents. En effet, le fait que le maximum de température soit atteint plus tardivement à l'Est et à plus basse pression, a certainement favorisé un pourcentage de fusion plus important du Cristallin du Haut-Himalaya.

V.3 Conclusion générale

Les granites apparaissent comme des marqueurs privilégiés pour la compréhension des phénomènes tectonométamorphiques dans les chaînes de montagne. En effet, depuis leur genèse jusqu'à leur refroidissement, ils enregistrent dans leur évolution structurale, microstructurale, géochimique, géochronologique et métamorphique les différents stades de l'évolution d'un segment orogénique. Ainsi dans le cas du Manaslu, c'est près de 15 Ma de l'histoire de l'Himalaya central que nous avons essayé de retracer.

Cette période entre 30 et 15 Ma apparaît comme une période clef dans l'évolution de la chaîne, période pendant laquelle se succèdent rapidement différents événements tectonométamorphiques que l'on peut résumer de la manière suivante :

- vers 30 Ma : chevauchement vers le Sud de la partie nord du Haut-Himalaya;
- entre 30 et 25 Ma : extension vers le Nord, activation du MCT et fusion du HHC;
- 25-20 Ma : extrusion latérale du Sud-Tibet et mise en place des granites;
- 20-15 Ma : extension vers le Nord de l'ensemble

du Haut-Himalaya.

La chaîne himalayenne est un des rares exemples au monde de chaîne de montagne dans laquelle on peut mettre en évidence la contemporanéité des phénomènes compressifs, extensifs et d'une anatexie crustale associée, sur une largeur cumulée de l'ordre de la centaine de kilomètre et une épaisseur crustale de plus de 30 km. Cette coupe naturelle en 3D de la croûte continentale permet de faire le lien entre les différents événements tectonométamorphiques se produisant simultanément dans des niveaux structuraux plus ou moins élevés. Ainsi dans le cas de l'Himalaya Central, la convergence entre l'Inde et l'Asie a été accommodée durant l'Oligocène et le Miocène par un chevauchement intracontinental majeur dans la croûte moyenne et inférieure alors que plus superficiellement, détachements et décrochements dominaient et favorisaient la mise en place des leucogranites du type du Manaslu.

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à Patrick le Fort et Arnaud Pêcher pour leur soutien constant et les nombreuses discussions que nous avons eues sur le terrain et au laboratoire. Je les remercie vivement de m'avoir fait partager leur connaissance et leur enthousiasme pour la géologie himalayenne.

Je remercie Georges Masclé pour la confiance qu'il m'a accordé en m'accueillant dans son laboratoire mais également pour sa disponibilité tant scientifique qu'administrative.

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans le soutien scientifique et matériel de nombreuses personnes:

Pierre Rochette m'a accueilli avec beaucoup d'amabilité dans son laboratoire de magnétisme des roches à l'IRIGM (Grenoble) où il m'a initié à la technique ASM et a contribué à l'amélioration du mémoire. Qu'il trouve ici l'expression de ma plus vive reconnaissance.

Christian France-Lanord m'a fait partager, au sein de son laboratoire au CRPG de Nancy, son savoir dans le domaine des isotopes stables et sur la géochimie du Manaslu, il a de plus accepté de rapporter mon travail. Je tiens à lui adresser mes remerciements les plus sincères.

Kip Hodges m'a permis de découvrir la technique de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et m'a fait partager ses nombreuses connaissances de la géologie himalayenne et la thermobarométrie. Je le remercie également pour son accueil chaleureux au sein du M.I.T et de bien vouloir juger ce manuscrit.

Je suis très redevable à Jean-Marc Lardeaux pour m'avoir fait partager durant plusieurs années, sa passion et ses connaissances des phénomènes tectonométamorphiques dans les chaînes de montagnes, je le remercie également de bien vouloir

tectonométamorphiques dans les chaînes de montagnes, je le remercie également de bien vouloir juger ce travail.

Jean-Luc Bouchez est vivement remercié de bien vouloir rapporter ce travail, ces nombreuses suggestions ont de plus fortement aidé à la réalisation finale du manuscrit.

Albrecht Steck a bien voulu juger ce travail, qu'il en soit remercié.

L'ensemble des personnes du laboratoire qui m'ont aidé par leur présence et leur soutien de tous les jours, en particulier J. Aprahamian, C. Basile, E. Blanc, M. Bonhomme, J.P. Bouillin, E. Carrio, E. Chalaron, J. Cochet, F. Debon, T. Dumont, J.C. Demenjon, C. Freyrier, P. Huyghe, H. Lapierre, J.M. Léonard, C. Louvat, Y. Lemenicier, C. Meugniot, J.L. Mugnier, S.M. Raï, J.P. Revol, F. Senebier, et P. Tricart est ici remercié.

Je remercie vivement M. Argot et H. Arnaud pour

leur précieux concours dans la mise en forme finale du manuscrit.

Je remercie également les différentes personnes qui ont été des interlocuteurs scientifiques appréciés, au cours de mes séjours extra-muros: B. Hames, M. Chaussidon, S. Inger, M. Moisy, A. MacFarlane, L. Spring et I. Villa.

Ce travail de thèse a bénéficié d'un important soutien financier de la part du CEA (contrat n° MC/15.154) que nous remercions vivement.

Enfin, à l'heure de clore ce travail, mes pensées vont vers ma famille et plus particulièrement à mes parents qui m'ont toujours encouragé dans mes entreprises, vers Fabienne et mes amis qui me supportent quotidiennement, dans tous les sens du terme !!

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ACHACHE, J., COURTILOT, V. & ZHOU, Y.X. (1984). - Paleogeographic and tectonic evolution of Southern Tibet since Middle Cretaceous times : New paleomagnetic data and synthesis. *J. Geophys. Res.*, 89, 331-339.
- ALLEGRE, C.J. & et al. (1984). - Structure and evolution of the Himalaya Tibet orogenic belt. *Nature*, 307, 17-22.
- AMANO, K. & TAIRA, A. (1992). - Two-phase uplift of Higher Himalayas since 17 Ma. *Geology*, 20, 391-394.
- AMICE, M., (1990). - Le complexe granitique de Cabeza de Araya (Estrémadure, Espagne). Thèse de Doctorat, Toulouse, 220p.
- ARGAND, E. (1924). - La tectonique de l'Asie. *C.R. 13 Cong. Géol. Int.*, 1922, 171-372.
- ARITA, K. (1981). - Origin of the inverted metamorphism of the lower himalayas, Central Nepal. *Tectonophy.*, 95, 43-60.
- ARMJO, R., TAPPONNIER, P. & HAN, T. (1989). - Late Cenozoic right lateral strike-slip faulting in southern Tibet. *J. Geophys. Res.*, 42, 11236-11268.
- ARMJO, R., TAPPONNIER, P., MERCIER, J.L. & HAN, T. (1986). - Quaternary extension in Southern Tibet : field observations and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 91, 13803-13872.
- ARZI, A. (1978). - Critical phenomena in rheology of partial melted rocks. *Tectonophy.*, 44, 173-184.
- AVOUAC, J.P. & TAPPONNIER, P. (1993). - Cinématique des déformations actives en Asie Centrale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, 1791-1798.
- BASSOULLET, J.P., COLCHEN, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J., MASCLE, G. & REIBEL, G. (1983). - Geological studies in the Indus suture zone of Ladakh (Himalayas). In: contribution to Himalayan Geology, 2, Gupta ed, Indust. Publ. Corp., Dehli, 96-124.
- BATEMAN, R. (1984). - On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophy.*, 110, 211-231.
- BAUD, E., GAETANI, M., GARZANTI, E., FOIS, E., NICORA, A. & TINTORI, A. (1984). - Geological observations in southeastern Zaskar and adjacent Lahul area (Northwestern Himalaya). *Eclogae Helv.*, 77, 171-197.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979). - Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation on granites : the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1, 31-32.
- BESSE, J., COURTILOT, V., POZZI, J.P., WESTPHAL, M. & ZHOU, Y.X. (1984). - Palaeomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangpo suture. *Nature*, 311, 621-626.
- BIGEISEN, J., PERLMAN, M.L. & PROSSER, H.C. (1952). - Conversion of hydrogenic materials to hydrogen for isotopic analysis. *Anal. Chem.*, 24, 1356.
- BLAMART, D., PICHAVANT, M. & SHEPPARD, S. (1989). - Détermination expérimentale du fractionnement isotopique D/H entre tourmaline et eau à 600, 500°C et 3 kbar. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 308, 39-44.
- BLUMENFELD, P. (1983). - Le "tuilage des mégacristaux", un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. Applications au granite de Barbey-Séroux (Vosges, France). *Bull. Soc. géol. France*, 3, 309-318.
- BONIN, B. (1988). - From orogenic to anorogenic environments : evidence from associated magmatic episodes. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 68, 301-311.
- BONIN, B. (1982). - Les granites des complexes annulaires. *BRGM publ.*, 4, 17.
- BORDET, P. (1956). - La structure géologique du Népal oriental. *Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydr.*, 65, 282-290.
- BORDET, P. (1961). - Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Makalu. *Ed. Cent. Natl. Rech. Sci. Paris*, 275p.
- BORDET, P., COLCHEN, M. & LE FORT, P. (1975). - Recherches Géologiques dans l'Himalaya du Népal, région du Nyi-Shang. *Ed. Cent. Natl. Rech. Sci.*, Paris, 138p.
- BOTTINGA, Y. & JAVOY, M. (1975). - Oxygen isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 13, 401-418.
- BOUCHEZ, J.L., DELAS, C., GLEIZES, G., NÉDÉLEC, A. & CUNÉY, M. (1992). - Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20, 35-38.
- BOUCHEZ, J.L. & DIOT, H. (1990b). - Nested granites in question : contrasted emplacement kinematics of independant magmas in the Zaër pluton, Morocco. *Geology*, 18, 35-38.
- BOUCHEZ, J.L., GLEIZES, G., DJOUADI, T. & ROCHETTE, P. (1990). -

- Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement of granites : the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophy.*, 184, 157-171.
- BOUCHEZ, J.L. & GUILLET, P.&C.F. (1981). - Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guérande (Loire-Atlantique, France). *Bull. Soc. Géol. France*, XXIII, 4, 387-399.
- BOUCHEZ, J.L. & PECHER, A. (1981). - Himalaya Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*, 78, 23-50.
- BOULLIER, A.M., FRANCE-LANORD, C., DUBESSY, J., ADAMY, J. & CHAMPENOIS, M. (1991). - Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal). *Contr. Miner. Petrol.*, 107, 358-372.
- BREMOND D'ARS (de), J. (1990). - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Thèse de Doctorat, Rennes, 254p.
- BROUAND, M., (1989). - Pétrogénèse des migmatites de la Dalle du Tibet (Himalaya du Népal). Thèse de Doctorat, Nancy, 224p.
- BROWN, R.L., NAZARCHUK, J.H. & PARRISH, R.R. (1993). - U-Pb determinations and tectonic history in the Kali Gandaki region (Annapurna Himal, West-Central Nepal). 8th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, Vienne, abstract, p.8.
- BRUN, J.P., (1981). - Instabilités gravitaires et déformation de la croûte continentale. Application au développement des dômes et des plutons. Thèse d'état, Paris, 350p.
- BRUN, J.P., BURG, J.P. & GUO, M.C. (1985). - Strain trajectories above the Main Central Thrust (Himalaya) in southern Tibet. *Nature*, 313, 388-390.
- BRUN, J.P. & PONS, J. (1981). - Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3, 219-229.
- BRUNEL, M. (1975). - La nappe du Mahabharat. Himalaya du Népal Central. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 280, 551-554.
- BRUNEL, M. & KIENAST, J.R. (1986). - Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles himalayens sur la transversale de l'Everest-Makalu (Népal oriental). *Can. J. Earth Sci.*, 23, 1117-1137.
- BURBANK, D.W., DERRY, L.A. & FRANCE-LANORD, C. (1993). - Reduced Himalayan sediment production 8 Myr ago despite an intensified monsoon. *Nature*, 364, 48-50.
- BURCHFIEL, B.C., CHEN, Z., HODGES, K.V., LIU, Y., ROYDEN, L.H., DENG, C. & XU, J. (1992). - The South Tibetan Detachment System, Himalayan Orogen : extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. Boulder, CO, *Geol. Soc. Am.*, 269, 41p.
- BURCHFIEL, B.C. & ROYDEN, H. (1991). - Tectonics of Asia 50 years after the death of Emile Argand. *Eclogae geol. Helv.*, 84, 599-629.
- BURCHFIEL, B.C. & ROYDEN, L.H. (1985). - North-South extension within the convergent Himalayan region. *Geology*, 13, 679-682.
- BURG, J.P., (1983). - Tectogénèse comparée de deux segments de Chaîne de collision : le Sud du Tibet (suture du Tsangpo) et la chaîne hercynienne en Europe (sutures du Massif Central). Thèse d'état, Montpellier, 420p.
- BURG, J.P., BRUNEL, M., GAPAIS, D., CHEN, G.M. & LIU, G.H. (1984b). - Deformation of the leucogranites of the crystalline main central sheet in southern Tibet (China). *J. Struct. Geol.*, 6, 532-542.
- BURG, J.P., GUIRAUD, M., CHEN, G.M. & LI, G.C. (1984). - Himalayan metamorphism and deformation in the North Himalayan Belt (Southern Tibet, China). *Earth Planet. Sci. Letters*, 69, 391-400.
- BURG, J.P., LEYRELOUP, A., GIRARDEAU, J. & CHEN, G.M. (1987). - Structure and metamorphism of a tectonically thickened continental crust : the Yalu Tsangpo suture zone (Tibet). *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 321, 67-86.
- BURNHAM, W. (1967). - Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Edited by H.L. Barnes., 670p.
- CABY, R., PECHER, A. & LE FORT, P. (1983). - Le grand chevauchement central himalayen: nouvelles données sur le métamorphisme inverse à la base de la Dalle du Tibet. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, 24, 89-100.
- CARSLAW, H.S. & JAEGER, J.C. (1959). - Conduction of heat in solids. Oxford University press, New York, 510p.
- CARTWRIGHT, I. & WALLEY, J.W. (1991). - Steep oxygen-isotope gradients at marble metagranite contacts in the northwest Adirondack Mountain, New-York, USA : products of fluid-hosted diffusion. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 107, 148-163.
- CASTRO, A. (1987). - On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geol. Rundschau*, 76, 101-124.
- CASTRO, A. (1986). - Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *J. Struct. Geol.*, 8, 633-645.
- CHANG, C. & PAN, Y. (1981). - A brief discussion on the tectonic evolution of the Qinghai-Xizang plateau. *Geological and Ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau*, 1, 1-181.
- CHANG, C.F., ZHENG, X.L. & PAN, Y.S. (1977). - The geological history, tectonic zonation and origin of uplifting of the Himalaya. Beijing, *Inst. Geol., Acad. Sinica*, 17p.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974). - Two contrasting granite type. *Pacific Geol.*, 8, 172-174.
- CHEN, C.W. & DEPAOLO, D.J. (1992). - Rb-Sr microchrons in the Manaslu granite: implications for Himalayan thermochronology. *EOS*, 73, p.545.
- CLAYTON, D.W. & MAYEDA, T.K. (1963). - The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. & Cosmochim. Acta*, 27, 43-52.
- COBBOLD, P.R. & DAVY, P. (1988). - Indentation tectonics in nature and experiment. 2. Central Asia. *Bull. Geolog. Institut. Uppsala, N.S.*, p.14.
- COLCHEN, M. (1993). - Late orogenic extension in the High Himalaya : the Thakkhola Hemi-Graben (Nepal). 8th Himalaya Karakorum Tibet workshop, Vienne, P.14.
- COLCHEN, M., LE FORT, P. & PECHER, A. (1986). - Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal. Annapurna, Manaslu, Ganesh. C.N.R.S ed., 136p.
- COPELAND, P., HARRISON, T.M., HODGES, K.V., MARUÉJOL, P., LE FORT, P. & PECHER, A. (1991). - A post-metamorphic thermal disturbance of the Main Central Thrust. *J. Geophys. Res.*, 96, 8475-8500.
- COPELAND, P., HARRISON, T.M. & LE FORT, P. (1990). - Age and cooling of the Manaslu granite : implications for Himalayan tectonics. *J. Volc. Geoth. Res.*, 44, 33-50.
- COPELAND, P., PARRISH, R.R. & HARRISON, T.M. (1988). - Identification of inherited radiogenic Pb in monazite and its applications for U-Pb systematics. *Nature*, 333, 760-763.
- COSTA, S., (1990). - De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique: 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif Central Français. Une étude chronologique par la méthode 40Ar/39Ar. Thèse de Doctorat, Montpellier, 441p.
- COURRIOUX, G. (1983). - Exemple de mise en place d'un leucogranite pendant le fonctionnement d'une zone de cisaillement : le granite hercynien de Puente deume (Galice, Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, 3, 301-307.
- COURRIOUX, G. (1987). - Oblique diapirism : the Criffel granodiorite/granite zoned pluton (Southwest Scotland). *J. Struct. Geol.*, 9, 313-330.
- COWARD, M.P., WINDLEY, B.F., BROUGHTON, R., LUFF, I.W., PETERSON, M.G., PUDSEY, C., REX, D. & KHAN, M.A. (1986). - Collision tectonics in the N.W. Himalayas. In : M.P. Coward & A.C. Ries (Eds); "Collision Tectonics" *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 19, 203-216.
- CRAWFORD, M.L. & CRAWFORD, W.A. (1991). - Magma emplacement in a convergent tectonic orogen, southern Revillagigedo Island, southeastern Alaska. *Can. J. Earth Sci.*, 28, 929-938.

- CUNNEY, M., LE FORT, P. & ZHIXIANG, W. (1984). - Uranium and Thorium geochemistry and mineralogy in the Manaslu leucogranite (Nepal, Himalaya). In : *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations*, proceedings of a symp., Nanjing, *Sciences press Edit*, Beijing, Chine, 853-873.
- DAHAMANI, A., (1985). - Le métamorphisme dans l'auréole du granite d'Oulmès (Maroc Central) : étude pétrographique et relations avec les déformations hercyniennes. Thèse de Doctorat, Rabat, 185p.
- DE LAROCHE, H., LETTERIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. (1980). - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R1 diagrams and major element analyses. Its relationships with current nomenclature. *Chem Geol.*, 29, 183-210.
- DEBON, F., LE FORT, P., SHEPPARD, S.M.F., SONET, J. & ZIMMERMANN, J.L. (1987). - Plutonism in western Karakorum and Northern Kohistan (Pakistan): a composite Mid-Cretaceous to upper Cenozoic magmatism. *Lithos*, 20, 19-40.
- DEBON, F., LE FORT, P. & SONET, J. (1981). - Granitoid belt West and South of Tibet. About their geochemical trends and Rb/Sr isotopic studies. Proc. Symp.,
- DEBON, F. & LE FORT, P. (1988). - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications. *Bull. Minéral.*, 111, 493-510.
- DEBON, F., SONET, J., LIU, J.H., JIN, C.W. & XU, R.H. (1982). - Caractères chimico-minéralogiques majeurs et datations Rb/Sr des trois ceintures plutoniques du Tibet méridional. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 295, 213-218.
- DEBON, F., ZIMMERMANN, J.L., LIU, J.H., JIN, C.W. & XU, R.H. (1985). - Time relationships between magmatism, tectonics and metamorphism in three plutonic belts in southern Tibet: new K-Ar data. *Geol. Rundsch.*, 74/2, 229-236.
- DENIEL, C., (1985). - Apport des isotopes du Sr, du Nd et du Pb à la connaissance de l'âge et de l'origine des leucogranites himalayens. Exemple du Manaslu (Himalaya, Népal). Thèse de Doctorat, Clermont-Ferrand, 151p.
- DENIEL, C., VIDAL, A., FERNANDEZ, A. & LE FORT, P. (1987). - Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal) : Inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 78-82.
- DENIEL, C., VIDAL, P. & LE FORT, P. (1986). - Les leucogranites himalayens et leur région source probable : les gneiss de la "Dalle du Tibet". *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 303, 57-60.
- DEWEY, J.F. & BIRD, J.M. (1970). - Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, 75, 2626-2647.
- DEWEY, J.F., SHACKLETON, R.M., CHANG, C. & SU, Y. (1988). - The tectonic evolution of the Tibetan plateau. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A327, 379-413.
- DICKINSON, M.P.I. & HEWITT, D.A. (1986). - A garnet-chlorite geothermometer (abstract). *Geol. Soc. Am. Ab.*, 18, p. 584.
- DIOT, H. & BOUCHEZ, J.L. (1989). - Les granitoïdes hercyniens de la Haute-Moulouya (Maroc) : leur structure primaire déduite de l'ASM. Indications sur leur mise en place. *Bull. Soc. géol. France*, V, 705-716.
- DIXON, J.M. & SIMPSON, D.G. (1987). - Centrifuge modelling of laccolith intrusion. *J. Struct. Geol.*, 9, 87-103.
- DRANSFIELD, M. (1993). - Extensional exhumation of high-grade metamorphic rocks in the Zaskar Himalaya. 8th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, Vienne, abstract, p.16.
- ENGLAND, P., LE FORT, P., MOLNAR, P. & PECHER, A. (1992). - Heat sources for Tertiary metamorphism and anatexis in the Annapurna-Manaslu region (Central Nepal). *J. Geophys. Res.*, 97, 2107-2128.
- ENGLAND, P.C. & HOUSEMAN, G.A. (1986). - Finite strain Calculations of continental deformation II: applications to the India-Asia plate collision. *J. Geophys. Res.*, 91, 3664-3676.
- ENGLAND, P.C. & HOUSEMAN, G.A. (1988). - The mechanics of the Tibetan plateau. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A326, 301-320.
- ENGLAND, P.C. & MOLNAR, P. (1990). - Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet. *Nature*, 344, 140-142.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A.B. (1984). - Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25, 894-928.
- ENGLAND, P.C. & THOMPSON, A.B. (1986). - Some thermal and tectonic models for crustal melting in continental zones. In: *Collision Tectonics*, M.P. Coward and A.C. Ries (eds), *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, 19, 83-94.
- ENGLAND, R.W. (1990). - The identification of granitic diapirs. *J. Geol. Soc. London*, 147, 931-933.
- ETHERIDGE, M.A. & COOPER, J.A. (1981). - Rb-Sr isotopic and geochemical evolution of a recrystallized shear zone at Broken Hill. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 74-84.
- FAURE, M. & PONS, J. (1991). - Crustal thinning by the shape of the Namurian-Westphalian leucogranite in the Variscan belt of the northwest Massif Central, France., *Geology*, 19, 730-733.
- FERNANDEZ, A. & LABOUE, M. (1983). - Développement de l'orientation préférentielle de marqueurs rigides lors d'une déformation par aplatissement de révolution. Etude théorique et application aux structures de mise en place du granite de la Margeride au voisinage du bassin de Malzieu (M. C. F.). *Bull. Soc. Géol. France*, XXV, 327-334.
- FERRY, J.M. & SPEAR, F.S. (1978). - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- FRANCE-LANORD, C., (1987). - Chevauchement, métamorphisme et magmatisme en Himalaya du Népal Central. Etude isotopique H, C, O. Thèse de Doctorat, Nancy, 226p.
- FRANCE-LANORD, C., DERRY, L. & MICHARD, A. (1993). - Evolution of the Himalaya since Miocene time : isotopic and sedimentologic evidence from the Bengal fan. *Himalayan Tectonics*, eds P.J. Treolar and M. Searle, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 74, 603-621.
- France-Lanord, C. & Le Fort, P. (1988). - Crustal melting and granite genesis during the Himalayan collision orogenesis. *Trans. Royal Geol. Soc. Edinburgh*, 79, 183-195.
- FRANCE-LANORD, C., SHEPPARD, S.M.F. & LE FORT, P. (1988). - Hydrogen and oxygen isotope variations in the High Himalaya peraluminous Manaslu leucogranite : evidence for heterogeneous sedimentary source. *Geochim Cosmochim. Acta*, 52, 513-526.
- FRANK, W., HOINKES, G., MILLER, C., PURTSCHHELLER, F., RICHTER, W. & THÖNI, M. (1973). - Relations between metamorphism and orogeny in a typical sections of the India Himalayas. *Tschermak's Min. Petr. Mitt.*, 20, 303-332.
- FRY, N. (1979). - Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophy.*, 60, 89-105.
- GANGULY, J. & SAXENA, S.K. (1984). - Mixing properties of aluminosilicates garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. *Am. Min.*, 69, 88-97.
- GANSER, A. (1964). - *Geology of the Himalayas*. Wiley-Interscience, London, 289p.
- GANSER, A. (1966). - The Indian Ocean and the Himalayas: geological interpretation. *Eclogae Geol. Helv.*, 59, 831-848.
- GAPAIS, D. (1989a). - Les orthogneiss : structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Mèm et Doc du CAESS, 366p.
- GAPAIS, D. (1989b). - Shear structures within deformed granites : mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17, 1144-1147.
- GAPAIS, D. & BARBARIN, B. (1986). - Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage massif, France). *Tectonophy.*, 125, 357-370.

- GAPAIS, D., PECHER, A., GILBERT, E. & BALLEVRE, M. (1992). - Syn-convergence spreading of the main central sheet, Ladakh Himalaya. *Tectonics*, 11, 1045-1056.
- GARDIEN, V., (1990). - Evolutions P-T et structures associées dans l'Est du Massif Central Français : Un exemple de l'évolution thermomécanique de la Chaîne Paléozoïque. Thèse de Doctorat, Lyon, 168p.
- GARZANTI, E., CASNEDI, R. & JADOUL, F. (1986). - Sedimentary evidence of a Cambro-Ordovician orogenic event in the northwestern Himalaya. *Sedim. Geol.*, 48, 237-265.
- GHEENT, E.D. & STOUT, M.Z. (1981). - Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblage. *Contr. Min. Petrol.*, 76, 86-97.
- GHEENT, E.D., STOUT, M.Z., BLACK, P.M. & BROTHER, R.N. (1987). - Chloritoid-bearing rocks associated with blueschists and eclogites, northern New-Caledonia. *J. Metam. Geol.*, 5, 239-254.
- GIRARDEAU, J., MARCOUX, J. & MONTENAT, C. (1989). - The Neo-Cimmerian ophiolite belt in Afghanistan and Tibet: comparison and evolution. In: Tectonic evolution of the Tethyan region (A.M.C. Sengör editor), Kluwers Academic Publishers, 477-504.
- GIULANI, G., (1982). - Contribution à l'étude géochronologie du massif granitique des Zaer (Maroc Central). Thèse de Doctorat, Nancy, 225p.
- GLEIZES, G., (1992). - Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta. Thèse de Doctorat, Toulouse, 259p.
- GLEIZES, G. & BOUCHEZ, J.L. (1989). - Le granite de Mont-Louis (Zone axiale des Pyrénées) : anisotropie magnétique, structures et microstructures. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 309, 1075-1082.
- GLEIZES, G., LEBLANC, D. & BOUCHEZ, J.L. (1991). - Le pluton granitique de Bassiès (Pyrénées ariégeoises) : zonation, structure et mise en place. *C. R. Acad. Sc.*, 312, 755-762.
- GLEIZES, G., NÉDÉLEC, A., BOUCHEZ, J.L., AUTRAN, A. & ROCHETTE, P. (1993). - Magnetic susceptibility of the Mont-Louis Andorra-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *J. Geophys. Res.*, 98, 4317-4331.
- GRAHAM, J.W. (1954). - Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element. *Geol. Soc. Am. Abstr.*, 65, 1257-1258.
- GRAMBLING, J.A. (1990). - Internally consistent geothermometry and H₂O barometry in metamorphic rocks : the example garnet-chlorite-quartz. *Contr. Miner. Petrol.*, 105, 617-628.
- GUILLET, P., BOUCHEZ, J.L. & WAGNER, J.J. (1983). - Anisotropy of magnetic susceptibility and magmatic structures in the Guérande granite massif (France). *Tectonics*, 2, 419-429.
- GUILLOT, S. & LE FORT, P. (1993). - The role of fluids in the generation of the High Himalayan Leucogranites. GSA Abs. with programs, 25, p.321.
- GUILLOT, S., LE FORT, P. & PECHER, A. (1991). - Contact metamorphism of the Manaslu leucogranite : an emplacement within a thickened upper crust. *Géol. Alpine*, m.h.s., 6th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, 1, 47-48.
- GUILLOT, S., LE FORT, P. & PECHER, A. (1993a). - Thrusting, normal faulting and high himalayan leucogranite relationships in Central Himalaya. 8th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop, Vienne, (abstract), 33-34.
- GUILLOT, S., PECHER, A., ROCHETTE, P. & LE FORT, P. (1993b). - The emplacement of the Manaslu granite (Central Nepal) : field and magnetic susceptibility constraints. Himalayan Tectonics, eds P.J. Treloar and M. Searle, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 74, 413-428.
- GUILLOT, S., LE FORT, P., PECHER, A., ROY BARMAN, M. & APRHAMIAN, J. (soumis). - Depth of emplacement of the Manaslu granite (Central Nepal). Tectonic implications for Himalayan orogenesis. *Tectonophy*.
- GUILLOT, S., HODGES, K.V., LE FORT, P. & PECHER, A. (soumis). - New constraints on the age of the Manaslu leucogranite: evidence for episodic Oligocene-Miocene tectonic denudation in the Central Himalayas. *Geology*.
- GUINEBERTEAU, B., BOUCHEZ, J.L. & VIGNERESSE, J.L. (1987). - The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone : structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 99, 763-770.
- HARRIS, N. & INGER, S. (1992). - Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 110, 46-56.
- HARRIS, N., INGER, S. & MASSEY, J. (1993). - The role of fluids in the formation of High Himalayan Leucogranites. Himalayan Tectonics, eds P.J. Treloar and M. Searle, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 74, 391-400.
- HARRISON, T.M., COPELAND, P., KIDD, W.S.F. & YIN, A. (1992). - Raising Tibet. *Science*, 255, 1663-1670.
- HARRISON, T.M., DUNCAN, I. & McDUGALL, I. (1985). - Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: temperature, pressure, and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2461-2468.
- HARRISON, T.M. & McDUGALL, I. (1980). - Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New-Zealand-I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1985-2003.
- HASHIMOTO, S., OHTA, Y. & AKIBA, C. (1973). - Geology of the Nepal Himalayas. Sapporo (Japan), *Saikou Publ. Co.*, 286 p.
- HEIM, A. & GANSSER, A. (1939). - Central Himalaya. Geological observations of the Swiss expedition 1936. *Mém. Soc. Helv. Nat.*, 73, 245p.
- HENRY, B., (1980). - Contribution à l'étude des propriétés magnétiques des roches magmatiques des Alpes. Thèse d'état, Paris, 326p.
- HERREN, E. (1987). - Zaskar shear zone : northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology*, 15, 409-413.
- HIRN, A. (1988). - Features of the crust-mantle structure of the Himalayas-Tibet : a comparison with seismic traverses of Alpine, Pyrenean and Variscan orogenic belts. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A326, 17-32.
- HIRN, A. (1984). - Lhasa block and bordering sutures, a continuation of 500 km Moho traverse through Tibet. *Nature*, 307, 25-27.
- HODGES, K.V., BURCHFIELD, B.C., ROYDEN, L.H. & LIU, Y. (soumis). - The metamorphic signature of Contemporaneous Extension and Shortening in the Central Himalayan Orogen : data from the Nyalam transect, Southern Tibet. *J. Metam. Geol.*
- HODGES, K.V., BURCHFIELD, B.C., CHEN, Z., HOUSH, T., LUX, D., PARRISH, R. & ROYEN, L.H. (1992). - Rapid early Miocene tectonic unroofing of the metamorphic core of the Himalaya : evidence from the Qomolangma region, Tibet. 7th Himalayan-Karakorum-Tibet workshop, Oxford, p.39.
- HODGES, K.V. & CROWLEY, P.D. (1985). - Error estimation and empirical GEOTHERMOBAROMETRY FOR PELITIC SYSTEMS. *AM. MIN.*, 73, 20-47.
- HODGES, K.V., HUBBARD, M.S. & SILVERBERG, D.S. (1988b). - Metamorphic constraints on the thermal evolution of the central Himalaya orogen. *Phil. Trans. Soc. London*, ser. A326, 257-280.
- HODGES, K.V., LE, F.P. & PECHER, A. (1988a). - Possible thermal buffering in collisional orogens: thermobarometric evidence from the Nepalese Himalaya. *Geology*, 16, 707-710.
- HODGES, K.V., LUX, D., BURCHFIELD B.C., ROYDEN, L.H., CHEN, Z., DENG, C. & LYU, Y. & XENG, J. (1989). - Tectonic denudation and the unroofing history of the central Himalayas. *Geol. Soc. Am. Ab.*, A182, n° 8238,
- HODGES, K.V., PARRISH, R., HOUSH, T., LUX, D., BURCHFIELD, B.C., ROYDEN, L. & CHEN, Z. (1992). - Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalaya orogen. *Science*, 258, 1466-1470.
- HODGES, K.V. & SILVERBERG, D.S. (1988). - Thermal evolution of the greater Himalaya, Garhwal, India. *Tectonics*, 73, 583-600.

- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S. (1982). - Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineral.*, 67, 1118-1134.
- HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R. (1990). - An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂-O₂. *J. Metam. Geol.*, 8, 89-24.
- HOLLISTER, L.S. & CRAWFORD, M.L. (1986). - Melt-enhanced deformation : a major tectonic process. *Geology*, 14, 558-561.
- HOLTZ, F. & JOHANNES, W. (1991). - Effect of tourmaline on melt fraction and composition of first melts in quartzofeldspathic gneiss. *Eur. J. Mineral.*, 3, 527-536.
- HOLTZ, F., PICHAVANT, M., BARBEY, P. & JOHANNES, W. (1992). - Effects of H₂O on liquidus phase relations in haplogranite system at 2 and 5 kbar. *Am. Mineral.*, 77, 1223-1241.
- HONEGGER, K., (1983). - Strukturen und Metamorphose im Zanskar Kristallin (Ladakh-Kashmir, NW Himalaya). Thèse de Doctorat, Zürich, 117p.
- HROUDA, F. (1982). - Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, 5, 37-82.
- HUBBARD, M. (1989). - Thermobarometric constraints on the thermal history of the Main Central Thrust zone and Tibetan Slab, Eastern Nepal. *J. Met. Geol.*, 7, 19-30.
- HUBBARD, M., ROYDEN, L. & HODGES, K. (1991). - Constraints on unroofing rates in the High Himalaya, Eastern Nepal. *Tectonics*, 10/2, 287-298.
- HUBBARD, M.S. & HARRISON, T.M. (1989). - ⁴⁰Ar/³⁹Ar age constraints on deformation and metamorphism in the Main Central Thrust zone and Tibetan Slab, Eastern Nepal Himalaya. *Tectonics*, 8/4, 865-880.
- HUTTON, D.W.H. & Mc ERLEAN, M. (1991). - Silurian and Early Devonian sinistral deformation of the ratagain granite, Scotland : constraints on the age of Caledonian movements on the Great Glen Fault system. *J. Geol. Soc. London*, 148, 1-4.
- HUTTON, D.W.H. (1988). - Granite emplacement mechanisms and tectonic controls : inferences from deformation studies. *Trans. Royal Soc. Edinburgh*, 79, 245-255.
- HUTTON, D.W.H. (1982). - A tectonic model for the emplacement of the main Donegal granite, NW Ireland. *J. Geol. Soc. London*, 139, 625-631.
- HUTTON, D.W.H., DEMPSTER, T.J., BROWN, P.E. & BECKER, S.D. (1990). - A new mechanism of granite emplacement : intrusion in active extensional shear zones. *Geology*, 343, 452-455.
- ILDEFONSE, B., LAUNEAU, P., BOUCHEZ, J.L. & FERNANDEZ, A. (1992). - Effect of mechanical interaction on the development of shape preferred orientations : a two dimensional experimental approach. *J. Struct. Geol.*, 14, 74-83.
- INGER, S., (1991). - Metamorphism and granite genesis in the Langtang region, North-Central Nepal. PhD, Open University, U.K., 272p.
- INGER, S. & HARRIS, B.W. (1992). - Tectonothermal evolution of the High Himalayan Crystalline sequence, Langtang valley, northern Nepal. *J. Metam. Geol.*, 10, 439-452.
- INGER, S. & HARRIS, N. (1993). - Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang valley, Nepal Himalaya. *J. Petrol.*, 34, 345-368.
- JAUPART, C.L. & PROVOST, A. (1985). - Heat focussing, granite genesis and inverted metamorphism gradients in continental collisional zones. *Earth. Planet. Sci. Letters*, 73, 385-397.
- JELINEK, V. (1980). - Characterization of magnetic fabric of rocks. *Tectonophy.*, 79, 63-67.
- JOVER, O., (1986). - Les massifs granitiques de Gueret et du Nord-Millevalles : analyse structurale et modèle de mise en place. Thèse de Doctorat, Grenoble, 180p.
- JOVER, O. & BOUCHEZ, J.L. (1986). - Mise en place syntectonique des granitoïdes de l'Ouest du Massif central Français. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 303, 969-974.
- KLOOTWIJK, C.T., GEE, J.S., PEIRCE, J.W., SMITH, G.M. & MCFADDEN, P.L. (1992). - An early India-Asia contact: paleomagnetic constraints from Ninetyeast Ridge, ODP Leg 121. *Geology*, 20, 395-398.
- KRUMMENACHER, D., BASETT, A.M., KINGERY, F.A. & LAYNE, H.F. (1978). - Petrology, metamorphism and K/Ar age determinations in eastern Nepal. In *Tectonic geology of the Himalaya*, P.S. Saklani ed., *Today & Tomorrow's print & Publ.*, New DEhli, 151-166.
- LAGARDE, J.L. (1989). - Granites tardi-carbonifère et déformation crustale. L'exemple de la Meseta Marocaine. , Mém. et Doc. du CAESS, Rennes, 342p.
- LAGARDE, J.L., AIT, O.S. & RODDAZ, B. (1990a). - Structural characteristics of granitic plutons emplaced during weak regional deformation : examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *J. Struct. Geol.*, 12, 805-821.
- LAGARDE, J.L., AYAD, N.A., OMAR, S.A. & CHEMSSEDDOHA, A.&S.A. (1989). - Les plutons granitiques tardi carbonifères marqueurs de la déformation crustale. L'exemple des granitoïdes de la méseta marocaine., *J. Struct. Geol.*, 309, 291-296.,
- LAGARDE, J.L., BRUN, J.P. & GAPAIS, D. (1990b). - Formation des plutons granitiques par injection et expansion latérale dans leur site de mise en place : une alternative au diapirisme en domaine épizonal., *C. R. Acad. Sci.*, Paris,310, 1109-1114.
- LAGARDE, J.L., DALLAIN, M. & LEDRU, J.P. (1993). - Champs de déformation associés à l'expansion horizontale des magmas granitiques: exemple des granites hercyniens du Velay, Massif central. *C.R. Acad. Sci.*, 316, 653-659.
- LAMARCHE, G. (1987). - Analyse microstructurale et fabrication magnétique. L'exemple des calcschistes et des flyshs de la Zone Dauphinoise (Alpes Françaises). Thèse de Doctorat, Grenoble, 211p.
- LAPIQUE, F., (1987). - Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique pan-africaine de la région de Tinguaoouine (Hoggar, Algérie).Thèse de Doctorat, Nancy, 223p.
- LE BRETON, N. & THOMPSON, A.B. (1988). - Fluid-Absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis, *Contr. Mineral. Petrol.*, 99, 226-237.
- LE FORT, P. (1971). - Les formations cristallophylliennes de la Thakkhola. In : "Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal, région de la Thakkhola". Ed. *Cent. Nat. Rech. Sci. Paris*, 41-81.
- LE FORT, P. (1975). - Himalaya : the collided range. Present knowledge of the continental arc. *Am. J. Sc.*, 275A, 1-44.
- LE FORT, P. (1981). - Manaslu leucogranite : a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. *J. Geophys. Res.*, 86, 10545-10568.
- LE FORT, P. (1986). - Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In *Cowards, M. P. Ries, A. C. (Eds) Collision Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, 159-172.
- LE FORT, P. (1988). - Granites in the tectonic evolution of the Himalya, Karakorum and southern Tibet. *Phil.Trans. R. Soc. Lond*, 326, 281-299.
- LE FORT, P. (1989). - The Himalayan orogenic segment. In "Tectonic evolution of the Tethyan region", A.M.C. Sengör(ed.), Kluwer Academic Press, 259, 289-386.
- LE FORT, P., CUNEY, C., DENIEL, C., FRANCE-LANORD, C., SHEPPARD, S.M.F., UPRETI, B.N. & VIDAL, P. (1987). - Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophy.*, 134, 39-57.
- LE FORT, P., DEBON, F., PECHER, A. & SONET, J.&V.P. (1986a). - The 500 Ma magmatic event in alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale. In: *Evolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale (de la Turquie à l'Indonésie)*, P. Le Fort, M. Colchen & C. Montenat eds, Sci.

- de la Terre, Nancy, 47, 191-209.
- LE FORT, P., PECHER, A. & UPRETI, B.N. (1986b). - A section through the Tibetan Slab in central Nepal (Kali Gandaki valley): mineral chemistry and thermobarometry. In: Evolution des domaines orogéniques d'Asie méridionale (de la Turquie à l'Indonésie), P. Le Fort, M. Colchen & C. Montenat eds, Sci. de la Terre, Nancy, 47, 211-228.
- LE PICHON, X., FOURNIER, M. & JOLIVET, L. (1992). - Kinematics, topography and extrusion in the India-Eurasia collision. *Tectonics*, 11, 1085-1098.
- LIN, J. & WATTS, D.R. (1988). - Palaeomagnetic results from the Tibetan plateau. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A327, 239-262.
- LISTER, J.R. & KERR, R.C. (1991). - Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. *J. Geophys. Res.*, 96, 10049-10078.
- LOMBARD, A. (1953). - La tectonique du Népal oriental. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 321-327.
- LYON-CAEN, H. & MOLNAR, P. (1983). - Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis on gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 88, 8171-8191.
- MACFARLANE, A., (1992). - The tectonic evolution of the core of the Himalaya, Langtang National Park, Central Nepal. Ph.D. Boston, 233p.
- MACFARLANE, A., HODGES, K.V. & LUX, D. (1992). - A structural analysis of the Main Central Thrust zone, Langtang National Park, Central Nepal Himalaya. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104, 1389-1402.
- MALUSKI, H., PROUST, F. & XIAO, X.C. (1982). - ³⁹/₄₀Ar dating of the transhimalaya calc-alkaline magmatism of southern Tibet. *Nature*, 298, 152-154.
- MANNING, D.A.C. (1982). - Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hup Kapong batholith of peninsular Thailand. *Miner. Mag.*, 45, 139-147.
- MARRE, J. (1986). - The structural analysis of granitic rocks. Elsevier, Amsterdam., 540p.
- MARSH, B.D. (1981). - On the cristallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma. *Contr. Miner. Petrol.*, 78, 85-98.
- MARSH, B.D. (1982). - On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *Am. Jour. Sci.*, 282, 808-855.
- MASCLE, G. (1985). - L'Himalaya résulte-t-il du télescopage de trois chaînes? *Bull. Soc. géol. France*, I, 289-304.
- MASCLE, G., HÉRAIL, G., VAN HAVER, T. & DELCAILLAU, B. (1986). - Structure et évolution des bassins d'épisuture et de périsuture liés à la Chaîne Himalayenne. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitain*, 10, 181-203.
- MASSONE, H.J. & SCHREYER, W. (1987). - Phengite barometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contr. Min. Petrol.*, 96, 212-224.
- MATTAUER, M., BRUNEL, M. & MATTE, P. (1988). - Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 306, 671-676.
- MATTAUER, M. (1986). - Intracontinental subduction, crust mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts. Himalayan Tectonics, Coward & Riess (eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 19, 37-50.
- MATTAUER, M. & BRUNEL, M. (1989). - La faille normale Nord-Himalayenne (FNNH) conséquence probable d'un diapirisme granitique. *C. R. Acad. Sc., Paris*, 304, 43-47.
- MATTE, P. (1986). - Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophy*, 126, 329-374.
- MCDUGALL, I. & HARRISON, T.M. (1988). - Geochronology and thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method. Oxford University Press, New York, 212p.
- MEANS, W.D. (1976). - Stress and strain., New York.
- MEDLICOTT, H.B. (1864). - On the geological structure and relations of the southern portion of the Himalayan range between the rivers Ganges and the Ravee. *Ind. Geol. Survey mem.*, 3, 1-212.
- MERCIER, L., (1991). - Approche thermique de la collision dans le Massif Central Français: exemple des nappes de l'Artense. Thèse de Doctorat, Lyon, 233p.
- MERCIER, L., LARDEAUX, J.M. & DAVY, P. (1991). - On the tectonic significance of retrograde P-T-t path in eclogites of the French Massif Central. *Tectonics*, 10, 131-140.
- MERRIHUE, C. & TURNER, G. (1966). - Potassium-argon dating by activation with fast neutrons. *J. Geophys. Res.*, 71, 2852-2857.
- MOINE, M. (1969). - Orthoamphibolite et formations métasédimentaires calco-magnésiennes de la région d'Ambatofinandrahana. Sci. de la Terre, Nancy, XIV, n°2, 107-138.
- MOISY, M., (1993). - Evolution de la perméabilité et de la circulation des fluides hydrothermaux dans une zone de cisaillement fragile. Thèse de Doctorat, Grenoble, 213p.
- MOLNAR, P. (1988). - A review of geophysical constraints on the deep structure of the Tibetan Plateau, the Himalaya and the Karakorum, and their tectonic implications. *Phil. Trans. Soc. London*, A326, 33-38.
- MOLNAR, P. (1984). - Structure and tectonics of the Himalaya : constraints and implications of geophysical data. *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. Letter*, 12, 489-518.
- MOLNAR, P., BURCHFIELD, B.C., LIANG, K. & ZHAO, A. (1987). - Geomorphic evidence for active faulting in the Altyn Tagh and northern Tibet and qualitative estimates of its contribution to the convergence of India and Eurasia. *Geology*, 15, 249-253.
- MOLNAR, P., CHEN, W.P. & PADOVANI, E. (1983). - Calculated temperatures in overthrust terrains and possible combinations for the Tertiary granites in the Greater Himalaya. *J. Geophys. Res.*, 88, 6415-6429.
- MOLNAR, P. & ENGLAND, P. (1990a). - Late cenozoic uplift of mountain ranges and global climate range: chicken or egg? *Nature*, 346, 29-34.
- MOLNAR, P. & ENGLAND, P. (1990b). - Temperatures, heat flux, and frictional stress near major thrust faults. *J. Geophys. Res.*, 95, 4833-4856.
- MOLNAR, P. & TAPPONNIER, P. (1975). - Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science*, 189, 419-426.
- MUGNIER, J.L., MASCLE, G. & FAUCHER, T. (1992). - La structure des siwaliks de l'Ouest Népal: un prisme d'accétion intracontinental. *Bull. Soc. Géol. France*, 163, 585-595.
- NEWTON, R.C. & HASELTON, H.T. (1981). - Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂Si₂O₅-quartz geobarometer. In Newton R.C., Navrotsky A. & Wood B.J. (Eds). Thermodynamics of minerals and melts, Springer-Verlag, New-York, 131-147.
- Ni, J. & BARAZANGUI, M. (1985). - Active tectonics of the western Tethyan Himalaya above the underthrusting Indian plate: the Upper Sutlej River basin as a pull-apart structure. *Tectonophy*, 112, 277-295.
- NICKEL, E. & KOCH, H. (1967). - Modelversuche zur Fließregelung in Graniten., 47, 397-498.,
- NITSCH, K.H. & STORRE, B. (1972). - Zur stabilität von Margarit in H₂O-CO₂ gasgemischen. *Fortschr. Miner.*, 50, 71-73.
- O'BRIEN, C., PLANT, J.A., SIMPSON, P.R. & TARNEY, J. (1985). - The geochemistry, metasomatism and petrogenesis of the granites of the English Lake District. *J. Geol. Soc. London*, 142, 1139-1157.
- OTERDOOM, H. & GUNTER, W.D. (1983). - Activity models for plagioclase and CO₃-scapolites : an analysis of field and laboratory data. *Am. J. Sc.*, 283A, 255-282.
- PANOZZO, R.H. (1983). - Two dimensional analysis of shape-fabric using projections of digitized lines in a plane. *J. Struct. Geol.*, 6, 215-221.

- PARRISH, R. (1990). - U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canad. J. Earth Sc.*, 27, 1431-1450.
- PARRISH, R.R., HODGES, K.V. & MACFARLANE, A. (1992). - U-Pb geochronology of igneous and metamorphic rocks near the Main Central Thrust in the Langtang area, Central Nepal Himalaya. In : 7th Himalaya-Karakorum-Tibet workshop (Abstract), OXFord, 67-68.
- PATERSON, S.R. & FOWLER, T.K. (1993). - Re-examining pluton emplacement processes. *J. Struct. Geol.*, 15, 191-206.
- PATERSON, S.R. & TOBISCH, O.T. (1992). - Rates of processes in magmatic arcs : implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *J. Struct. Geol.*, 14, 291-300.
- PATERSON, S.R. & TOBISCH, O.T. (1988). - Using pluton ages to date regional deformation : problems with commonly used criteria. *Geology*, 16, 1108-1111.
- PATERSON, S.R., TOBISCH, O.T. & MORAND, V.J. (1990). - The influence of large ductile shear zone on the emplacement of the Wyangala Batholith, SE Australia. *J. Struct. Geol.*, 12, 639-650.
- PATERSON, S.R., VERNON, R.H. & TOBISCH, O.T. (1989). - A review of criteria for the identification of magmatic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11, 349-363.
- PATRIAT, P. & ACHACHE, J. (1984). - India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanisms of plates. *Nature*, 311, 615-621.
- PATTISON, D. & NEWTON, R.C. (1989). - Reversed experimental calibration of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer. *Contr. Miner. Petrol.*, 101, .
- PECHER, A. (1991). - The contact between the Higher Himalayan crystallines and the Tibetan Sedimentary series : Miocene large-scale dextral shearing. *Tectonics*, 10, 587-598.
- PECHER, A., (1978). - Déformations et métamorphisme associés à une zone de cisaillement. Exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurna et du Manaslu, Népal. Thèse d'Etat, Grenoble, 310p.
- PECHER, A. (1989). - The metamorphism in Central Himalaya. *J. Metam. Geol.*, 7, 31-41.
- PECHER, A., BOUCHEZ, J.L., CUNNEY, M., DENIEL, C., FRANCE-LANORD, C. & LE FORT, P. (1984). - Himalaya central : une zone de cisaillement haute température longitudinale au sommet de la Dalle du Tibet. 10ème RAST, Bordeaux, 36.
- PECHER, A., BOUCHEZ, J.L. & LE FORT, P. (1991). - Miocene dextral shearing between Himalaya and Tibet. *Geology*, 19, 683-685.
- PECHER, A., GUILLOT, S. & LE FORT, A. (1992). - The Manaslu leucogranite. Field constraints on its emplacement, Abstract, 7th Himalayan-Karakorum-Tibet workshop, Oxford, . 69.
- PECHER, A. & SCAILLET, B. (1989). - La structure du Haut-Himalaya au Garhwal (Indes). *Eclogae geol. Helv.*, 82, 655-668.
- PELTZER, G. & TAPPONNIER, P. (1988). - Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach. *J. Geophys. Res.*, 93, 15085-15115.
- PERCHUK, L.L. (1969). - The staurolite garnet thermometer. *Dokl. Acad. Sci. USSR. Earth. Sci. Sect.*, 188, 189-191.
- PERCHUK, L.L. & LAVENT'ÉVA (1984). - *Dokl. Acad. Sci. USSR. Earth. Sci. Sect.*, 188, 189-191.
- PESQUERA, A. & PONS, J. (1990). - Le pluton hercynien de Aya (Pyrénées basques espagnoles). Structures, mise en place et incidences tectoniques régionales. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, VI, 13-21.
- PICHAVANT, M. (1981). - An experimental study of boron on a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure. *Contr. Mineral. Petrol.*, 76, 430-439.
- PICHAVANT, M. & MANNING, D.A.C. (1984). - Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 35, 31-50.
- PITCHER, W.S. (1987). - Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundsch.*, 76, 51-79.
- PITCHER, W.S. (1979). - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, 136, 627-662.
- PITCHER, W.S. & BERGER, A.R. (1972). - The geology of Donegal : a study of granite emplacement and unroofing. Wiley interscience, 350p.
- POGNANTE, H. & LOMBARDO, B. (1989). - Metamorphic evolution of the High Himalayan Crystallines in SE Zaskar, India. *J. Met. Geol.*, 7, 9-17.
- POGNANTE, U. (1993). - Different P-T-t paths and leucogranite occurrences along the High Himalayan Crystallines : implications for subduction and collision along the northern Indian margin. *Geodin. Acta*, 6, 5-17.
- POGNANTE, U. (1992). - Migmatites and leucogranites of Tertiary age from the High Himalayan Crystallines of Zaskar (NW India): a case history of anatexis of palaeozoic orthogneisses. *Min. Petrol.*, 46, 291-313.
- POGNANTE, U. & BENNA, P. (1993). - Metamorphic zonation, migmatization and leucogranites along the Everest transect of Eastern Nepal and Tibet: record of an exhumation history. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, Himalayan Tectonics, Treolar, P.J. & Searle, M.P. (eds), 74, 323-340.
- POGNANTE, U., BENNA, P. & LE FORT, P. (1993). - High-pressure metamorphism in the High Himalayan Crystallines of the Stak valley, northeastern Nanga-Parbat-Haramosh syntaxis, Pakistan Himalaya. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, Himalayan Tectonics, Treolar, P.J. & Searle, M.P. (eds), 74, 161-172.
- POGNANTE, U., CASTELLI, D., BENNA, P., GENOVESE, G., OBERLI, F., MEIR, M. & TONARINI, S. (1990). - The crystalline units of High Himalayas in the Lahul-Zaskar region (northwest India) : metamorphic -tectonic history and geochronology of the collided and imbricated Indian plate. *Geol. Mag.*, 127, 101-116.
- POGNANTE, U. & SPENCER, D.A. (1991). - First record of eclogites from the High Himalayan belt, Kaghan valley (northern Pakistan). *Eur. J. Mineral.*, 3/3, 613-618.
- PONS, J. (1982). - Un modèle d'évolution de complexes plutoniques : gabbros et granitoïdes de la Sierra Moreana Occidentale. , Thèse d'Etat, Toulouse, 510p.
- PONS, J. (1983). - Interprétation et utilisation des diverses structures et architectures des plutons acides et basiques. Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena occidentale (Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, XXV, 349-355.
- POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. (1985). - An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations : 1. Methods and worked example. *J. Metam. Geol.*, 3, 327-342.
- POZZI, J.P., WESTPHAL, M., ZHOU, Y.X., XING, L.S. & CHEN, X.Y. (1972). - Position of the Lhasa block, South Tibet, during the late Cretaceous. *Nature*, 297, 319-321.
- RAI, S.M., (1993). - Pétrologie de la tourmaline et du bore dans l'Himalaya du Népal Central. Application aux transferts fluides et magmatiques. DEA inédit, Grenoble, 34p.
- RAMBERG, H. (1970). - Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In : G. Newall and N. Rast (Eds), *Mechanics of Igneous Intrusion. J. Struct. Geol.*, 1, 261-286.
- RAMSAY, J.G. (1981). - Emplacement mechanics of the Chindamora batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol.*, 3, 93-112.
- RAO, B.B. & JOHANNES, W. (1979). - Further data on the stability of staurolite+quartz and related assemblages. *Neues Jahr. Mineral. Monat.*, 10, 437-447.
- RAY, S. (1947). - Zonal metamorphism in the eastern himalaya and some aspects of local geology. *Quart. J. Geol. Min. Met. Soc. India*, 19, 117-140.
- REX, A.J., SEARLE, M.P., TIRRUL, R., CRAWFORD, M.B., PRIOR, D.J., REX, D.C. & BARNICOAT, A. (1988). - The geochemical and tectonic evolution of the Central Karakorum, North Pakistan. *Phil. Trans. Roy. S. Lond.*, A326, 229-255.
- ROCHETTE, P., (1988). - La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques : origine et applications. Thèse

- d'Etat, Grenoble, 210p..
- ROCHETTE, P. (1987). - Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*, 9, 1015-1020.
- ROCHETTE, P., JACKSON, M. & AUBPOURG, C. (1992). - Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, 30,
- ROCHETTE, P., SCAILLET, B., GUILLOT, S., PECHER, A. & LE FORT, P. (soumis). - Magnetic mineralogy of the High Himalayan Leucogranites : structural implications. *J. Geophys. Res.*
- ROYDEN, L.H. (1993). - The steady state thermal structure of eroding orogenic belts and accretionary prisms. *J. Geophys. Res.*, 98, 4487-4507.
- ROYDEN, L.H. & BURCHFIELD, B.C. (1987). - Thin-skinned N-S extension within the convergent Himalayan region : gravitational collapse of a Miocene topographic front. In "Continental extensional Tectonics" Coward, M.P., Dewey J.F. & Hancock, P.L. (Eds), *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 28, 611-619.
- ROYER, J.Y., PATRIAT, P. & BERGH, H.W. (1988). - Evolution of the Southwest Indian Ridge from the Late Cretaceous (anomaly 34) to the Middle Eocene (anomaly 20)., *Tectonophy.*, 155, 235-260,
- SCAILLET, B., (1990). - Structure et Géochimie d'un leucogranite en régime de collision : l'exemple du massif Gangotri-Badrinath. Thèse de Doctorat, Nancy. (1990). - Badrinath-Gangotri plutons (Garhwal, India) : petrological and geochemical evidence for fractionation processes in a high Himalayan leucogranite. *J. Volc. Geoth. Res.*, 44, 163-188.
- SCAILLET, B., PECHER, A., ROCHETTE, P. & CHAMPENOIS, M. (soumis). - The Gangotri granite (Garhwal Himalaya) : laccolithic emplacement in an extending collisional belt. *J. Geophys. Res.*
- SCAILLET, B., PICHAVANT, M. & ROUX, J. (1991). - Tourmaline, biotite and muscovite stability in felsic peraluminous liquids: new experimental data. *Terra Abstract*, 3, p.30.
- SCHARER, U. (1984). - The effect of initial ²³⁰Th disequilibrium on young U-Pb ages : the Makalu case, Himalaya. *Earth Planet. Sci. Letters*, 67, 191-204.
- SCHÄRER, U., XU, R.H. & ALLEGRE, C.J. (1986). - U-Th-Pb systematics and age of Himalayan leucogranites, South Tibet. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 77, 35-48.
- SEARLE, M.P., REX, A.J., TIRRL, R., REX, D.C., BARNICOAT, A. & WINDLEY, B.F. (1989). - Metamorphic, magmatic, and tectonic evolution of the central Karakoram in the Biafo-Baltoro-Hushu regions of northern Pakistan. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper.*, 232, 47-74.
- SENGÖR, A.M.C. (1984). - The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geol. Soc. America. Spec. Paper*, 195, 82p.
- SHAW, H.R. (1980). - The fracture mechanisms of magma transport from the mantle to the surface. In Physics of Magmatic processes, R.B. Hargreaves (Ed) , 201-264.,
- SHAW, H.R. (1985). - Links between magma-tectonic rate balances, plutonism, and volcanism. *J. Geophys. Res.*, 90, 11275-11288.
- SHELLEY, D.M. (1985). - Determining paleo-flow directions from groundmass fabrics in the Lyttleton radial dykes. New Zealand. *J. Volc. Geo. Res.*, 25, 69-79.
- SHEPPARD, S. (1986). - Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Stable isotopes in High Temperature Geological processes (eds Walley , Taylor & O'Neil). *Mineral. Soc. America*, 16, 165-184.
- SHIEH, Y.N. & TAYLOR, H.P. (1969). - Oxygen and hydrogen studies of contact metamorphism in the Santa Rosa range, Nevada and other areas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 20, 306-356.
- SHVOLMAN, V.A. (1978). - relics of the Mesotethys in the Pamirs. *Himalayan Geol.*, 8, 369-378.
- SIMPSON, C. & WINTSCH, R.P. (1989). - Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *J. Met. Geol.*, 7, 261-275.
- SORGENFRIE, T. (1971). - On the granite problem and similarity of salt and granite structures. *Forh. Geol. Foren.*, Stockholm., 93, 371-435.,
- SORKHABI, R.B. & STUMP, E. (1993). - Rise of the Himalaya: a geochronologic approach. *GSA Today*, 3, 85-92.
- SPEAR, F.S. (1988). - Metamorphic fractional crystallization and internal metasomatism by diffusional homogenization of zoned garnets. *Contr. Min. Petrol.*, 98, 507-517.
- SPERA, F. (1980). - Aspects of magma transport. In Physics of Magmatic processes, R.B. Hargreaves (Ed)., 265-323.,
- SPRING, L., (1993). - Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul - Zaskar oriental. Thèse de Doctorat, Lausanne, 190p..
- STECK, A., SPRING, L., VANNAY, J.C., MASSON, H., BÜCHER, H., MARCHANT, R., STUTZ, E. & TIECHE, J.C. (1993). - Geological cross section through the Northwestern Himalayas in eastern Ladakh and Lahul. , *Eclogae geol. Helv.*, 86/1.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977). - Subcommission on Geochronology: concention on the use of decay constant in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.
- STEPHAN, S. (1990). - A brief review of emplacement of granitoids in shear zones. , IV Summer School : petrological and structural analysis of plutonic complexes. Univ. de Sienne, 37-41.,
- STERN, C.R., KLIGFIELD, R., SCHELLING, D., VIRDI, N.S., FUTA, K., PETERMAN, Z.E. & AMINI, H. (1989). - The Bhagirathi leucogranite of the High Himalayas (Garhwal, India); age, petrogenesis, and tectonic implications. *Geol. Soc. Am. Sp. Paper.*, 232, 33-46.
- STÖCKLIN, J. (1977). - Geological map of Kathmandu area and central Mahabharat range (1:250.000). Dept Mines and Geology, Nepal.
- STÖCKLIN, J. (1980). - Geology of Nepal and its regional frame. *J. Geol. Soc. London*, 137, 1-34.
- STRACHEY, R. (1851). - On the geology of part of the Himalaya mountains and Tibet. *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, 7, 292-310.
- SUZUOKI, T. & EPSTEIN, S. (1976). - Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Gochim. Cosmochim. Acta*, 40, 1229-1240.
- SWAPP, S.M. & HOLLISTER, L.S. (1989). - Thermobarometric constraints on deformation in the Eastern High Himalaya, Bhutan. *Geol. Soc. Am. Ab.*, A182, n°32433,
- SWEENEY, J.F. (1975). - Diapiric granite batholiths in South-Central Maine., 275, *Am. J. Sci.*, 1183-1191.
- TAHIRKHELI, R.A.K., MATTAUER, M., PROUST, F. & TAPPONNIER, P. (1979). - The India Eurasia suture zone in northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent data at plate scale. In: Geodynamics of Pakistan, A. Farah & K.H. Dejong eds, *Geol. Surv. Pakistan, Quetta*, 125-130.
- TAPPONNIER, P. & ET AL. (1981). - The Tibetan side of the India-Asia collision. *Nature*, 294, 405-410.
- TAPPONNIER, P., LACASSIN, R., LELOUP, P.H., SCHÄRER, U., DALAI, Z., HAIWEI, W., XIAOHAN, L., SHAOCHENG, J., LIANSHANG, Z. & JIAYOU, Z. (1990). - The Ailao Shan/Red River metamorphic belt : tertiary left-lateral shear between Indochina and South China. *Nature* , 343, 431-437.
- TAPPONNIER, P. & MOLNAR, P. (1976). - Slip-line field theory and large scale continental tectonics., *Science*, 264, 319-324.,
- TAPPONNIER, P., PELTZE, G. & ARMIJO, R. (1986). - On the mechanics of the collision between India and Asia. In Collision tectonics, edited by Coward and A.C. Riess, *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 19, 115-157.
- TAPPONNIER, P., PELTZE, G., LE DAIN, Y., ARMIJO, R. & COBBOLD, P. (1982). - Propagating extrusion tectonics in Asia : new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10, 611-616.

- TAYLOR, H.P. (1974). - The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. Geol.*, 69, 843-883.
- TCHALENKO, J. (1970). - Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1625-1640.
- THOMPSON, A.B. (1976). - Mineral reactions in pelitic rocks. *Am. J. Sc.*, 276, 401-414.
- THOMPSON, A.B. & ENGLAND, P.C. (1984). - Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *J. Petrol.*, 25, 29-955.
- TIKOFF, B. & TEYSSIER, C. (1992). - Crustal-scale, en echelon "P-shear" tensional bridges : a possible solution to the batholithic room problem. *Geology*, 20, 927-930.
- TOBISCH, O.T., PATERSON, S.R., SALEEBY, J.B. & GEARY, E.E. (1989). - Magmatic fabrics in Late Cretaceous granitoids, Central Sierra Nevada, California : implications for late Mesozoic tectonic models. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 101, 401-413.
- TONARINI, S., VILLA, I., OBERLI, M., MEIER, F., SPENCER, D.A., POGNANTE, U. & RAMSAY, J.G. (1993). - Eocene age of eclogite metamorphism in Pakistan Himalaya. *Terra Nova*, 5.
- TRELOAR, P.J., BROUGHTON, R.D., WILLIAMS, M.P., COWARD, M.P. & WINDLEY, B.F. (1989a). - Deformation, metamorphism and imbrication of the Indian plate, south of the Main Mantle Thrust, north Pakistan., *J. Metam. Geol.*, 7, 111-126.
- TRELOAR, P.J., REX, D.C., GUISE, P.G., COWARD, M.P., SEARLE, M.P., WINDLEY, B.F., PETERSON, M.G., JAN, M.Q. & LUFF, I.W. (1989b). - K-Ar and Ar-Ar geochronology of the Himalayan collision in NW Pakistan : constraints on the timing of suturing, deformation, metamorphism and uplift. *Tectonics*, 8/4.
- TURNER, G., MILLER, J.A. & GRASTY, R.L. (1966). - The thermal history of the Bruderheim meteorite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1, 155-157.
- VAN DER MOLEN, I. & PATERSON, M.S. (1979). - Experimental deformation of partially-melted granite. *Contr. Miner. Petrol.*, 72, 57-72.
- VAN HAVER, T., BONHOMME, M.G., MASCLE, G. & APRAHAMIAN, J. (1986). - Analyses K/Ar de phyllites fines des formations détritiques de l'Indus au Ladakh (Inde). Mise en évidence de l'âge éocène du métamorphisme. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 302, 325-330.
- VELDE, B. (1967). - Si⁴⁺ content of natural phengites. *Contr. Min. Petrol.*, 14, 250-258.
- VERNON, R.H. (1989). - Evidence of syndeformational contact metamorphism from porphyroblast-matrix microstructural relationships. *Tectonophy*, 158, 113-126.
- VERNON, R.H., PATERSON, S.R. & GEARY, E.E. (1989). - Evidence for syntectonic intrusion of plutons in the Bear Mountains fault zone, California. *J. Struct. Geol.*, 17, 723-726.
- VIDAL, P., BERNARD-GRIFFITHS, J., COCHERIE, A., LE FORT, P., PEUCAT, J.J. & SHEPPARD, S.M.F. (1984). - Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Phys. Earth. Planet. Int.*, 35, 179-190.
- VIDAL, P., COCHERIE, A. & LE FORT, P. (1982). - Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2279-2292.
- VIGNERESSE, J.L. & BRUN, J.P. (1983). - Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale : apport de la gravimétrie. *Bull. Soc. Géol. France*, XXV, 3, 357-366.
- VILLA, I. & ODDONE, M. (1988). - ³⁹Ar/⁴⁰Ar ages of Himalayan leucogranites decrease eastward. 6th Himalaya-Tibet-Karakorum Workshop, Lausanne, p.16.
- WADIA, D.N. (1928). - The geology of Pooch State (Kashmir) and adjacent portions of the Punjab. *Mem. géol. Surv. India*, 51, 185-370.
- WANG, F.B., LI, B.Y. & ZHANG, Q.S. (1981). - The Pliocene and Quaternary environment of the Qinghai-Xizang plateau. in Geol and Ecologic. studies of Qinghai-Xizang plateau, Science Press, Beijing, 1, 231-238.
- WOIDT, W.D. (1978). - Finite element calculations applied to salt dome analysis. *Tectonophy.*, 43, 41-71.
- WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M. (1986). - Strike-slip duplexes. *J. Struct. Geol.*, 8, 725-735.
- XU, R. (1981). - Vegetational changes in the past and uplift of the Qinghai-Xizang plateau. In: Geological and Ecological studies of Qinghai-Xizang plateau. Beijing : Science press., 1, 139-144.
- ZEITLER, P.K. (1985). - Cooling history of the NW Himalaya, Pakistan. *Tectonics*, 4, 127-151.
- ZEITLER, P.K. & CHAMBERLAIN, C.P. (1991). - Petrogenic and tectonic significance of young leucogranites from the Northwestern Himalaya, Pakistan. *Tectonics*, 10, 729-741.
- ZHANG, Y.Q., XIE, Y.W. & XU, R.H. (1982). - Recrystallized biotite in granitoid rocks in southern Xizang and their bearing on plate collision. *Geochim. Acta*, 1, 90-95.

TABLE DES MATIERES

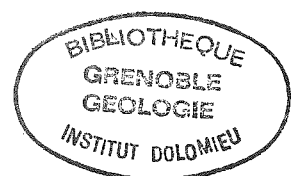
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
 MAISON DES GEOSCIENCES
 DOCUMENTATION
 F. 38041 B.P. 53
 TEL. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
 Mail: plalour@ujf-grenoble.fr

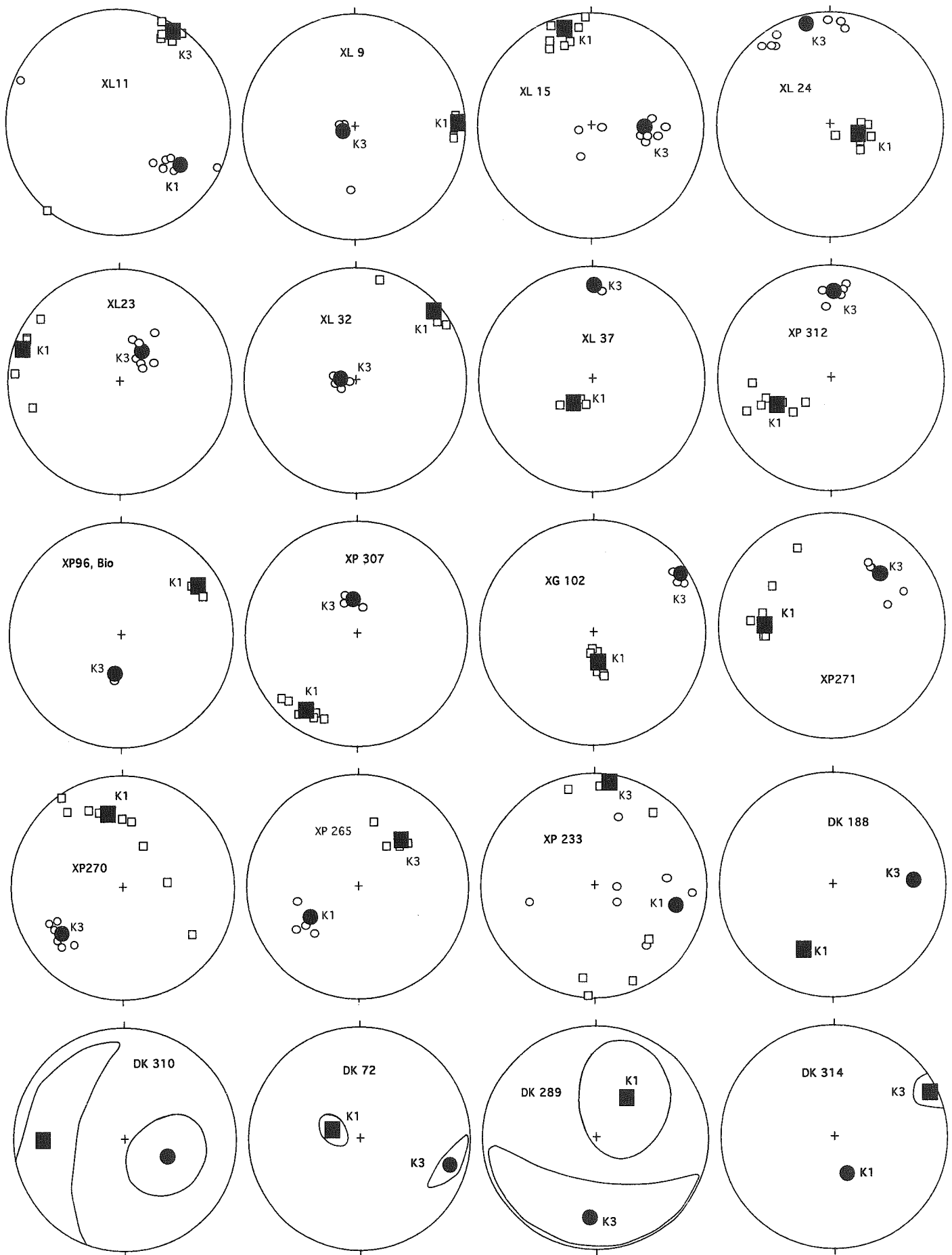
19 AOÛT 2003

INTRODUCTION.....	P.3
CHAPITRE I: CADRE TECTONIQUE DE L'ENSEMBLE HIMALAYA-TIBET-KARAKORUM.....	P.5
I.1 Cadre géographique.....	P.5
I.2 Rappels historiques.....	P.5
I.3 Evolution géologique de l'ensemble Himalaya-Tibet-Karakorum.....	P.5
I.3.a Le plateau tibétain.....	P.5
I.3.b La chaîne du Karakorum et le complexe d'arc Ladakh-Kohistan.....	P.6
I.3.c L'Himalaya.....	P.6
I.3.d Les granites du Transhimalaya et de l'Himalaya.....	P.9
I.4 Modèles d'évolution tectonique tertiaire du Sud-Est asiatique.....	P.10
CHAPITRE II: EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE DE L'HIMALAYA CENTRAL ET CONDITIONS P-T DE MISE EN PLACE DU MANASLU.....	P.15
Introduction.....	P.15
II.1 Evolution tectonométamorphique de la région Annapurna-Manaslu-Ganesh.....	P.15
II.1.a Le Bas-Himalaya ou Moyen-Pays Népalais.....	P.15
II.1.b La Zone du Main Central Thrust (MCT) et le Cristallin du Haut-Himalaya.....	P.15
II.1.c Ages du métamorphisme himalayen.....	P.17
II.1.d La zone de cisaillement Nord-Himalayenne.....	P.19
II.1.e Métamorphisme inverse et granites du Haut-Himalaya.....	P.19
II.2 Conditions P-T de la mise en place du granite du Manaslu.....	P.22
II.3 Etudes des isotopes stables O et H dans l'auréole de contact.....	P.26
III.3.a Techniques d'analyses isotopiques.....	P.26
III.3.b Résultats isotopiques.....	P.27
II.4 Discussion.....	P.29
<i>Depth of emplacement of the Manaslu granite (Central Népal), tectonic implications for himalayan orogenesis.....</i>	P.31
CHAPITRE III: MODE DE MISE EN PLACE DES GRANITES: APPLICATION AU GRANITE DU MANASLU.....	P.33
Introduction.....	P.33
III.1 Généralités sur la mise en place des granites.....	P.33
III.1.a Les méthodes d'investigation.....	P.33
III.1.b Les mécanismes de mise en place.....	P.36
III.1.c Les sites de mise en place.....	P.40
III.1.d Conclusion.....	P.42
III.2 Apports de l'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique à l'étude des granites.....	P.44
III.2.a Susceptibilité magnétique et anisotropie de la susceptibilité magnétique.....	P.44
III.2.b ASM des leucogranites du Haut-Himalaya.....	P.45
III.3 Modalités de mise en place du granite du Manaslu.....	P.47
<i>The emplacement of the Manaslu granite (Central Népal): field and magnetic susceptibility constraints.....</i>	P.56
CHAPITRE IV: ETUDE ISOTOPIQUE ET GÉOCHIMIQUE.....	P.57
Introduction.....	P.57
IV.1 Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	P.57
IV.1.a Principes de la géochronologie par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	P.57
IV.1.b Datation de l'auréole de contact du Manaslu.....	P.59
IV.1.c Discussion: durée de mise en place du granite du Manaslu.....	P.59

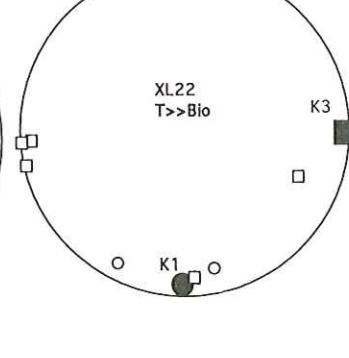
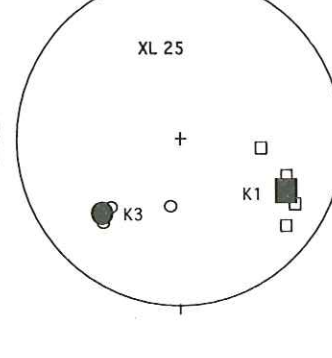
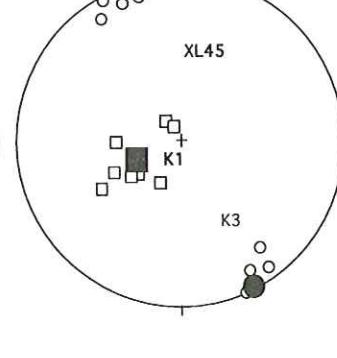
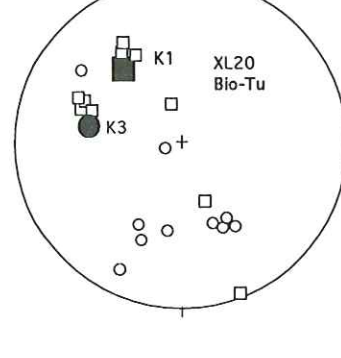
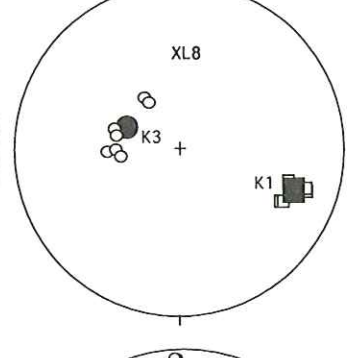
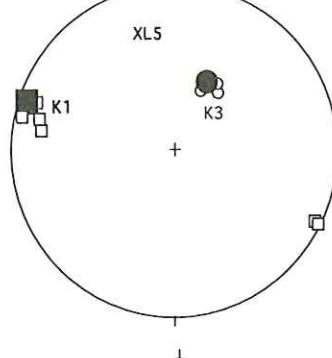
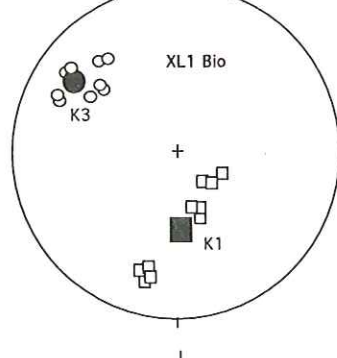
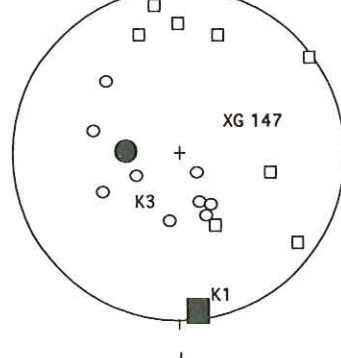
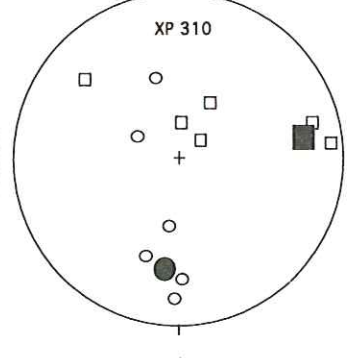
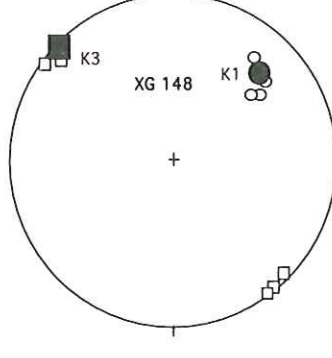
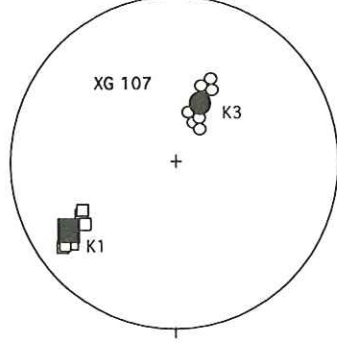
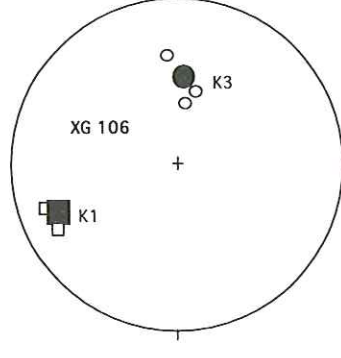
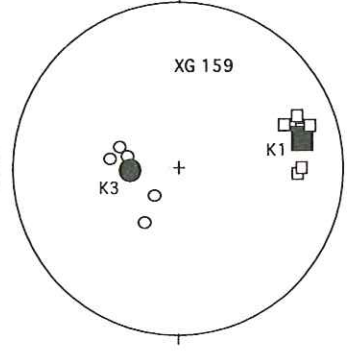
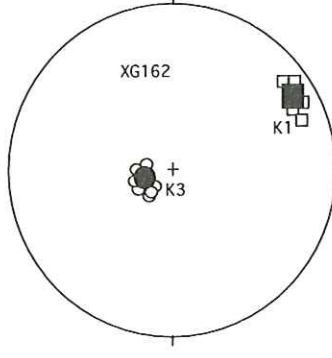
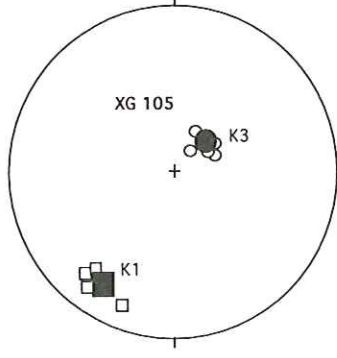
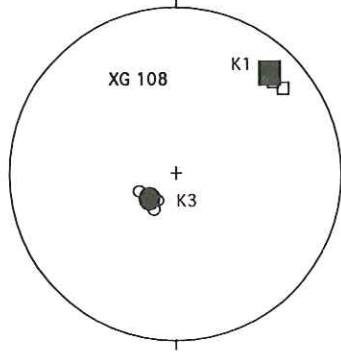
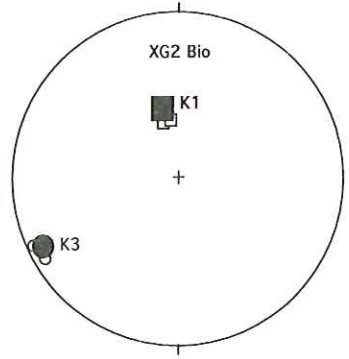
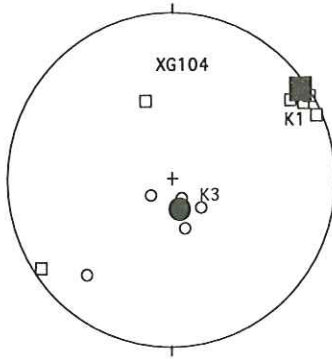
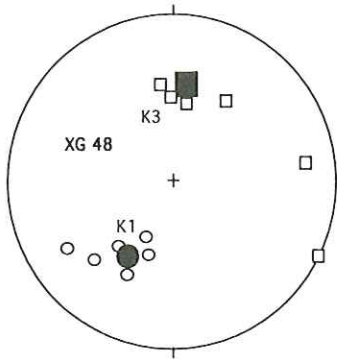
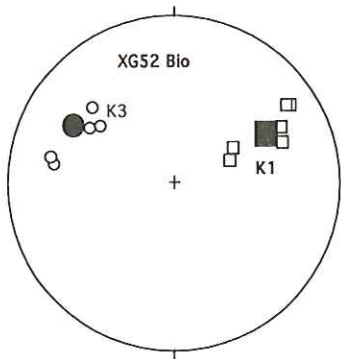
<i>New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on the age of the Manaslu leucogranite (Central Nepal) and the evolution of the South Tibetan Detachment system.....</i>	P.64
IV.2 Géochimie du Manaslu	P.65
IV.2.a Analyse des cartes d'éléments	P.65
IV.2.b Présence d'une circulation hydrothermale post-magmatique ?	P.65
IV.2.c Fusion avec ou sans H ₂ O?	P.65
IV.2.d Etude isotopique	P.74
IV.3 Conclusion à l'étude isotopique et géochimique	P.80
CHAPITRE V: DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSION	P.81
V.1 Le Manaslu: marqueur géodynamique de l'évolution de l'Himalaya Central	P.81
V.1.a La tectonique tangentielle	P.81
V.1.b Extension-décrochement et mise en place du granite du Manaslu	P.81
V.1.c Uplift et dénudation tectonique	P.83
V.2 Comparaison entre chaîne varisque et chaîne himalayenne	P.83
V.3 Conclusion générale	P.86
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	P.87
ANNEXES	

ANNEXES





Annexe ASM : stéréogrammes de wulf (hémisphère inférieure) des 40 échantillons.
 Les échantillons DK188, DK 310, DK 72 et DK 289 ont été mesurés par P. Rochette.



Analyses Géochimiques

Roches totales (Nancy)
et
isotopiques (Clermont-Ferrand)

Echt	Minéraux	(87Sr/86Sr) _i 25Ma	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MGO	CAO	NA ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ba	Rb	Sr	Th	U
DK 65	2M	0,75230719	73,36	14,80	0,94	0,09	0,49	4,19	4,61	0,20	0,13	150	380	48	5,10	6,00
DK 67	2M	0,739840762	73,30	15,61	0,88	0,15	0,62	3,88	4,59	0,11	0,15	214	290	78	2,20	4,90
DK 72	2M	0,742615793	72,48	15,40	1,07	0,09	0,56	3,69	4,61	0,17	0,15	257	249	95	3,60	3,30
DK 98	2M	0,748588713	73,75	14,70	0,83	0,14	0,56	3,93	4,79	0,08	0,12	183	335	60	6,80	16,70
DK 102	2M	0,748531094	72,85	14,94	0,83	0,09	0,51	4,14	4,57	0,18	0,14	162	421	55	7,70	5,40
DK 111	2M	0,749767899	72,98	14,80	0,96	0,14	0,42	4,11	4,51	0,06	0,15	162	416	48	5,90	10,80
DK 112	2M	0,741997532	74,37	14,57	0,75	0,00	0,37	4,06	4,42	0,01	0,14	130	431	45	4,40	9,30
DK 116	2M	0,748476757	74,83	13,48	0,84	0,18	0,54	4,04	4,42	0,00	0,07	133	272	50	5,50	4,40
DK 136	2M	0,741857299	74,32	15,02	0,80	0,09	0,33	4,32	3,79	0,00	0,13	160	531	48	5,10	6,10
DK 138	2M	0,742577013	73,62	14,90	0,71	0,03	0,34	4,39	3,85	0,00	0,11	139	448	47	5,00	7,80
DK 140	2M	0,739527868	73,94	15,15	0,71	0,09	0,34	4,30	4,01	0,13	0,13	141	481	55	5,10	3,80
DK 141	2M	0,745236967	73,44	14,71	0,54	0,14	0,36	4,03	5,09	0,13	0,14	176	391	58	6,80	9,50
DK 151	2M	0,748216517	74,17	13,73	0,99	0,08	0,51	3,71	4,97	0,06	0,13	217	353	66	7,20	10,00
DK 157	2M	0,749984415	73,24	15,20	1,06	0,03	0,70	3,83	5,09	0,12	0,13	273	385	80	9,90	28,10
DK 180	2M	0,741558033	74,81	14,94	0,92	0,03	0,63	3,74	4,69	0,20	0,05	260	254	106	4,50	5,20
DK 186	2M	0,746066541	72,26	14,81	0,95	0,11	0,56	3,78	5,26	0,08	0,12	337	376	116		
DK 240	2M	0,741273321	74,36	14,85	0,82	0,09	0,39	4,18	4,39	0,12	0,04	173	409	61	6,00	10,70
DK 242	2M	0,742718003	74,04	15,27	0,86	0,15	0,57	4,04	4,41	0,12	0,05	249	336	93	7,30	2,90
D14	2M	0,743035591	72,90	14,25	1,08	0,25	0,39	3,68	4,81	0,18	0,00	437	0	118		
DK 200	2M	0,744203584	72,40	15,25	0,86	0,11	0,45	3,83	4,95	0,11	0,15	329	328	112	6,80	3,90
DK 202	2M	0,745182585	72,48	15,33	1,00	0,19	0,60	3,89	4,74	0,23	0,20	333	354	110	7,50	3,90
DK 203	2M	0,746022572	72,83	15,07	1,04	0,19	0,56	3,73	4,72	0,15	0,19	337	322	112	6,50	13,80
DK 204	2M	0,745743369	73,43	15,06	0,79	0,03	0,47	3,81	4,58	0,14	0,16	333	321	113	6,00	1,20
DK 205	2M	0,745931078	72,25	15,14	0,99	0,11	0,56	3,80	5,19	0,17	0,18	354	331	117	8,10	3,50
DK 206	2M	0,745723325	72,43	15,10	1,04	0,11	0,50	3,81	5,08	0,14	0,16	334	316	113	5,20	1,30
DK 207	2M	0,745965471	72,86	14,99	0,99	0,11	0,56	3,84	5,03	0,13	0,18	326	315	117	5,20	2,80
DK 244	2M	0,745720293	73,08	15,25	0,91	0,18	0,47	3,78	4,86	0,25	0,16	341	326	125	8,20	3,00
DK 46	2M	0,747	74,74	14,74	0,76	0,03	0,22	4,65	3,60	0,06	0,14	10	360	11	1,10	3,20
DK 47	2M	0,747	74,59	14,47	0,68	0,03	0,37	4,37	3,94	0,03	0,19	12	340	19	4,30	1,00
DK 48	2M	0,747	74,05	14,98	0,76	0,03	0,19	4,25	4,37	0,00	0,16	12	395	16	2,70	0,80
DK 49	2M	0,747	76,52	13,87	0,53	0,00	0,01	3,96	4,45	0,02	0,14	10	441	16	4,10	0,80
DK 50	2M	0,747	74,24	14,08	0,43	0,03	0,12	4,31	4,07	0,00	0,15	10	336	10	1,70	4,10
DK 51	2M	0,747	74,23	14,56	0,51	0,00	0,28	3,79	4,92	0,00	0,07	203	385	67	3,60	5,20
DK 52	2M	0,747	74,78	14,69	0,54	0,03	0,40	3,91	4,95	0,05	0,05	281	359	93	3,70	8,20
DK 53	2M	0,742	73,01	15,66	0,75	0,10	0,82	4,20	4,58	0,10	0,11	441	329	151	4,90	3,30
DK 54	2M	0,742	69,57	16,47	0,74	0,17	1,16	4,64	4,39	0,09	0,10	570	287	217	6,50	18,80
DK 55a	2M	0,742	71,98	16,70	0,62	0,10	1,08	4,59	4,43	0,10	0,10	500	294	206	4,40	4,20
DK 56	2M	0,742	74,73	14,51	0,75	0,11	0,67	4,02	4,18	0,02	0,13	275	309	107	5,90	6,80
DK 57	2M	0,747	75,68	14,49	0,57	0,00	0,18	4,49	3,88	0,00	0,21	10	356	10	1,00	6,90

Echt	Minéraux	(87Sr/86Sr) _i 25Ma	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ T	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	Ba	Rb	Sr	Th	U
DK 171	2M	0,760056459	74,88	14,17	0,35	0,03	0,36	3,98	4,66	0,08	0,13	284	350	77	3,10	5,10
DK 175	2M	0,759081511	72,24	15,32	1,06	0,03	0,61	4,03	4,61	0,13	0,24	190	353	63	1,30	4,90
NL 179	2M	0,75139064	73,51	15,21	0,85	0,27	0,67	3,77	4,02	0,07	0,00	372	173	146		
NL 192	2M	0,744884785	76,04	14,12	0,75	0,08	0,54	3,90	4,29	0,06	0,00	45	275	39		
NL 210	2M	0,74522311	73,21	15,12	1,10	0,27	0,32	4,06	5,05	0,21	0,31	296	449	121		
NL 233	2M	0,744928023	73,99	13,74	0,78	0,17	0,47	4,40	4,82	0,03	0,10	114	275	46		
NL 234	2M	0,753219128	75,23	14,44	1,19	0,22	0,46	3,97	4,15	0,06	0,09	263	204	90		
NL 235	2M	0,752586698	74,43	13,79	1,20	0,41	0,54	4,20	3,93	0,07	0,10	216	209	97		
U 744	2M	0,744133129	72,56	15,30	1,34	0,30	0,97	4,43	4,74	0,16	0,00	379	0	118		
U 861	2M	0,735574266	71,40	14,74	1,93	0,46	1,76	3,46	4,08	0,20	0,00	661	0	304		
U 862	2M	0,73283707	71,25	14,74	2,36	0,67	1,69	3,85	3,42	0,21	0,00	894	0	471		
U 900	2M	0,747253602	73,21	15,30	1,49	0,31	1,11	3,84	3,91	0,20	0,00	868	0	229		
XG 42	2M	0,763298349	73,49	14,91	0,86	0,08	0,53	4,51	4,30	0,07	0,16	155	375	44	3,85	6,64
DK160	2MT	0,750867	73,16	14,68	0,80	0,14	0,57	3,74	4,91	0,18	0,10	256	362	101	6,60	18,80
DK 161	2MT	0,751168	73,22	15,13	1,04	0,10	0,69	3,75	5,02	0,11	0,12	243	336	85		
DK 162	2MT	0,755008	74,14	14,45	0,82	0,25	0,50	4,09	4,43	0,04	0,09	125	281	40	5,70	21,90
DK 167	2MT	0,758868	74,03	14,92	0,84	0,14	0,50	3,82	4,69	0,06	0,15	204	356	53	6,80	3,80
DK 188	2MT	0,744888	72,97	14,27	1,00	0,22	0,51	3,63	4,99	0,10	0,10	277	318	85	8,80	13,90
DK 191	2MT	0,747139	74,00	14,94	0,91	0,00	0,46	4,08	4,72	0,10	0,06	185	369	73	7,10	10,80
DK 195	2MT	0,741746	73,49	14,86	1,15	0,10	0,66	3,66	4,91	0,19	0,10	382	272	131	6,20	5,30
DK 211	2MT	0,739112	73,94	14,80	0,84	0,09	0,38	4,29	4,40	0,08	0,07	185	452	99	7,60	29,90
DK 213	2MT	0,757898	74,23	14,25	1,02	0,16	0,62	3,73	4,94	0,03	0,14	235	348	69		
DK 214	2MT	0,755253	73,49	14,81	1,04	0,09	0,54	3,68	5,04	0,06	0,11	202	308	54	8,50	17,90
DK 220	2MT	0,738576	74,97	14,72	0,80	0,03	0,27	4,22	4,24	0,10	0,14	143	416	57	4,70	10,10
DK 237	2MT	0,760582	73,55	14,70	0,80	0,03	0,51	3,89	4,35	0,00	0,19	128	308	46	3,50	21,20
DK 247	2MT	0,760012	74,21	14,62	0,70	0,09	0,38	4,07	4,80	0,06	0,09	189	332	55	4,90	3,40
DK 268	2MT	0,748475	74,46	15,01	0,58	0,10	0,49	4,37	4,21	0,14	0,12	313	334	90		
DK 201	2MT	0,723506	74,37	15,04	0,73	0,03	0,14	4,77	3,85	0,08	0,23	10	343	10	0,80	6,20
DK 43	2MT	0,747000	74,64	14,46	0,64	0,03	0,27	4,55	3,73	0,02	0,14	10	337	16	1,00	5,50
DK 45	2MT	0,747000	74,26	15,36	0,83	0,03	0,13	4,52	3,47	0,11	0,17	10	507	12	0,90	4,20
DK 58	2MT	0,747000	75,83	14,68	0,71	0,00	0,30	4,33	3,31	0,00	0,26	12	305	15	0,70	11,70
DK 59	2MT	0,742000	74,86	14,76	0,65	0,11	0,20	3,81	4,82	0,01	0,12	141	297	68	2,00	4,20
DK 168	2MT	0,761186	72,81	15,29	0,74	0,03	0,50	3,93	4,76	0,03	0,29	138	421	42	3,80	12,30
DK 172	2MT	0,759437	74,91	13,77	0,53	0,03	0,28	4,01	3,80	0,08	0,15	252	347	72	3,80	3,70
NL 219	2MT	0,744695	74,24	13,61	0,93	0,31	0,65	4,24	4,82	0,11	0,04	300	451	93		
NL 202	2MT	0,744211	73,09	15,08	1,02	0,17	0,26	3,92	4,29	0,08	0,02	240	445	98		
NL 203	2MT	0,743339	74,18	14,69	1,10	0,21	0,48	3,88	4,45	0,08	0,19	236	408	107		
U 735	2MT	0,749776	72,77	14,92	1,74	0,34	0,44	3,29	4,63	0,20	0,00	519	0	136		
XG 45	2MT	0,763039	73,87	14,81	0,75	0,10	0,58	4,44	4,30	0,05	0,15	135	346	41	3,93	12,15

Echt	Minéraux	(87Sr/86Sr) _i 25Ma	SiO2	Al2O3	Fe2O3T	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	Ba	Rb	Sr	Th	U
XG 46	2MT	0,763166	74,69	14,16	0,64	0,08	0,56	4,44	4,33	0,03	0,15	152	306	47	2,89	11,86
XG 47	2MT	0,762759	73,52	14,83	0,86	0,12	0,60	4,30	4,69	0,06	0,15	178	408	51	3,83	5,89
XG 49	2MT	0,758330	73,55	14,88	0,93	0,13	0,64	4,29	4,44	0,08	0,17	207	382	61	5,60	8,73
DK 152	T	0,74667432	73,91	15,1	0,67	0	0,06	4,28	4,56	0,03	0,18	96	460	20	2,4	5
DK 185	T	0,746896559	74,83	14,16	0,42	0	0,32	4,8	3,53	0,04	0	93	268	53	3	7,2
DK 217	T	0,739528355	74,4	14,93	0,32	0	0,16	4,71	4,14	0,12	0,14	182	385	47	5,2	9,4
DK 169	T	0,761230849	72,72	14,94	0,71	0,03	0,37	3,8	5,15	0,05	0,25	152	390	45	3,2	19,3
DK 170	T	0,760949018	73,9	15,06	0,65	0,03	0,35	4,09	4,86	0,08	0,16	156	324	54	3,4	11
DK 173	T	0,759317378	71,57	15,46	0,99	0,19	0,5	3,94	4,72	0,15	0,26	205	365	62	5,1	6,6
NL 222	T	0,760420969	74,04	14,88	0,89	0,17	0,58	4,1	4,54	0,08	0,08	114	406	31		
NL 223	T	0,759308597	74,04	14,67	0,88	0,21	0,38	3,49	5,78	0	0,06	133	507	29		
NL 225	T	0,752858556	73,59	14,36	0,78	0,12	0,4	4,53	4,46	0	0,05	58	371	25		
NL 226	T	0,758998673	73,34	14,73	0,92	0,12	0,45	4,12	4,55	0,08	0,17	103	444	34		
NL 227	T	0,759713409	73,8	14,85	0,64	0,03	0,21	4,13	4,59	0	0,08	51	489	26		
XG 40	T	0,761575945	73,21	14,88	1,12	0,08	0,63	4,34	4,25	0,08	0,2	149	271	39	4,46	6,41
XG 41	T	0,763428577	73,34	14,82	0,91	0,1	0,56	4,29	4,3	0,07	0,17	164	357	44	4,37	8,46
XG 43	T	0,764217735	73,59	14,88	0,88	0,13	0,54	4,14	4,66	0,06	0,16	163	438	47	3,4	9,88
XG 44	T	0,757850658	73,67	14,81	0,91	0,1	0,58	4,57	4,16	0,06	0,16	147	342	46	4,91	14,31
XG 48	T	0,758199342	73,69	14,98	0,72	0,1	0,54	4,4	4,39	0,05	0,15	157	439	47	4,94	15,98

LISTE DES PRINCIPALES ABRÉVIATIONS UTILISÉES

ab : albite
alm : almandin
am : amphibole
an : anorthite
ann : annite
and : andalousite
bio : biotite
cc : calcite
cel : céladonite
chl : chlorite
crd : cordiérite
czo : clinozoïzite
dio : diopside

east : eastonite
en : enstatite
fs : ferrosillite
fsp : plagioclase
gr : grossulaire
grt : grenat
ilm : ilménite
ksp : orthose
ky : disthène
ma : margarite
mar : marialite
me : meionite
mu : muscovite

napl : Na-phlogopite
pa : paragonite
phl : phlogopite
py : pyrope
qtz : quartz
rt : rutile
scp : scapolite
sill : sillimanite
spe : spessartine
st : staurotide
wo : wollastonite
zo : zoïsite

MCT : Main Central Thrust
MBT : Main Boundary Thrust
STDS : South Tibetan Detachment System
FNNH : Faille Normale Nord Himalayenne
HHSS : Séries Sédimentaires Téthysiennes
ou Higher Himalayan Sedimentary Series
HHC : Higher Himalayan Crystallines (Dalle du Tibet)
HHL : Higher Himalayan Leucogranites