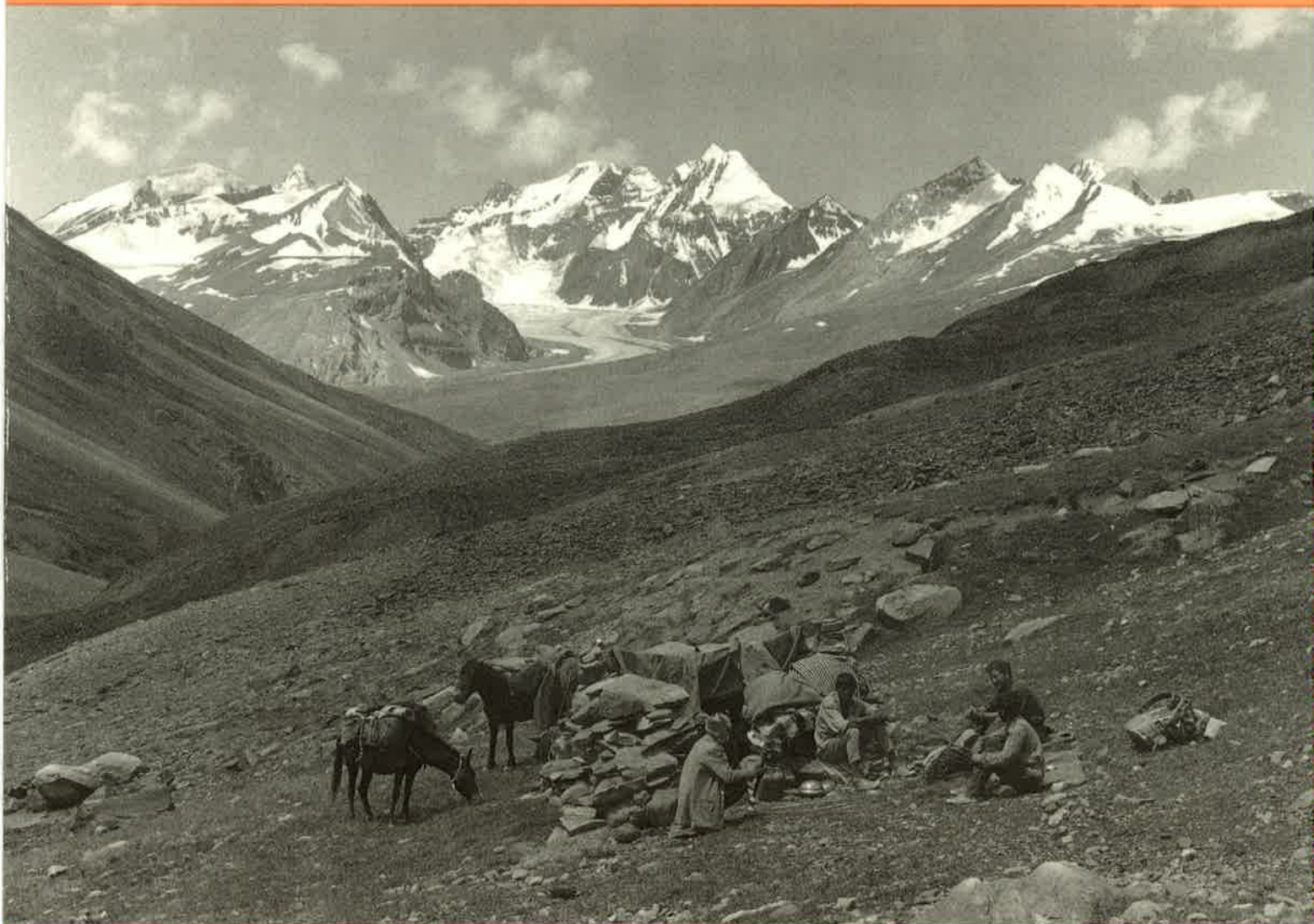


# **Géologie des chaînes du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul (NW-Himalaya, Inde)**

Paléogéographie et tectonique

par Jean-Claude Vannay



# **Géologie des chaînes du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul (NW-Himalaya, Inde)**

Paléogéographie et tectonique

**thèse de doctorat**  
présentée à la Faculté des Sciences  
de l'Université de Lausanne

par **Jean-Claude Vannay**

Jury de thèse:

Prof. Albrecht Steck (Directeur)  
Prof. Georges Mascle, Grenoble  
Prof. Henri Masson, Lausanne  
Prof. Arnaud Pêcher, Grenoble  
Prof. Hans-Rudolf Pfeifer, Lausanne

Mémoires de Géologie (Lausanne) No. 16, 1993



Photo de couverture:

Le massif des Koa Rang vu de la vallée située au nord-est de Tokpo Yongma, dans la partie supérieure de la Vallée de la Chandra. Cette partie septentrionale du Haut-Lahul est inhabitée, mais pendant la courte période de l'été on y croise parfois des bergers et leurs troupeaux. Comme dans la plupart des régions sauvages, l'hospitalité est une règle lors de telles rencontres.

## Table des matières

Résumé	1
Zusammenfassung	1
Riassunto	2
Abstract	3
Remerciements	4
<b>1 INTRODUCTION GENERALE</b>	<b>5</b>
1.1 Préambule	5
1.2 Les grandes subdivisions tectoniques de l'Himalaya	5
1.3 Cadre géologique et buts de l'étude	6
1.4 Cadre géographique	8
1.5 Historique des recherches géologiques dans le Haut-Lahul	8
1.6 Cartographie	11
<b>PREMIERE PARTIE:</b>	
<b>EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU PRECAMBRIEN SUPERIEUR AU TRIAS</b>	
<b>2 STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE ANTE-HIMALAYENNE</b>	<b>12</b>
2.1 Introduction	12
2.2 La Formation de Phe (Précambrien supérieur à Cambrien inférieur)	15
2.3 La Formation de Karsha (Cambrien inférieur à moyen)	18
2.4 La Formation de Kurgiakh (Cambrien moyen à supérieur)	24
2.5 La Formation de Thaple (Ordovicien à Silurien ?)	25
2.6 La Formation de Muth (Dévonien)	28
2.7 La Formation de Lipak (Carbonifère inférieur)	29
2.8 La Formation de Po (Carbonifère inférieur à moyen ?)	43
2.9 La Formation de Ganmachidam (Permien inférieur)	46
2.10 Les Panjal Traps (Permien "moyen")	48
2.11 La Formation de Kuling (Permien supérieur)	48
2.12 La Formation de Tamba Kurkur (Trias inférieur à moyen)	51
2.13 La Formation de Hanse (Trias moyen)	52
2.14 Le Groupe de Tandi (Permien supérieur à Jurassique ?)	54

<b>3</b>	<b>LE MAGMATISME BASALTIQUE CONTINENTAL ASSOCIE AU RIFTING DE LA NEO-TETHYS</b>	<b>59</b>
3.1	Introduction	59
3.2	Les Panjal Traps	59
3.3	L'essaim filonien de la région du Baralacha La	60
3.4	Géochimie comparative des basaltes continentaux du Haut-Lahul et du SE Zanskar	61
3.5	Discussion des données géochimiques	66
3.6	Conclusions de l'analyse géochimique	69
<b>4</b>	<b>SYNTHESE DES OBSERVATIONS STRATIGRAPHIQUES</b>	<b>70</b>
4.1	Précambrien sup. à Cambrien moyen	70
4.2	Ordovicien à Silurien	70
4.3	Carbonifère inf. à Trias moyen.	71
<b>5</b>	<b>L'EVOLUTION DE LA SUBSIDENCE DURANT LE RIFTING DE LA NEO-TETHYS</b>	<b>78</b>
5.1	Introduction	78
5.2	Les données stratigraphiques	78
5.3	La modélisation	79
5.4	L'évolution de la subsidence dans le région du Haut-Lahul / SE Zanskar	79
5.4	L'évolution de la subsidence dans la région de Khamag	80
<b>6</b>	<b>CONCLUSIONS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE</b>	<b>80</b>

**DEUXIEME PARTIE:**

**EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE TERTIAIRE**

<b>7</b>	<b>EVOLUTION TECTONIQUE</b>	<b>84</b>
7.1	Introduction	84
7.2	Les structures de déformation dans la région du Synclinal de Tandi	88
7.3	Les structures de déformation dans la chaîne du Haut-Himalaya au Haut-Lahul	94
7.4	Les structures de déformation dans la partie centrale du Haut-Lahul	103
7.5	La Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra	106

8	EVOLUTION METAMORPHIQUE	110
8.1	Introduction	110
8.2	La zone de faible métamorphisme de la région du Baralacha La	110
8.3	La zone à chlorite	111
8.4	La zone à biotite	112
8.5	La zone à grenat	112
8.6	La zone à staurotide-disthène	114
8.7	L'âge du métamorphisme	114
9	DISCUSSION DES DONNEES STRUCTURALES ET METAMORPHIQUES	115
9.1	La phase D1: le Synclinal de Tandi et la Nappe du Shikar Beh	115
9.2	La phase D2a: la zone des racines des nappes cristallines	116
9.3	La phase D2b: le front de la Nappe de Nyimaling-Tsarap	116
9.4	La phase D3: la Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra	117
9.5	La phase D4: les plissements "en retour"	124
9.6	Le métamorphisme	125
10	SYNTHESE DES OBSERVATIONS STRUCTURALES ET METAMORPHIQUES	127
11	CONCLUSIONS DE L'ANALYSE STRUCTURALE ET METAMORPHIQUE	128
	Références	131
	Annexe I: analyses des roches basiques de la Zone Téthysienne au Haut-Lahul	141
	Annexe II: calcul et modélisation de la subsidence	146

## Résumé

Les chaînes du Haut-Himalaya et du Pir Panjal au Haut-Lahul se situent au passage entre le Cristallin du Haut-Himalaya et la Zone Téthysienne. L'étude géologique de cette région permet de reconstituer l'évolution paléogéographique de ce segment du continent indien du Précambrien supérieur au Trias, ainsi que la cinématique de sa structuration lors de l'orogénèse himalayenne tertiaire.

Durant le Précambrien supérieur et le Paléozoïque, le continent indien est rattaché au Gondwana et il est bordé au "nord" par les micro-continentes cimmériens. L'enregistrement stratigraphique pour cette période démontre notamment l'influence d'un événement pan-africain cambro-ordovicien, ainsi que probablement celle d'un épisode de rifting paléo-téthysien entre le Silurien et le Dévonien. Les premiers mouvements tectoniques conduisant à la séparation des micro-continentes cimmériens de l'Inde ont lieu au Carbonifère inférieur et ils correspondent à une phase de transtension synsédimentaire, probablement associée à un magmatisme basaltique intrusif. Une importante phase de surrection thermique entre le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur marque le début de la phase d'extension du rifting de la Néotéthys. La phase d'océanisation est contemporaine de l'épanchement de basaltes continentaux (Panjal Traps) durant le Permien "moyen". Le Permien supérieur correspond au début de la subsidence thermique de la marge passive, sur laquelle s'installe une plate-forme carbonatée dès le Trias.

Dans un stade précoce de l'orogénèse himalayenne, entre l'Eocène et l'Oligocène inférieur, la partie sud du Haut-Lahul est affectée par un important charriage tectonique à vergence NE, associé à la mise en place de la Nappe du Shikar Beh. Cette déformation est responsable de la création du Synclinal de Tandi, représentant une partie de la séquence mésozoïque téthysienne préservée dans les paragneiss du Cristallin du Haut-Himalaya à la faveur d'un pli synforme. Lors des importantes déformations à vergence SW de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur, deux systèmes de nappes affectent les unités du Haut-Lahul. La partie sud de cette région correspond à la zone des racines des nappes cristallines associées aux mouvements tectoniques le long du *Main Central Thrust*. La partie nord de cette région se situe au front de la Nappe de Nyimaling-Tsarap, charriant vers le SW les unités de la Zone Téthysienne du Zanskar oriental. Au Miocène inférieur, un cisaillement ductile dextre syn- à tardi-métamorphique affecte la zone de transition entre le Cristallin du Haut-Himalaya et la Zone Téthysienne. Cependant, le passage progressif entre ces deux unités indique que cette déformation n'a pas été suffisamment intense pour provoquer un "détachement" structural, tel qu'observé dans de nombreuses autres parties de l'Himalaya.

## Zusammenfassung

Die gebirgsketten des High Himalaya und des Pir Panjal in Upper Lahul befinden sich im uebergangsbereich zwischen dem Kristallin des High Himalaya und seiner Sedimentärbedeckung, der Tethys-Zone. Die geologische Untersuchung dieses Gebietes ermöglichte die Rekonstitution der paläogeographischen Entwicklung dieses Teils des indischen Kontinents zwischen dem späten Präkambrium und der Trias, sowie der Bewegungsmechanik während der tertiären Gebirgsbildung.

Während des späten Präkambrium und des Paläozoikums ist der indische Kontinent mit Gondwana verbunden; im "Norden" schliessen die kimmerischen Mikrokontinente an. Die Schichtfolge dieser Periode zeigt deutlich den Einfluss eines panafrikanischen Ereignisses während des Kambro-Ordoviziums, sowie wahrscheinlich auch eine Episode des Rifting der Paläotethys zwischen Silur und Devon. Die frühesten tektonischen Bewegungen, welche zur Abtrennung der kimmerischen Kontinentalfragmente von Indien führen, finden im Unterkarbon statt. Diese Bewegungen sind das Resultat einer synsedimentären Transtensionphase, welche wahrscheinlich mit einem intrusiven basaltischen Magmatismus in Verbindung steht. Eine bedeutende thermisch induzierte Hebung zwischen dem Oberkarbon und dem frühen Perm führt zu extensiver Tektonik und zum Rifting der Neotethys. Im "mittleren" Perm entwickelt sich die Ozeanisierung zeitlich parallel zur Effusion der kontinentalen basalte (Panjal Traps). Im späten Perm läuft die thermische

Subsidenza des passiven Kontinentalrandes an, auf welchem sich ab der Trias eine Karbonatplattform ausbildet.

In einem frühen Stadium der himalayischen Orogenese, zwischen Eozän und frühen Oligozän, wird der südliche Teil von Upper Lahul in Zusammenhang mit der Platznahme der Shikar Beh-Decke durch eine bedeutende tektonische Ueberschiebung in NE-Richtung zerschnitten. Diesen Verformungen wird die Bildung der Tandi-Synklinale zugeschrieben; in ihr ist ein Teil der mesozoischen Schichtfolge als synforme Falte in der Paragneisen des High Himalaya erhalten geblieben. Während der sehr intensiven Verformungen mit SW-Vergenz zwischen spätem Oligozän und frühem Miozän, erfassen zwei Deckensysteme die Einheit des Upper Lahul. Der Südteil der Region gehört zur Wurzelzone der sich im Zusammenhang mit dem *Main Central Thrust* ausbildenden Kristallindecken. Sein nördlicher Abschnitt bildet die Front der Nyimaling-Tsarap-Decke, welche die sedimentären Einheiten der Tethys-Zone im östlichen Zanskar gegen SW überschiebt. Im frühen Miozän übersprägt eine duktile, dextrale; syn- bis spätmetamorphe Scherzone den Uebergangsbereich von High Himalaya-Kristallin zur Tethys-Zone. Der allmähliche Uebergang zwischen den beiden Einheiten zeigt aber auf, dass diese Deformation nicht genügend intensiv war, um zu einer strukturellen Abtrennung zu führen, wie dies in zahlreichen anderen Gebieten des Himalaya beobachtet werden kann.

## Riassunto

Le catene dell'Alto Himalaya e del Pir Panjal nell'Alto Lahul si situano al passaggio tra il Cristallino dell'Alto Himalaya e la Zona Tetidea. Lo studio geologico di questa regione permette di ricostruire sia l'evoluzione paleogeografica di questo segmento del continente indiano dal Precambrico superiore al Trias, che la cinematica della sua strutturazione durante l'orogenesi himalayana terziaria.

Durante il Precambrico Superiore e il Paleozoico, il continente indiano era parte del Gondwana ed era limitato a "Nord" dal micro-continente cimmerico. Lo studio della sequenza stratigrafica di questo periodo indica l'influenza di una fase pan-africana Cambro-Ordoviciana, e probabilmente anche di una fase di rifting Paleo-Tetidea tra il Siluriano e il Devoniano. I primi movimenti tettonici che portano alla separazione del micro-continente cimmerico dall'India avvengono nel Carbonifero Inferiore e corrispondono ad una fase di transtensione sinsedimentaria, probabilmente associata alla messa in posto di filoni basici. Un importante fase di risalita termica tra il Carbonifero Superiore e il Permiano Inferiore segna l'inizio della fase estensionale del rift della Neo-Tetide. La fase di oceanizzazione è contemporanea alla messa in posto di basalti continentali (Panjal Traps) durante il Permiano medio. Nel Permiano Superiore inizia la subsidenza termica del margine passivo, sul quale si sviluppa, a partire dal Trias, una piattaforma carbonatica.

In uno stadio precoce dell'orogenesi himalayana, tra l'Eocene e l'Oligocene Inferiore, la parte meridionale dell'Alto Lahul è interessata da un importante sovrascorrimento a vergenza NE, associato alla messa in posto della Falda di Shikar Beh. Questa fase di deformazione è responsabile dello sviluppo della Sinclinale di Tandi, che rappresenta una parte della sequenza mesozoica tetidea preservata in una piega sinforme nei paragneiss del Cristallino dell'Alto Himalaya. Durante le importanti fasi deformative dell'Oligocene Superiore-Miocene Inferiore, due sistemi di falde interessano le unità della regione dell'Alto Lahul. La parte meridionale di questa regione corrisponde alla zona di radice delle falde cristalline associate ai movimenti tettonici lungo il *Main Central Thrust*. La parte settentrionale si situa al fronte della Falda di Nyimaling-Tsarap, trasponendo verso SW le unità della Zona Tetidea dello Zanskar orientale. Nel Miocene Inferiore, una fase di taglio duttile destra da sin- a tardo-metamorfica interessa la zona di transizione tra il Cristallino dell'Alto Himalaya e la Zona Tetidea. Tuttavia, il passaggio progressivo tra le due unità indica che questa fase deformativa non è stata sufficientemente intensa per provocare uno "scollamento" strutturale, come si osserva in molte altre parti dell'Himalaya.



## Abstract

The High Himalaya and Pir Panjal Ranges of Upper Lahul are situated at the transition zone between the High Himalaya Crystalline and the Tethyan Zone. Based on a geological study of this area, the Upper Precambrian to Triassic paleogeographic evolution of this segment of the Indian continent, as well as its structural development during the Himalayan orogeny, are reconstructed.

The Indian continent, bounded to the “north” by the Cimmerian micro-continents, was part of Gondwana during the Late Precambrian and Paleozoic. The stratigraphic record for this period was influenced by a Cambro-Ordovician Pan African event, and probably also by a Paleo-Tethyan rifting phase between the Silurian and Devonian. The first tectonic movements leading to the breaking up of the Cimmerian micro-continents from India occurred during the Early Carboniferous and they correspond to a synsedimentary transtensional phase, probably associated with basaltic intrusions. An important thermal uplift event between the Late Carboniferous and Early Permian marked the onset of the extensional phase of the Neo-Tethys rifting. The oceanization phase was contemporaneous with middle Permian basaltic extrusions (Panjal Traps). The thermal subsidence of the passive margin began during the late Permian. A carbonate platform began to develop in the Early Triassic.

During an early phase of the Himalayan orogeny (Eocene to Early Oligocene), the southern part of Upper Lahul underwent a NE-vergent overthrusting associated with the development of the Shikar Beh Nappe. This event created the Tandi Syncline, which is a Mesozoic Tethyan sequence folded within the High Himalaya Crystalline paragneisses. During the subsequent Upper Oligocene to Lower Miocene SW-vergent deformation phases, two major nappe systems affected the units of the Upper Lahul area. The southern part of this region was the root zone of the crystalline nappes associated with the tectonic movements along the Main Central Thrust. The northern part of this region was located at the front of the Nyimaling-Tsarap Nappe, carrying the Tethyan Zone units of east Zaskar toward the SW. A syn- to late-metamorphic ductile dextral shearing event subsequently deformed the High Himalaya Crystalline-Tethys Himalaya transition zone during the Early Miocene. The gradual passage between these two units indicates that this deformation was not strong enough to cause structural detachment, as observed in many other parts of the Himalaya.

## Remerciements

Ce travail n'aurait pas pu être réalisé sans l'aide et l'amitié de nombreuses personnes.

Ce matin de l'automne 1987, A. Steck me parlait des Alpes, mais moi je rêvais de l'Himalaya. Tant pour m'avoir permis de découvrir ces montagnes lointaines que pour m'avoir laissé une totale liberté dans mes recherches, je lui exprime toute ma gratitude. R. Allemann, R. Marchant, B. Reymond et J. P. Schärer m'ont accompagné dans ces pérégrinations himalayennes et ils savent ce que je leur dois.

Ce n'est qu'un hasard s'il existe une faille entre mon terrain d'étude et celui de L. Spring, ce dernier pourra en témoigner. On peut se demander ce qui peut pousser à partir de bon matin pour grimper 2000 m de dénivelé afin d'atteindre un affleurement en fin d'après-midi, pour ensuite rejoindre le camp au milieu de la nuit à la lueur d'une lampe de poche. Nous l'avons fait pourtant, avec H. Masson. Malgré trois saisons passées à assurer mes déplacements avec ses chevaux, Pram Singh Negi n'a jamais compris pourquoi nous venions de si loin pour ramasser des cailloux, mais je le remercie pour son efficacité et son amitié. Lorsque j'ai sollicité son assistance pour le transport de ces cailloux vers l'Europe, G. Mascle a accepté, comme il a accepté de faire profiter mon travail de son expérience himalayenne. Je lui en suis reconnaissant. De l'analyse géochimique aux corrections du manuscrit, l'aide de H. R. Pfeifer aura été précieuse. Les travaux d'A. Pécher ont grandement influencé ce travail et je suis très heureux que ce dernier ait consenti à faire partie de mon jury de thèse.

E. Stutz n'est pas pour rien dans toute cette histoire. Les travaux de laboratoire ont été effectués grâce à la collaboration et à la patience de R. Ansermoz, F. Bussy, M. Cosca, L. Favre, S. Gorican, J. Hunziker, J. C. Lavanchy, N. Meisser, L. O'Dogherty, A. Pillecuit, et P. Thélin. Avec son expérience et sa "Hewlett Packard", P. Favre m'a été d'un grand secours. Les fossiles que j'ai récolté ou extrait seraient sans valeur s'il n'avaient été examinés par des spécialistes. J'en suis redevable à C. H. C. Brunton (Londres), H. Bucher (Vancouver), J. Guex (Lausanne !), R. D. Hoare (Bowling Green), J. R. Laurie (Canberra), W. W. Nassichuk (Calgary), G. Plodowski (Francfort), P. R. Racheboeuf (Lyon) et W. J. Varker (Leeds). De même la coopération de M. Gaetani (Milan), B. Grasmann (Vienne) et P. Guntli (Zürich) a été appréciée. Discussions, idées, suggestions, corrections et critiques ont grandement amélioré ce manuscrit. J'en suis reconnaissant à A. Baud, J. L. Epard, J. Hernandez, D. Laduron et G. Stampfli. Je remercie enfin toutes les personnes de la section des Sciences de la Terre et d'ailleurs qui m'ont encouragé durant ce travail, ainsi que l'Université de Lausanne dont l'aide financière a rendu possible la réalisation de ce projet.

# 1 INTRODUCTION GENERALE

## 1.1 Préambule

Du Précambrien au Crétacé, l'Inde fait partie, avec l'Amérique du Sud, l'Afrique, l'Arabie, l'Australie et l'Antarctique, d'une importante masse continentale appelée **Gondwana**. L'océan **Paléo-Téthys** sépare le Gondwana de l'Eurasie. Jusqu'au Permien, les parties arabiques et indiennes du Gondwana sont bordées par les **micro-continent cimmériens**, qui constitueront plus tard une partie de l'Iran, de l'Afghanistan et du Tibet. Durant le Permien inférieur, ces blocs continentaux se détachent du Gondwana et s'en éloignent. Cette séparation ouvre, entre l'Inde et les micro-continent cimmériens, un océan appelé **Néo-Téthys**. A partir du Crétacé inférieur, le Gondwana se fragmente. Le continent indien s'individualise et commence à dériver vers l'Asie. Dès l'Eocène inférieur, l'Inde rentre en collision avec l'Asie. Les chaînes de montagnes de l'Asie centrale, dont l'**Himalaya**, sont la conséquence de cette collision continentale.

Avec les chaînes de l'Hindu Kush, du Pamir, du Karakorum et du Kun Lun, l'Himalaya fait partie du plus important système montagneux de notre planète. L'Himalaya représente une puissante barrière entre le continent indien au sud et les hauts plateaux tibétains au nord. Au nord-ouest et à l'est, l'Himalaya est relayé, après d'importantes virgations (courbures syntaxiales), par les chaînes de Hazara, des Salt Ranges et de Sulaiman au Pakistan et en Afghanistan, et par la chaîne de l'Arakan Yoma en Birmanie. A plus grande échelle, ces montagnes de l'Asie centrale se relie aux Alpes par les chaînes du Baloutchistan en Afghanistan et du Zagros en Iran, puis par les montagnes anatoliennes et les Carpathes.

## 1.2 Les grandes subdivisions tectoniques de l'Himalaya

Du point de vue géologique, la chaîne himalayenne est classiquement subdivisée en 4 unités tectoniques majeures (HEIM & GANSSER 1939, GANSSER 1964, 1981, FRANK et al. 1987, fig. 1).

- 1) Le **Sub-Himalaya** est constitué principalement de sédiments molassiques tertiaires (Miocène-Pleistocène) associés à l'orogénèse himalayenne. Il s'agit des *Murrees* et des *Siwaliks*, chevauchant le long du *Main Frontal Thrust* (MFT) les dépôts alluviaux quaternaires de l'Indus, du Ganges et du Brahmapoutre.
- 2) Le **Bas-Himalaya** (*Lesser Himalaya*) est composé essentiellement de sédiments protérozoïques de la couverture gondwaniennne du continent indien, charriés sur le Sub-Himalaya le long du *Main Boudary Thrust* (MBT). La base de cette unité correspond à des séries détritiques (*Chail/Berinag, Khaira*) et carbonatées (*Shali/Deoban*) du Protérozoïque inférieur. Des roches granitiques et volcaniques acides (1800-1900 Ma) sont intercalées dans ces séquences. La partie supérieure de cette unité est composée d'une grande épaisseur de sédiments détritiques fins (*Simla Slate*), surmontée par des conglomérats tillitiques et des carbonates (*Nagthat/Blaini, Krol*). Cette séquence correspond au Protérozoïque supérieur (FRANK et al. 1993). Ces séries sont parfois surmontées par des sédiments mésozoïques minces et lacunaires, ainsi que par des dépôts du Tertiaire (*Subathu*).
- 3) Le **Haut-Himalaya** est séparé en trois domaines:
  - a) Le **Cristallin du Haut-Himalaya** (*High Himalaya Crystalline: HHC*) représente le soubassement métamorphique des séries sédimentaires de l'Himalaya Téthysien. Cette unité chevauchant le Bas-Himalaya le long du *Main Central Thrust* (MCT) est aussi décrite sous les noms de "Dalle du Tibet", *Crystalline Nappe Zone*, *Central Himalayan Gneiss* ou encore *Main Central Sheet*. Elle est constituée de paragneiss, parfois migmatitiques, qui sont les équivalents métamorphiques des sédiments détritiques protérozoïques supérieur formant la base de la Zone Téthysienne, ainsi que de granites cambro-ordoviciens (orthogneiss) et tertiaires.

- b) L'**Himalaya Téthysien** (Zone Téthysienne, Zone Tibétaine) est composé d'une colonne stratigraphique plus ou moins complète allant du Précambrien supérieur à l'Eocène. Quatre étapes importantes de l'histoire géologique de la partie nord du continent indien sont préservées dans cet enregistrement stratigraphique: l'évolution gondwaniennne du Protérozoïque supérieur au Paléozoïque supérieur, le rifting de la Néo-Téthys durant le Paléozoïque supérieur, l'évolution mésozoïque de la marge passive néo-téthysienne, puis les premiers stades de la collision continentale à l'Eocène. Le passage entre le Cristallin du Haut-Himalaya et l'Himalaya Téthysien est généralement graduel et il n'existe pas de chevauchement majeur entre ces deux domaines. Cependant, les études récentes démontrent que cette zone de transition est fréquemment le lieu de mouvements cisailants extensifs ou dextres syn à tardi-métamorphiques, pouvant provoquer un détachement structural entre les deux unités.
- c) Les **Unités de Lamayuru et de la Markha** sont composées des sédiments déposés sur le talus continental limitant la marge passive de la Néo-Téthys, du Permien supérieur au Crétacé supérieur.
- 4) La **Zone de la Suture de l'Indus-Yarlung** représente la cicatrice du domaine océanique (Néo-Téthys) séparant, durant le Mésozoïque, l'Inde des blocs continentaux formant l'actuel Tibet. Cette zone complexe est constituée principalement d'ophiolites (roches basiques et ultrabasiques) ainsi que de sédiments océaniques (flyschs).

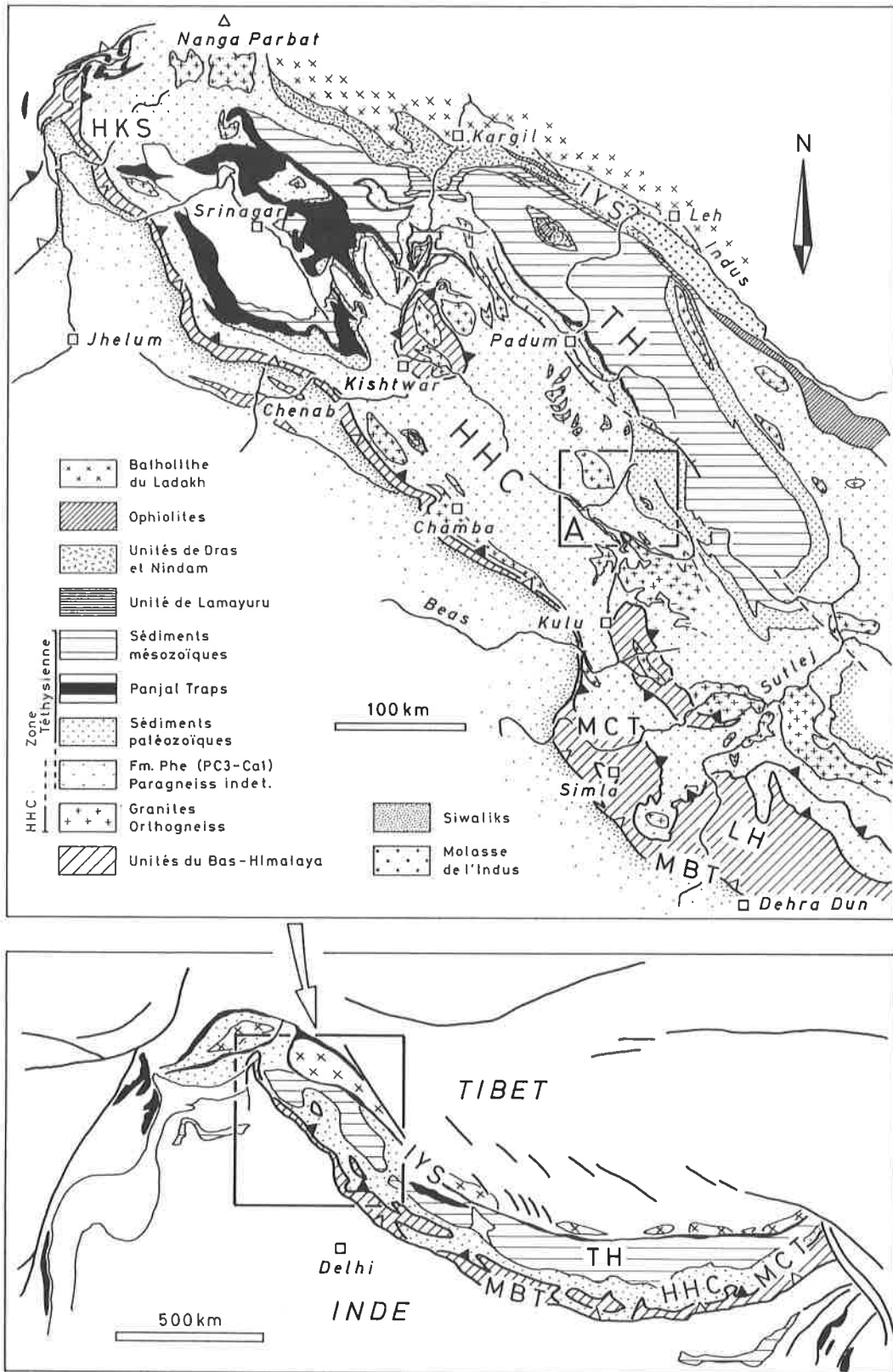
La Suture de l'Indus-Yarlung marque la limite septentrionale de l'Himalaya. Au nord, le **Trans-Himalaya** (Chaîne du Kailash) correspond principalement à un important batholithe acide, résultat de la fusion de la croûte océanique de la Néo-Téthys lors de sa subduction sous les blocs continentaux tibétains. Ce **Batholithe du Ladakh** est séparé de la Zone de Suture de l'Indus-Yarlung par l'**Unité de Dras-Nindam**, qui correspond à un complexe volcano-sédimentaire représentant les reliques d'un arc volcanique d'âge Jurassique supérieur à Crétacé supérieur, ainsi que par les **Molasses de l'Indus** d'âge Eocène.

### 1.3 Cadre géologique et buts de l'étude

Du point de vue géologique, le Haut-Lahul se situe dans le Haut-Himalaya, au passage entre le **Cristallin du Haut-Himalaya**, au sud-ouest, et la **Zone Téthysienne**, au nord-est (figs. 1 et 2). Les sédiments de ce dernier domaine constituent une colonne stratigraphique de plus de 6000 m allant du Précambrien supérieur au Trias moyen. Avec l'augmentation du métamorphisme du NE vers le SW, les sédiments détritiques du Précambrien supérieur à Cambrien inférieur de la base de cette colonne se transforment graduellement en paragneiss, constituant le Cristallin du Haut-Himalaya. Dans ces gneiss, une unité formée de métasédiments carbonatés mésozoïques a été préservée de l'érosion à la faveur d'un important pli synforme: le **Synclinal de Tandi**. Dans le Haut-Lahul, des roches magmatiques sont représentées par des granites cambro-ordoviciens (FRANK et al. 1977) intrusifs dans les sédiments protérozoïques supérieur, ainsi que par des intrusions et extrusions basaltiques, observées principalement dans les lithologies du Paléozoïque supérieur.

Ce travail pluridisciplinaire se base principalement sur une cartographie géologique détaillée, sur une étude stratigraphique, ainsi que sur une analyse systématique des structures. A partir de ces données, deux parties de l'histoire géologique du segment du continent indien correspondant à la région du Haut-Lahul pourront être reconstituées:

- 1) son **évolution paléogéographique** du Précambrien supérieur au Trias moyen;
- 2) son **évolution tectono-métamorphique** durant l'orogénèse himalayenne tertiaire.



**Fig. 1**

Carte géologique générale de l'Himalaya du NW établie d'après GANSER (1981), SINHA (1981), FRANK et al. (1987), STUTZ (1988) et GRECO et al. (1989). (A) désigne la région étudiée dont la carte géologique est présentée à la fig. 2. Unités tectoniques et chevauchements: MBT: *Main Boundary Thrust*; MCT: *Main Central Thrust*; HHC: *Cristallin du Haut-Himalaya*; TH: *Himalaya Téthysien*; IYS: *Suture de l'Indus-Yarlung*; HKS: *Hazara-Kashmir Syntaxis*.

Les principaux résultats apportés par cette étude concernent plus précisément:

- a) l'évolution de la bordure nord du continent indien durant le rifting de la Néo-Téthys entre le Paléozoïque supérieur et le Mésozoïque inf;
- b) la signification paléogéographique du Synclinal de Tandî;
- c) les implications de cette dernière unité sur l'évolution tectono-métamorphique tertiaire de cette partie de l'Himalaya;
- d) la relation entre le Cristallin du Haut-Himalaya et la Zone Téthysienne durant l'orogénèse himalayenne.

A plus grande échelle, ce travail s'inscrit dans le cadre d'un programme d'étude géologique de l'Himalaya du NW, entrepris depuis 1979 par la Section des Sciences de la Terre de l'Université de Lausanne et le Musée de Géologie de Lausanne. Dans le but de reconstituer l'histoire géologique de cette partie de l'Himalaya, ce programme de recherche se concentre sur une traverse continue de la Suture de l'Indus-Yarlung au Cristallin du Haut-Himalaya, dans les régions du Ladakh-Zaskar et du Lahul (BAUD et al. 1982, BAUD et al. 1984, STUTZ & STECK 1986, STUTZ 1988, SPRING & CRESPO-BLANC 1992, SPRING 1993, SPRING et al. 1993a et b, STECK et al. 1993a et b, VANNAY & SPRING 1993).

## 1.4 Cadre géographique

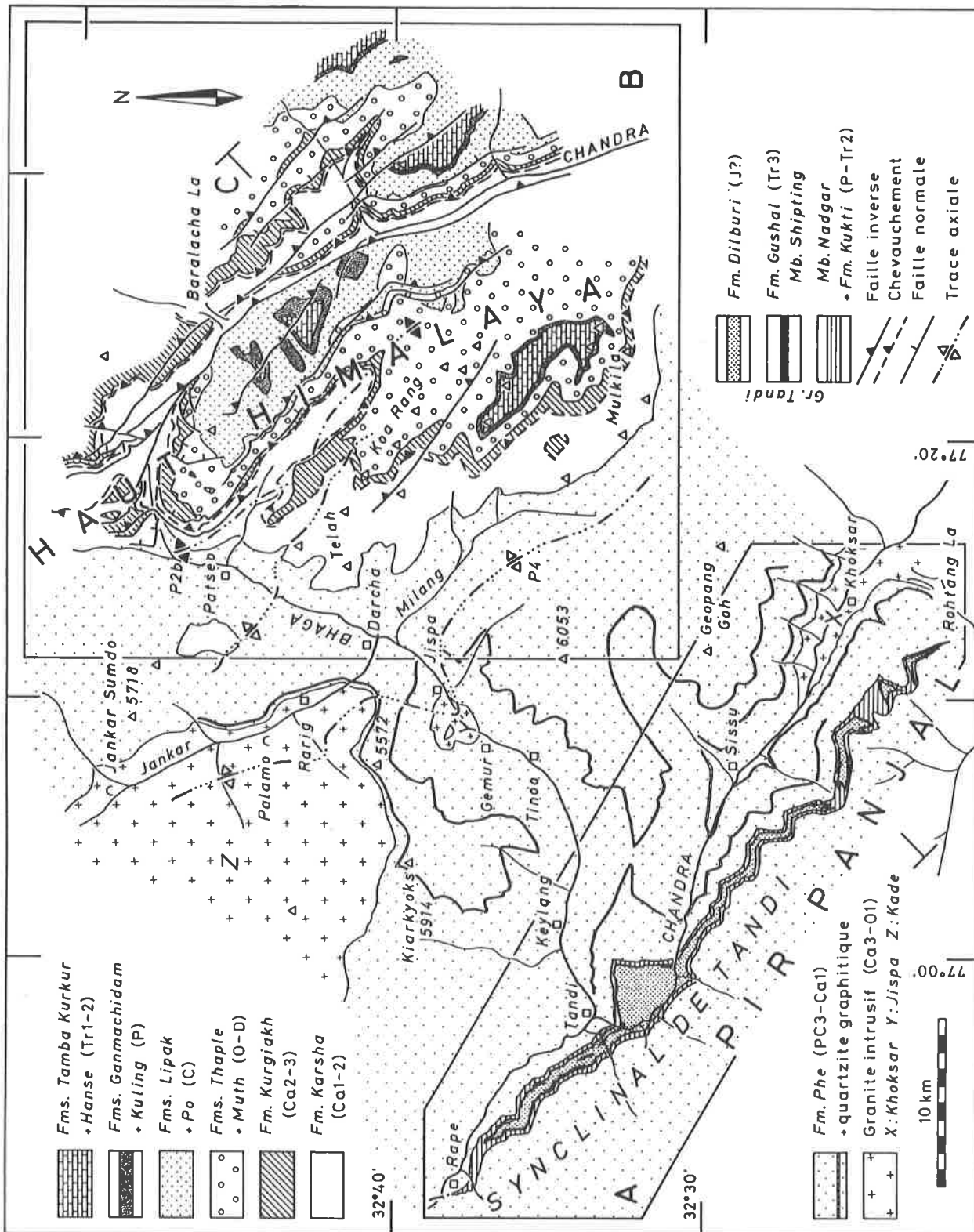
La zone étudiée se situe dans la partie nord-ouest de l'Himalaya indien (figs. 2 et 3), dans la région du Lahul (district du Lahul et Spiti, état de l'Himachal Pradesh). Elle comprend au nord-est un segment de la chaîne du Haut-Himalaya composée par les massifs des Mulkila, des Koa Rang et des Telah, dont les sommets se situent en moyenne aux environs de 6000 m et dont le point culminant est représenté par le Mulkila (M4: 6517 m). La zone d'étude est limitée au sud par la chaîne du Pir Panjal, aussi appelée localement chaîne du Dhauladhar, séparant le Lahul (prononcez "Lahoul") des vallées s'ouvrant directement sur la plaine indienne, et dont la plus importante est la Vallée de Kulu.

Les deux vallées principales du Lahul sont creusées par la Chandra et la Bhaga. Bien que prenant toutes deux naissance dans la région du Col du Baralacha (Baralacha La), ces deux rivières s'écoulent d'abord dans des directions divergentes avant de se rejoindre à la hauteur du village de Tandî pour former la Chandrabhaga ou Chenab. Le Haut-Lahul correspond à la région située en amont de cette confluence.

Situé sur l'un des itinéraires himalayens permettant la circulation caravanière entre le Tibet et l'Inde, le Haut-Lahul, ainsi que la région voisine du Spiti, ont longtemps subi les influences contrastées des cultures ladakhies-tibétaines et hindoues. Cependant, seule une population d'origine tibétaine a pu coloniser de façon permanente les parties inférieures des vallées de la Chandra et de la Bhaga, isolées par la neige pendant plusieurs mois chaque hiver. En été, la recherche de pâturages pousse des bergers et leurs troupeaux à parcourir les parties supérieures de ces hautes vallées himalayennes.

## 1.5 Historique des recherches géologiques dans le Haut-Lahul

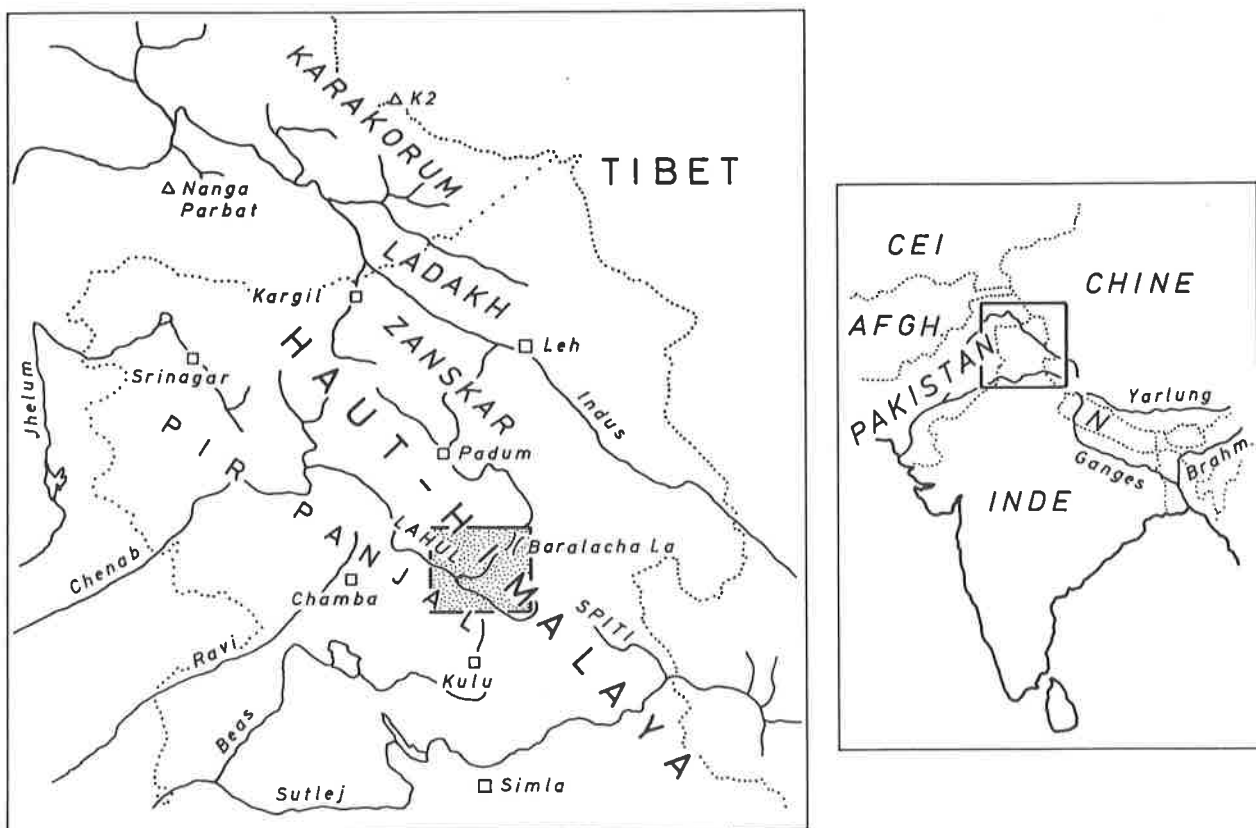
Après le passage du district du Lahul et Spiti sous le contrôle des Anglais en 1846 et l'installation d'une mission morave à Keylang, chef-lieu du Lahul, en 1854, cette région a été traversée pour la première fois en 1865 par une expédition du Geological Survey of India. Durant cette traverse, l'itinéraire de STOLICZKA (1866) l'amène à observer les principales unités de cette région: les gneiss de la partie sud du Haut-Lahul, dans lesquels sont intercalés des métasédiments carbonatés (Synclinal de Tandî), ainsi que les séries sédimentaires paléozoïques de la partie nord de cette région.



**Fig. 2**

Carte tectonique des unités du Haut-Lahul. Cette carte a été réalisée à partir de levés originaux de l'auteur au 1/50'000. (A) et (B) indiquent respectivement la localisation des cartes géologiques détaillées du Synclinal de Tandri (fig. 43) et de la chaîne du Haut-Himalaya (fig. 44). (C) désigne la situation de la coupe tectonique présentée à la fig. 27. Base topographique: images-satellites Spot IDN 0137411k et 0137412l.

Sur la base de ses observations et d'une compilation des données récoltées par le Geological Survey, LYDEKKER (1883) publie la première synthèse de la géologie de l'Himalaya du NW. Il y décrit notamment les carbonates de la région de Tandi comme correspondant à un synclinal "comprimé" et cette unité, ainsi que les grandes lignes de la géologie du Haut-Lahul, figurent sur la carte accompagnant sa monographie. Au début du 20<sup>ème</sup> siècle, les recherches géologiques dans l'Himalaya du NW se concentrent sur la partie orientale du Cachemire et du Ladakh, ainsi que sur le Spiti. Ce n'est qu'à partir des années 70 que reprennent les études géologiques dans le Haut-Lahul, avec notamment les travaux des géologues australiens sur le Synclinal de Tandi (POWELL & CONAGHAN 1973, PICKETT et al. 1975) et ceux de FRANK et al. (1973, 1977), axés sur l'évolution tectono-métamorphique des unités de la partie sud de cette région. Entre les années 60 et 80, les parties centrale et nord du Haut-Lahul sont interdites aux étrangers, et cette région est étudiée par les géologues indiens du Geological Survey de Luknow et de l'université de Chandigarh (PANDE & KUMAR 1974, SRIKANTIA & BHARGAVA 1976, 1979, NANDA & SINGH 1977, KANWAR & AHLUWALIA 1979). Après la réouverture du Lahul aux étrangers au début des années 80, cette région a été à nouveau étudiée par les scientifiques occidentaux, principalement lors de traverses en direction du Zaskar (BAUD et al. 1984, GAETANI et al. 1985, 1986, POGNANTE et al. 1990, STECK et al. 1993a et b).



**Fig. 3**

Contexte géographique de la région étudiée. CEI: Communauté des Etats Indépendants (ex-URSS); Afgh.: Afghanistan; Brahm.: Brahmaputra.



## 1.6 Cartographie

Etant donné la proximité de la frontière chinoise, de nombreux secteurs de l'Himalaya indien, dont le Lahul, sont considérés comme étant des zones stratégiques et les cartes topographiques détaillées de ces régions ne sont pas accessibles au public. Pour cette raison, la cartographie géologique se base essentiellement sur un fond topographique établi à partir d'images-satellites. Dans cette étude nous avons utilisé des images-satellites Spot dont le pixel (grain élémentaire déterminant la taille minimale des objets différenciés) est inférieur à 10 m. Ces images ont été agrandies au 1/50'000 et reproduites directement sur papier par procédé héliographique. Le document relativement détaillé ainsi obtenu permet un levé cartographique précis. Néanmoins, le principal inconvénient lié à l'utilisation d'images-satellites est que l'orographie reste excessivement peu détaillée, malgré les rares indications altimétriques tirées des cartes topographiques publiées.

La toponymie utilisée se base sur les indications officielles locales, ainsi que sur les cartes topographiques suivantes:

- US Army Map: Palampur (India; Jammu and Kashmir), 1963, au 1/250'000.
- Trekking routes Map of Himachal Pradesh, sheet n° 2, 1976, au 1/250'000.
- Indian Himalaya Maps, sheet-5: Himachal Pradesh, 1987, au 1/200'000.

*Il y bien longtemps, le fils du soleil et la fille de la lune s'éprirent l'un de l'autre. Ils décidèrent de se marier, et descendirent des cieux pour se reconstruire au Baralacha La. Pour d'obscures raisons ils se séparèrent et suivirent des directions opposées afin de rejoindre Tandi, où devait se célébrer leur union terrestre. Chandra, la fille de la lune, se faufila facilement au coeur des montagnes et arriva rapidement à Tandi. Bhaga, le fils du soleil, dut au contraire se frayer un passage au travers d'une étroite et difficile vallée et ne put parvenir à temps au rendez-vous. Chandra l'attendit quelques temps à Tandi, puis inquiète, elle décida de partir à sa rencontre. Ils se retrouvèrent à Beeling, près de Keylang, et revinrent ensemble à Tandi où le mariage fut célébré.*

Légende du Lahul.

## PREMIERE PARTIE

# EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU PRECAMBRIEN SUPERIEUR AU TRIAS

## 2 STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE ANTE-HIMALAYENNE

### 2.1 Introduction

La reconstitution de l'évolution paléogéographique se base sur des données stratigraphiques, cartographiques, tectoniques et géochimiques. L'analyse stratigraphique des unités de la Zone Téthysienne du Haut-Lahul et la description des structures tectoniques anté-himalayennes préservées dans cet enregistrement sédimentaire seront suivies d'un exposé de l'étude géochimique des roches basaltiques intrusives et extrusives observées dans ces sédiments. Une synthèse de ces données permettra de décrire l'évolution géologique, du Précambrien supérieur au Trias moyen, d'une partie de la bordure nord du continent indien. A partir de ces résultats, une reconstruction de la paléogéographie de la région du Haut-Lahul au Trias moyen, ainsi qu'une reconstruction palinspastique générale de la marge nord-indienne pour la même période, seront présentées. L'évolution de cette marge du Carbonifère inférieur au Trias moyen est interprétée comme étant principalement liée au rifting et à l'ouverture de la Néo-Téthys. Le calcul et la modélisation de courbes de subsidence appuieront cette interprétation.

La région du Haut-Lahul représente une partie de l'Himalaya Téthysien, située à la bordure sud du bassin du Zaskar-Spiti. La partie nord de cette région est constituée d'une colonne stratigraphique plus ou moins complète allant du Cambrien inférieur au Trias moyen. La partie centrale du Haut-Lahul (parties inférieures des vallées de la Chandra et de la Bhaga) est principalement constituée d'une importante épaisseur de sédiments silto-gréseux d'âge Précambrien supérieur à Cambrien inférieur (Formation de Phe). En direction du sud, on observe un passage graduel entre ces sédiments et les paragneiss formant le Cristallin du Haut-Himalaya. Cette transition se fait sans discontinuité structurale ni saut du métamorphisme, contrairement à ce qui est observé dans de nombreuses autres parties de l'Himalaya. Pour FUCHS (1987), le Lahul correspond à une zone faisant le lien entre les bassins du Zaskar-Spiti et ceux du Cachemire et de Chamba.

Une caractéristique importante de la partie sud du Haut-Lahul est la présence d'une unité essentiellement carbonatée, remplissée dans les paragneiss (métasédiments de la Formation Phe). Il s'agit du **Synclinal de Tandi**, pour lequel une corrélation avec les sédiments du Permien au Jurassique moyen de la partie nord du Haut-Lahul et du SE Zaskar sera proposée.

## Nomenclature

La nomenclature des unités stratigraphiques employée dans ce travail correspond à celle communément utilisée dans les études géologiques récentes du Haut-Lahul (BAUD et al. 1984, GAETANI et al. 1986 et 1990, GARZANTI et al. 1986, FUCHS 1987). Pour le Protérozoïque et le Paléozoïque inférieur, cette nomenclature reprend en grande partie les termes introduits pour les unités du Lahul par NANDA & SINGH (1977). Pour le Paléozoïque supérieur et le Mésozoïque inférieur, elle est principalement héritée de celle définie pour les unités du Spiti et du Zaskar (STOLICZKA 1866, HAYDEN 1904 et 1908, SRIKANTIA et al. 1980). Dans cette étude, en plus des subdivisions existantes, certaines formations sont séparées en membres pour lesquels des noms informels sont utilisés. Pour le Synclinal de Tandi (Groupe de Tandi), les noms de formations introduits par SRIKANTIA & BHARGAVA (1979) sont repris, mais de nouveaux membres sont définis.

La synonymie présentée en début de chaque chapitre n'est pas exhaustive. Son but est principalement de permettre au lecteur de se retrouver dans les diverses nomenclatures utilisées dans les publications citées dans cette étude.

## Avertissement

Plusieurs publications dont V. J. Gupta est l'auteur ou coauteur concernent la région du Lahul-Spiti. Le caractère frauduleux de ces travaux ayant été mis en évidence (TALENT 1989, AHLUWALIA 1989), aucune publication dans laquelle V. J. Gupta est impliqué ne sera citée dans cette étude.

## Abréviations

Fm. : Formation de...

Mb. : Membre de ...

Sér. : Série de ...

PC : Précambrien

Ca : Cambrien

O : Ordovicien

S : Silurien

D : Dévonien

C : Carbonifère

Gr. : Groupe de ...

inf. : inférieur(e)

sup.: supérieur(e)

P : Permien

Tr : Trias

J : Jurassique

1 : inf.

2 : moyen ou sup. (selon les systèmes)

3 : sup.


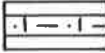
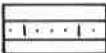

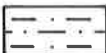






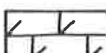


































	Grès		Siltite calcaire
	Grès calcaire		Siltite fine
	Siltite grossière		Argilite
	Gc: Conglomérat à éléments jointifs, imbriqués		
	Gm: Conglomérat à éléments non-jointifs		
	Dm: Diamictite à éléments non-jointifs		
	Calcaire (Cc.)		Calcaire gréseux
	Dolomie (Dol.)		Brèche
	Marne (Mrn.)		Gypse
	Calcaire dolomitique		Basalte
	Calcaire marneux		
	Rides de courant et stratifications obliques		Laminations stromatolithiques
	Stratifications entrecroisées		Stromatolithes
	"Hummocky cross stratifications"		Bioclastes
	Litage lenticulaire		Brachiopodes
	Litage convoluté		Bivalves
	Granoclasement		Crinoïdes
	Craquelures de dessiccation		Bryozoaires
	Figures de charge		Gastéropodes
	Volcans de sable		Ammonoïdés et Nautiloïdés
	Séquence "coarsening and thickening upward"		Conodontes
	Nodules phosphatés		Conulaires
	Ichnofossiles: pistes et traces		Coraux
	Terriers - bioturbation		Trilobites
	Discordance angulaire		Lacune stratigraphique

Fig. 4

Légende des coupes stratigraphiques.

## 2.2 La Formation de Phe (NANDA & SINGH 1977)

### Synonymie

**Cachemire:** *Dogra Slates* (WADIA 1934), *Marinag Fm.* (SHAH 1968), *Shumahal Fm.* (SRIKANTIA & BHARGAVA 1983), *Lolab Fm.* (KUMAR et al. 1984), **Zaskar-Ladakh:** *Kunzam La Fm./Lower Mb. + Batal Fm.* (NANDA & SINGH 1977), **Spiti:** *Haimanta* (GRIESBACH 1891, HAYDEN 1904, FUCHS 1982a), *Batal Fm.* (SRIKANTIA et al. 1980), *Kunzam La Fm./Debsa Khad Mb.* (KUMAR et al. 1984), **Garhwal-Kumaun:** *Vaikrita Series* (GRIESBACH 1891).

### Introduction

La Fm. Phe constitue la base de la série stratigraphique observable dans la région de cette étude, ainsi que dans une grande partie de l'Himalaya. Elle est composée essentiellement de siltites vertes et de grès fins, alternant en bancs d'épaisseurs décimétriques à métriques. L'épaisseur totale de ces sédiments très homogènes atteint 2000 à 3000 m dans la région étudiée. Un âge **Précambrien sup. à Cambrien inf.** est généralement attribué à cette formation sur la base de sa position stratigraphique. Les rares fossiles décrits dans ces sédiments sont des Cryptarchs et Algues indiquant un âge Riphéen sup. à Vendien (Précambrien sup.) pour la partie inférieure de la formation, ainsi que des Trilobites et Brachiopodes du Cambrien inf. dans la partie supérieure de la formation (KUMAR et al. 1984).

### Les lithologies de la Formation de Phe

Au Haut-Lahul, deux membres peuvent être distingués dans la Fm. Phe (fig. 5): à la base le **Mb. Tsarap**, à caractère plus pélitique et au-dessus le **Mb. Doda**, plus gréseux (NANDA & SINGH 1977, GAETANI et al. 1986). Néanmoins, les lithologies silteuses dominent dans les deux membres. La monotonie de ces sédiments n'est rompue que par la présence de deux horizons marqueurs, d'épaisseurs métriques à décimétriques, composés de grès graphitiques noirs auxquels sont parfois associés des niveaux conglomératiques. L'un de ces horizons se situe exactement à la limite entre les deux membres de la Fm. Phe et le second environ 1000 m plus bas dans le Mb. Tsarap. Le niveau supérieur pourrait correspondre au "Niri Conglomerate" de NANDA & SINGH (1977). Le passage entre la Fm. Phe et la Fm. Karsha est progressif et se marque par l'apparition de niveaux carbonatés dolomitiques centimétriques à décimétriques dans la partie supérieure de la Fm. Phe (Mb. Thonde de NANDA & SINGH 1977).

### La pétrographie des sédiments

#### *Les siltites et les grès*

Les roches de la Fm. Phe correspondent principalement à des **siltites** et, dans une moindre mesure, à des **arénites subarkosiques à arkosiques**. La composition de ces roches varie peu.

Les éléments détritiques sont représentés par le quartz (70 - 80 %), en grains monocristallins subanguleux, le feldspath (10 - 20 %), principalement du plagioclase et plus rarement du feldspath alcalin séricitisé, le mica blanc, en clastes souvent flexués et comme produit de recristallisation de la fraction pélitique originelle et la chlorite clastique relativement rare. Les lithoclastes sont très rares. Les minéraux accessoires sont: opaques, tourmaline, sphène, rutile, zircon, apatite, épidote-clinozoïsite et calcite.

Selon GAETANI et al. (1986) et GAETANI & GARZANTI (1991), la pétrographie de ces sédiments indique qu'ils proviennent de l'érosion d'un craton continental et que le contexte de sédimentation correspond à une marge passive. Cependant, cette hypothèse n'est pas compatible avec le fait que les reconstructions paléogéographiques montrent que jusqu'au Permien, le continent indien était bordé au "nord" par les microcontinents cimmériens (e.g. SCOTSE et al. 1979). Il nous semble plus probable que la Fm. Phe se soit déposée dans un **bassin intracontinental**, au voisinage d'un relief relativement important.

POUR FRANK et al. (1993), les sédiments du Protérozoïque sup. de la Zone Téthysienne et du Bas-Himalaya sont associés à un vaste bassin caractérisé par des apports détritiques provenant aussi bien du "nord" (Fm. Phe, Haimantas) que de l'Inde péninsulaire au "sud" (Simla Slate). Il reste néanmoins que la signification géotectonique de ces épaisses séries protérozoïques, ainsi que celle des sédiments du Cambrien inf. à moyen faisant suite, est encore mal connue.

### *Les grès graphitiques et les conglomérats*

La composition des **grès graphitiques** se distingue des lithologies communes de la Fm. Phe par la présence de fines inclusions de graphite uniformément dispersées dans la matrice. L'origine de ces roches, signalées pour la première fois par FRANK et al. (1973), reste problématique.

Associé à l'horizon marqueur que constituent ces grès sombres, on observe parfois des niveaux décimétriques à métriques de sédiments plus grossiers. Il s'agit de **conglomérats** et **microconglomérats polygéniques**, composés de clastes subanguleux millimétriques à centimétriques de quartz, plagioclase et feldspath alcalin perthitique. Ces conglomérats remanient aussi les grès graphitiques que l'on retrouve sous forme de lithoclastes dans leur composition. Ces conglomérats pourraient se corrélérer aux sédiments conglomératiques de la Fm. Phe décrites dans la vallée de la Chenab par FRANK et al. (1992) et pour lesquelles une origine glaciaire ou péri-glaciaire a été proposée.

### **Les structures sédimentaires**

Plusieurs types de structures sédimentaires sont observables dans les sédiments de la Fm. Phe. Des **rhythmites** sont caractérisées par des laminations parallèles d'épaisseur millimétriques à centimétriques, correspondant à une alternance de lits gréseux clairs et de siltites plus sombres (pl. 1 A). Dans les niveaux gréseux relativement homogènes, ces laminations sont soulignées par de fins niveaux riches en minéraux lourds. Ces sédiments montrent aussi fréquemment un litage lenticulaire des niveaux gréseux et plus rarement un litage en flaser des niveaux silteux. Ces lithologies gréseuses et silteuses sont parfois structurées en cycles pluricentimétriques granoclassés, indiquant l'influence de courants de turbidité sur le transport de ces sédiments (pl. 1 B). Des figures de charge sont parfois présentes. Des rides de courant asymétriques plus ou moins sinueuses, ainsi que les laminations obliques associées, confirment l'influence de courants sur ces sédiments. On observe aussi des **laminations ondulées entrecroisées à faible angle** de type *hummocky*, témoignant du remaniement de laminations parallèles par l'action de vagues de tempêtes (COLLINSON & THOMPSON 1989). Des **figures de dessiccation** (pl. 1 C) ainsi que des **craquelures de contraction subaquatiques** (*synaeresis cracks*, pl. 1 D) sont parfois visibles sur la surface des niveaux silteux. Les craquelures de contraction sont liées à des variations de salinité dans un milieu restreint peu profond (REINECK & SINGH 1973)

### **Les ichnofossiles**

Quelques traces de l'activité d'organismes sur la surface du sédiment ont été préservées dans la partie supérieure de la Fm. Phe. Des pistes de type ***Diplichnites* isp.** correspondent au déplacement d'organismes sur le sédiment (pl. 1 E). Des traces du type ***Monomorphichnus* isp.** (pl. 1 F) indiquent un pacage latéral sur la surface du sédiment, probablement par les mêmes organismes. Durant le Paléozoïque inf., ces traces fossiles sont généralement considérées comme étant liées à l'activité de **Trilobites** (HÄNTSCHHEL 1975, CRIMES 1970), bien que d'autres organismes puissent être responsables de traces similaires (BROMLEY 1990).

Des ichnofossiles comparables ont aussi été observés dans des équivalents de la Fm. Phe dans d'autres parties de l'Himalaya. Il s'agit de ***Monomorphichnus* isp.** dans la Fm. Lolab au Cachemire (SHAH & SUDAN 1983, KUMAR et al. 1984), de ***Rusophycus* isp.**, ***Isopodichnus* isp.** et ***Diplichnites* isp.** dans la partie supérieure de la Fm. Phe au Lahul oriental (BHARGAVA & SRIKANTIA 1985). Ces ichnofossiles caractérisent l'**ichnofacies *Cruziana***, correspondant à un milieu **subtidal de faible à moyenne énergie** (FREY & PEMBERTON 1984).

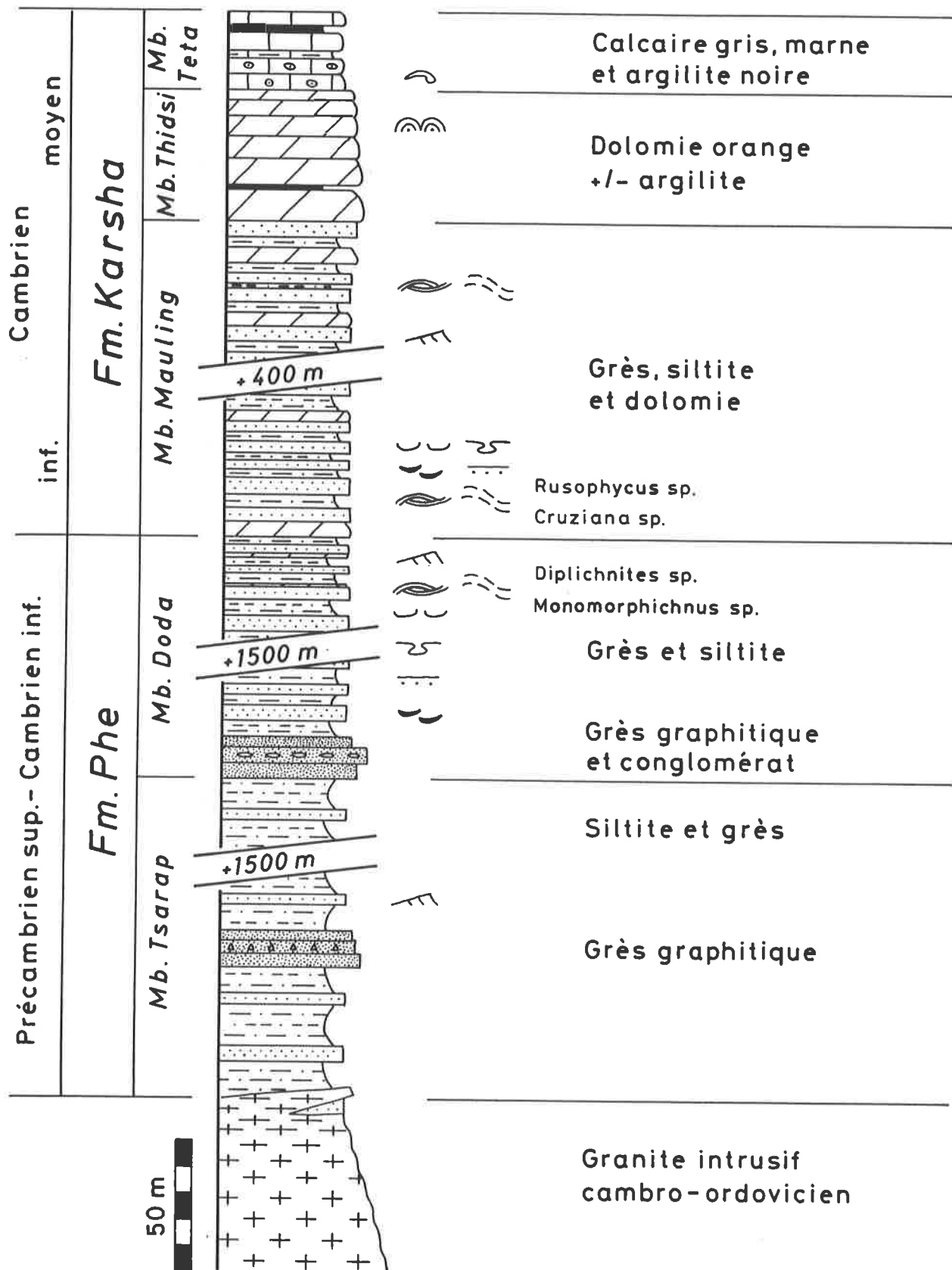


Fig. 5

Coupe stratigraphique des sédiments du Précambrien sup. au Cambrien moyen du Haut-Lahul.

## Le milieu de sédimentation de la Formation de Phe

L'alternance rythmique de sédiments gréseux et silteux, la présence de laminations ondulées entrecroisées à faible angle (*hummocky cross stratifications*) et d'ichnofossiles de l'ichnofacies *Cruziana* sont caractéristiques d'un environnement détritique marin peu profond, situé entre la zone intertidale et le milieu sublittoral localisé sous la base d'influence des vagues normales, mais au-dessus de la profondeur d'action des vagues de tempête (WALKER 1984, ALLEN 1982b). Les figures de dessiccation témoignent de l'établissement sporadique de conditions supratidales à intertidales. La Fm. Phe correspond donc à des dépôts de la zone littorale et de mer siliciclastique peu profonde.

Plusieurs auteurs attribuent un milieu de dépôt peu profond à la Fm. Phe, ou tout au moins à sa partie supérieure (BAUD et al. 1984, GAETANI et al. 1986, GARZANTI et al. 1986). Cependant, la Fm. Phe est aussi interprétée comme correspondant à une importante série de flyschs déposés dans un bassin profond (NANDA & SINGH 1977, SRIKANTIA et al. 1980, FUCHS 1982a, 1987, 1992, BAGATI 1990). Cette interprétation se base notamment sur l'importante épaisseur de ces sédiments ainsi que sur la présence de séquences turbiditiques. Notons que ces observations ne sont pas incompatibles avec un détritisme infra- à circalittoral, comme le prouvent les importantes séries d'âge Précambrien à Cambrien pouvant atteindre 5000 m d'épaisseur, décrites en Ecosse, dans les Rocheuses et en Norvège. De plus ces séries contiennent souvent des structures dues à l'action de courants de turbidité, ces derniers étant considérés comme l'un des principaux mécanismes de transport du sédiment vers la zone infralittorale. La préservation de ces "pseudo-turbidites" indique un dépôt au-dessous la base d'influence des vagues de tempête (WALKER 1984).

La Fm. Phe montre de nombreuses analogies avec les épaisses séries protérozoïques du Bas-Himalaya (Simla Slates) et de l'Inde péninsulaire, pour lesquelles SINGH (1980) a démontré un environnement sédimentaire littoral et de mer siliciclastique peu profonde. Il en est de même pour les séries contemporaines du Kumaun et du Népal (SHAH & SINHA 1974, COLCHEN 1975).

La Fm. Phe correspond donc, de la fin du Protérozoïque au début du Paléozoïque, à une importante sédimentation détritique peu profonde dans un vaste bassin intracontinental.

## 2.3 La Formation de Karsha (NANDA & SINGH 1977)

### Synonymie

**Cachemire:** *Rangamal Fm./Mbs. A+B* (SRIKANTIA & BHARGAVA 1983), *Karihul Fm.* (KUMAR et al. 1984), **Spiti:** *Parahio Series* (HAYDEN 1904, FUCHS 1982a), *Kunzam La Fm./Upper Mb.* (SRIKANTIA et al. 1980)

### Introduction

Au Haut-Lahul, cette formation correspond à environ 600 m de sédiments détritiques et carbonatés. Au Spiti, des fossiles de Brachiopodes, de Trilobites et de Conodontes suggèrent un âge Cambrien moyen à sup. pour ces sédiments (HAYDEN 1904, BHATT & KUMAR 1980). Selon GARZANTI et al. (1986), un âge Cambrien inf. à moyen est plus probable.

### Les lithologies de la Formation de Karsha

La Fm. Karsha peut être subdivisée en trois membres (fig. 5).

#### *Le Membre de Mauling*

Ce membre, d'une épaisseur d'environ 500 m, est composé de sédiments détritiques similaires à ceux de la Fm. Phe, c'est-à-dire des grès fins et siltites, dans lesquelles sont intercalés des bancs métriques à



plurimétriques de **dolomies rouges**. Le passage entre ces unités étant progressif, la limite inférieure du Mb. Mauling est définie par l'apparition des premiers niveaux dolomitiques d'épaisseur métrique.

### *Le Membre de Thidsi*

Ce membre est formé essentiellement de **dolomies saccharoïdes** à patine rousse, généralement massives, parfois noduleuses. On observe fréquemment des **colonies stromatolithiques** dans ces sédiments. Dans la région située entre les vallées de Milang et de Patseo, ce membre peut atteindre jusqu'à 200 m d'épaisseur. Au niveau de la vallée de Patseo, l'épaisseur de cette unité est brusquement réduite et vers le NE ce membre n'est plus représenté que par un banc dolomitique d'une dizaine de mètres d'épaisseur. Cette variation latérale d'épaisseur est stratigraphique et pourrait traduire l'existence d'un paléorelief durant la sédimentation de ce membre (extension synsédimentaire ? compaction différentielle ?).

### *Le Membre de Teta*

Ce membre est constitué de **calcaires gris noduleux ou marneux**, parfois bioclastiques ou dolomitiques, alternant avec des interlits centimétriques à décimétriques de **schistes argileux noirs**. Son épaisseur se situe autour des 30 m.

## **La pétrographie des sédiments**

Les sédiments détritiques du Mb. Mauling sont pétrographiquement très similaires à ceux de la Fm. Phe sous-jacente. Il s'agit de grès fins verts en bancs centimétriques à décimétriques, alternant avec des niveaux centimétriques de siltites. Des variations de la granulométrie sont aussi visibles à plus petite échelle (*rhythmites*). Contrairement à la Fm. Phe, les lithologies gréseuses sont proportionnellement plus importantes que les siltites.

Les grès correspondent à des **arénites fines subarkosiques** modérément bien classées. Certains grès sont caractérisés par des laminations parallèles marquées par des alternances de lits millimétriques à centimétriques clairs gréseux (*textural laminae*) et de lamines submillimétriques à millimétriques sombres, dans lesquelles sont concentrées des minéraux lourds (*heavy mineral sheet*) en grain arrondis (opaques, rutile, zircon, tourmaline, sphène). Dans le Mb. Mauling au Ladakh, STURZ (1988) décrit et discute en détail des sédiments similaires qu'il interprète comme étant associé à un milieu de plage.

Les dolomies des Mbs. Mauling et Thidsi sont composées essentiellement de dolomite et ne contiennent qu'une faible fraction siliciclastique indiquant une légère influence détritique.

Les calcaires sparitiques du Mb. Teta contiennent fréquemment des bioclastes de Trilobites caractérisés par leur extrémité incurvée "en houlette de berger". Ces calcaires ont été traités sans succès pour déterminer leur éventuel contenu en Conodontes. Ils sont parfois riches en éléments arrondis ou ovoïdes dont le diamètre moyen se situe autour des 2 cm, mais pouvant atteindre 5 cm. Ces éléments montrent souvent une texture concentrique. Il s'agit probablement de macro-oncoïdes, compatibles avec un milieu marin relativement peu profond (plate-forme).

## **Les structures sédimentaires dans le Membre de Mauling**

Les sédiments siliciclastiques du Mb. Mauling sont relativement riches en structures sédimentaires caractéristiques d'un milieu marin peu profond. Les grès et siltites correspondent souvent à des *rhythmites* formées d'alternances millimétriques à centimétriques, dans lesquelles on observe des litages lenticulaires associés à des rides oscillatoires (fig. 6 A) ainsi que des figures de charge. Un remaniement de ces sédiments par des vagues de tempête est indiqué par la présence de **stratifications ondulées entrecroisées à faible angle** (*hummocky cross stratifications*, pl. 2 A et fig. 6 B).

Sur certaines surfaces de banc on observe parfois des **stratifications ondulées parallèles** (*undulating stratifications*) formant des dômes et cuvettes dont la longueur d'onde varie entre 80 et 150 cm et la hauteur entre 10 et 30 cm. Sur la surface de ces stratifications on observe aussi des rides de courant asymétriques bidirectionnelles de longueur d'onde décimétrique, ainsi que des micro-rides d'interférence plurimillimétriques. Ces structures sont caractéristiques d'un milieu intertidal (COLLISON & THOMPSON 1989). Les alternances centimétriques à décimétriques de niveaux gréseux et silteux sont parfois structurées en séquences granoclassées. La présence occasionnelle de **craquelures de dessiccation** témoigne de l'établissement temporaire de conditions supratidales.

### Les ichnofossiles dans le Membre de Mauling

Des traces de l'activité d'organismes sur la surface des sédiments siliciclastiques sont parfois observées. Il s'agit de *Rusophycus* isp. (traces de "repos" ou plus précisément de fouissage stationnaire) passant souvent à des *Cruziana* isp. (traces de fouissage en déplacement, pl. 2 B à E, HÄNTSZCHEL 1975, BROMLEY 1990). Ces traces, probablement dues à l'activité de **Trilobites**, sont caractéristiques de l'**ichnofaciès Cruziana** et elles indiquent des **conditions subtidales peu profondes**, situées au-dessus de la base d'influence des vagues de tempête (WALKER 1984). Elles sont parfois associées à des craquelures de contraction (*synaeris cracks*) confirmant des conditions marine peu profondes (COLLISON & THOMPSON 1989). Il est intéressant de noter que les *Rusophycus* isp. et *Cruziana* isp. apparaissent au début du Cambrien. Dans des sédiments contemporains du Ladakh, STUTZ (1988) décrit d'autres ichnofossiles de l'ichnofaciès *Cruziana*, tel que *Arthraria* isp. et *Planolites* isp.

### Les stromatolithes du Membre de Thidsi

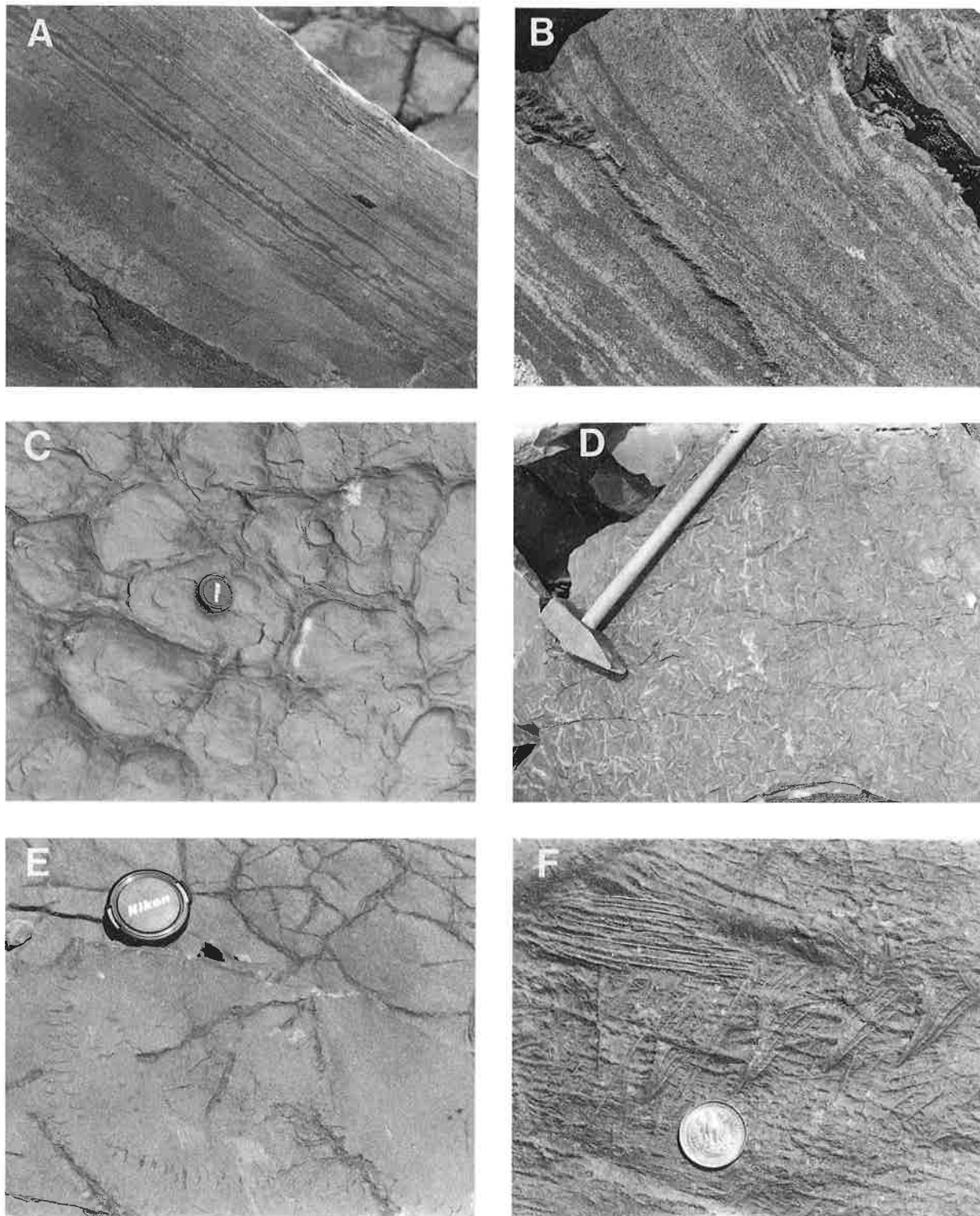
Deux types de stromatolithes ont été observés dans les dolomies de ce membre Il s'agit premièrement de stromatolithes en dômes circulaires, à base plane et à laminations parallèles, appartenant à l'ordre des *Cupoliida*. Leur diamètre moyen est de 1 m et ils n'excèdent pas 0.5 m de hauteur (pl. 2 F). Le deuxième type correspond à des stromatolithes en colonnes parallèles linéaires non ramifiées et à lamines légèrement convexes, appartenant à l'ordre des *Conophytoniida* (RAABEN & SINHA 1989). Ces colonies ont 10 à 20 cm de diamètre et atteignent 2 à 3 m de hauteur. Ces deux types de stromatolithes peuvent être étroitement associés. Selon RAABEN & SINHA (1989), une telle association est commune à partir de la moitié du Riphéen inf. (Précambrien inf.), cependant les deux ordres se retrouvent jusqu'au Cambrien (TEWARI 1989). Ces stromatolithes indiquent un milieu subtidal peu profond.

### Le milieu de sédimentation de la Formation de Karsha

Les sédiments siliciclastiques du **Mb. Mauling** correspondent principalement à deux types de faciès. L'alternance régulière rythmique de grès et de siltites, la présence de stratifications ondulées entrecroisées de type *hummocky* et les ichnofossiles de l'ichnofaciès *Cruziana* sont caractéristiques d'un **environnement siliciclastique peu profond**, situé généralement au-dessous de la profondeur d'action des vagues normales, mais sous l'influence des vagues de tempête (JOHNSON & BALDWIN 1986).

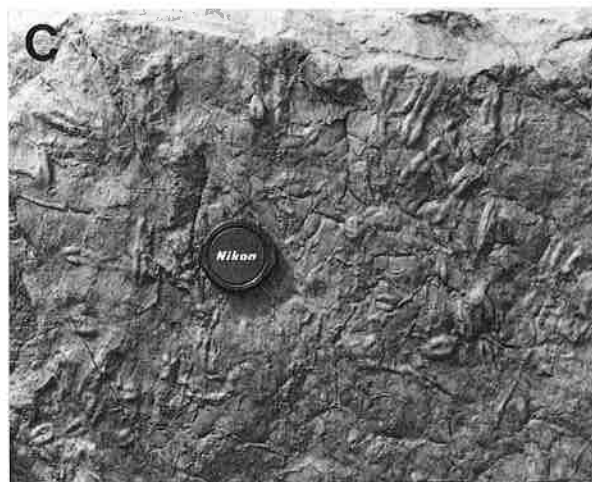
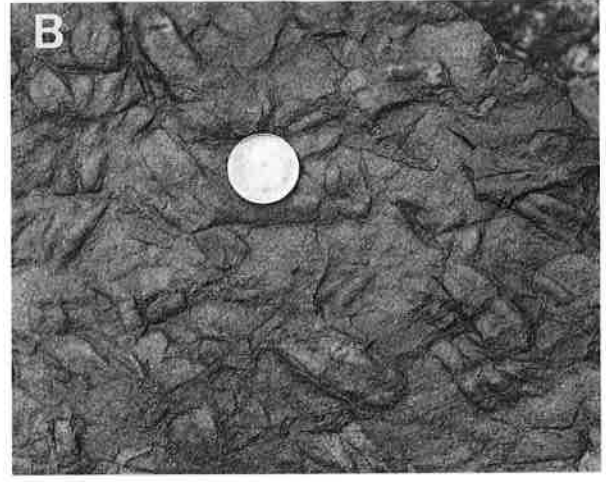
Les craquelures de dessiccation, les stratifications ondulées parallèles et les grès à laminations parallèles à niveaux de minéraux lourds indiquent un **milieu littoral supratidal à intertidal** (plage et/ou estran). Les intercalations régulières et rythmiques de dolomies témoignent de la chute du détritisme, probablement associée à une immersion des relief avoisinants.

Les colonies stromatolithiques du **Mb. Thidsi** indiquent l'établissement de **conditions subtidales**, sans détritisme important. Les calcaires à bioclastes de Trilobites et à macro-oncoïdes, ainsi que les calcaires marneux du **Mb. Teta** indiquent une sédimentation carbonatée sur une **plate-forme peu profonde**.



**Planche 1:** Structures sédimentaires et ichnofossiles de la Fm. Phe

**A)** Alternance régulière de grès plus ou moins granoclassés (clairs) montrant parfois un litage lenticulaire et de siltites (sombres), caractéristique d'un dépôt de type *rhythmite*. Ce sédiment montre de nombreuses similitudes avec les *rhythmites* des *Simla Slates* (Bas Himalaya) illustrées dans SINGH (1980) et caractéristiques d'un milieu intertidal. **B)** Succession de cycles pluricentimétriques granoclassés, composés de grès grossiers passant à des siltites. De tels dépôts, témoignant d'un transport du sédiment par des courants de turbidité, peuvent être fréquents dans les environnements infra- à circalittoraux (SINGH 1980). **C)** Craquelures de dessiccation dans des siltites. **D)** Craquelures de contraction subaquatiques (*synaeresis cracks*) dans des siltites. **E)** *Diplichnites* isp.: traces de déplacement d'organismes (Trilobites) sur la surface d'un sédiment, associée à des craquelures de dessiccation. **F)** *Monomorphichnus* isp.: traces de pacage latéral de la surface du sédiments. (Crayon: 8 cm, couvercle d'objectif: 6 cm, marteau: 40 cm, pièce: 28 mm)



**Planche 2: Structures sédimentaires, ichnofossiles et stromatolithes de la Fm. Karsha**

A) Stratifications ondulées entrecroisées à faible angle (*hummocky cross stratifications*) dans des siltites du Mb. Mauling. B) *Rusophycus* isp.: moulages de traces de fouissage stationnaire sur la surface du sédiment (Mb. Mauling). C) et D) *Rusophycus* isp. passant à des *Cruziana* isp. (Mb. Mauling). E) *Cruziana* isp.: moulages de pistes dues à l'action d'organismes (Trilobites) se déplaçant en fouissant la surface du sédiment (Mb. Mauling). F) Stromatolithes hémisphéroïdaux dans des dolomies du Mb. Thidsi. (Couvercle d'objectif: 6 cm, marteau: 40 cm, pièce: 28 mm)

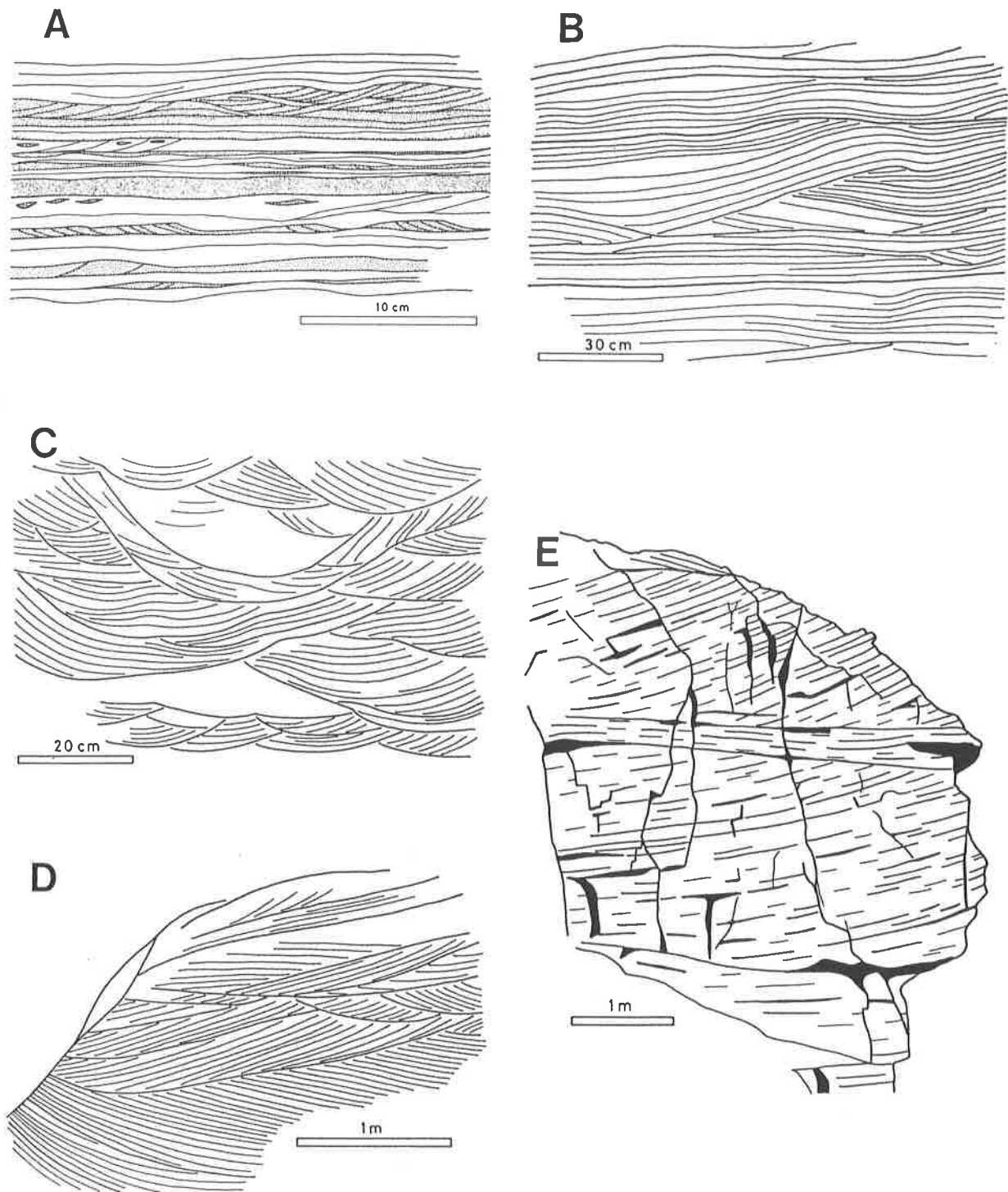


Fig. 6: Structures sédimentaires dans les fms. cambriennes à carbonifères

A) Litage lenticulaire et laminations obliques à faible angle dans des alternances rythmiques de grès (pointillé) et de siltites (blanc) du Mb. Mauling de la Fm. Karsha. Les niveaux gréseux sont fréquemment granoclassés. B) Stratifications ondulées entrecroisées à faible angle (*hummocky cross stratifications*) dans des siltites du Mb. Mauling de la Fm. Karsha. Ces structures sont caractérisées par des bases de *cosets* érosives, une variation latérale de l'épaisseur des strates, ainsi que par l'association de stratifications planes et de stratifications ondulées entrecroisées formant des "dômes" (*hummocks*) et des "cuvettes" (*swales*). Ces structures témoignent d'un remaniement de stratifications planes par l'action sporadique de vagues de tempêtes. Le fait que ces structures soient érosives suggère un milieu proche de l'*offshore* supérieur, c'est-à-dire encore sous l'action des vagues normales (20-40 m). C) Stratifications entrecroisées "en cuvettes" (*trough cross stratifications*) dans un grès grossier du Mb. T1 de la Fm. Thaple. D) Stratifications obliques dans un grès du Mb. T1 de la Fm. Thaple. E) Stratifications obliques à relativement grand angle dans des quartzarénites terminant les cycles *coarsening and thickening upward* du Mb. P1 de la Fm. Po. Les dimensions et la morphologie de ces structures indiquent qu'elles correspondent soit à des dunes hydrauliques associées à des courants relativement puissants (chenaux de milieux fluviaux, deltaïques et d'estran), soit à des dunes éoliennes (ALLEN 1982a).

Cette interprétation est en accord avec les milieux de dépôt invoqués pour la Fm. Karsha au Cachemire, Zaskar et Spiti (BAUD et al. 1984, KUMAR et al. 1984, GAETANI et al. 1986, GARZANTI et al. 1986). Cependant, certains de ces auteurs considèrent plus précisément, et de façon plus générale, un environnement d'estran (*tidal flat*) pour les sédiments détritiques de la Fm. Phe et du Mb. Mauling de la Fm. Karsha. Si certaines observations sont en faveur d'un tel milieu, il nous semble plus probable que la majeure partie de ces sédiments se soit déposée dans une vaste mer siliciclastique intracontinentale soumise à l'influence des tempêtes, en accord avec l'interprétation de STUTZ (1988) pour le Mb. Mauling au Ladakh.

## 2.4 La Formation de Kurgiakh (GARZANTI et al. 1986)

### Synonymie

Cachemire: *Rangamal Fm./Mbs. B+C* (SRIKANTIA & BHARGAVA 1983)

### Introduction

Cette formation, introduite par GARZANTI et al. (1986), regroupe les sédiments situées entre les calcaires du Mb. Teta de la Fm. Karsha et les sédiments détritiques continentaux de la Fm. Thaple. Ces lithologies étaient précédemment attribuées à la Fm. Thaple (NANDA & SINGH 1977) ou à la Fm. Karsha (KANWAR & AHLUWALIA 1979, SRIKANTIA et al. 1980, BAUD et al. 1984). Au Spiti et dans certaines parties du Zaskar, ces sédiments n'ont pas été observés et la Fm. Thaple repose en discordance sur la Fm. Karsha (FUCHS 1982a).

### Les lithologies de la Formation de Kurgiakh

La Fm. Kurgiakh est subdivisée en deux membres (fig. 7).

#### *Le Membre de Surichun*

Ce membre est constitué essentiellement de **schistes argileux noirs** contenant de rares intercalations de niveaux décimétriques dolomitiques. On observe parfois des fossiles de Trilobites mal préservés. Au Zaskar, des Trilobites déterminables permettent d'attribuer un âge **Cambrien moyen** à ce membre (GAETANI et al. 1986).

#### *Le Membre de Kuru*

Ce membre, de 250 m d'épaisseur en moyenne, est composé, dans sa partie inférieure, d'une alternance régulière de **siltites grossières** et de **siltites fines** de couleur verte. Ces sédiments contiennent souvent des lentilles centimétriques à décimétriques de dolomie, résultant du boudinage de niveaux continus. La partie supérieure du membre marque un passage vers des sédiments plus grossiers. Il s'agit de **grès fins** en bancs décimétriques à métriques, contenant des intercalations décimétriques de siltites. On observe de façon très locale des bancs de **conglomérats polygéniques** composés de galets arrondis à subarrondis de grès verts, dolomies rousses, quartzites blancs, shales noirs et calcaires noduleux gris. Ces éléments ne sont pas jointifs et flottent dans une matrice gréseuse (*matrix supported paraconglomerate*). Les éléments sont très mal classés et leurs tailles varient de quelques mm à plusieurs dizaines de cm. Des séquences pluricentimétriques montrent des granoclassements normaux et inverses. Ces conglomérats forment des bancs de 1 à 3 m d'épaisseur, n'ayant pas une grande continuité latérale et dans lesquels on n'observe pas de stratification. Ces lithologies correspondent à des remplissages de chenaux par des **debris flows**.

Péetrographiquement, les sédiments du Mb. Kuru ne se distinguent pas de ceux de la Fm. Phe ou du Mb. Mauling de la Fm. Karsha. Il s'agit de siltites et arénites subarkosiques fines à très fines. Aucun fossile n'a été découvert dans le Mb. Kuru et un âge **Cambrien moyen à sup.** est proposé sur la base de sa position stratigraphique (GARZANTI et al. 1986).

### Les structures sédimentaires dans le Membre de Kuru

Dans les grès et siltites de ce membre on observe des figures de charge (*loadcasts*), des laminations convolutées et des volcans de sables, indiquant une sédimentation rapide. L'action de courants sur ces sédiments est montrée par la présence de rides asymétriques rectilignes ou linguoides (parfois microrides) associée à des laminations entrecroisées. On observe parfois des traces de bioturbation.

### Le milieu de sédimentation de la Formation de Kurgiakh

Après la sédimentation carbonatée de plate-forme du sommet de la Fm. Karsha (Mb. Teta), les schistes argileux sombres du Mb. Surichun marquent un passage progressif vers le **talus en conditions anoxiques**. Bien que les sédiments détritiques du Mb. Kuru montrent des analogies avec ceux de la Fm. Phe et du Mb. Mauling, les dépôts chenalisés de type *debris flows* nécessitent une pente relativement importante, inexistante dans un estran ou un milieu siliciclastique peu profond. Ces dépôts impliquent donc soit des mouvements tectoniques soit une élévation majeure du niveau marin, suivie par une progradation des sédiments. L'association de figures de charge, de laminations convolutées et de volcans de sables témoigne de la déformation d'un sédiment encore meuble déposé rapidement. Au Zanskar, GARZANTI et al. (1986) décrivent des séquences de Bouma dans ces sédiments qu'ils considèrent comme des **turbidites distales** déposées en milieu profond. Nous n'avons pas observé de turbidites aussi bien développées que celles décrites par ces auteurs et il est possible que le Mb. Kuru au Haut-Lahul corresponde à des faciès plus proximaux (*upper fan*).

Durant la période du Cambrien moyen à sup., la Fm. Kurgiakh correspond donc à un approfondissement progressif de la sédimentation détritique caractérisant le Paléozoïque inf. de la Zone Téthysienne.

## 2.5 La Formation de Thaple (NANDA & SINGH 1977)

### Synonymie

**Cachemire:** *Rishkabal Fm.* (SRIKANTIA & BHARGAVA 1983), **Ladakh-Zanskar:** *Thango Fm.* (KANWAR & AHLUWALIA 1979, SRIKANTIA et al. 1980), **Spiti:** *Shian Quartzites+Pin Fm.* (GOEL & NAIR 1977), **Garhwal-Kumaun:** *Ralam Fm.+Garbyang Fm.+Shian Fm.+Variegated Fm.* (HEIM & GANSSER 1939, SHAH & SINHA 1974).

### Introduction

Cette unité est composée principalement de **sédiments détritiques continentaux** de couleur rouge. Son épaisseur minimale est de 250 m, mais elle peut atteindre jusqu'à 1500 m dans la région du Mont Mulhila. Cette importante variation latérale d'épaisseur pourrait être liée à l'existence, durant la sédimentation, d'un relief associé à une tectonique d'extension, comme le suggère une faille synsédimentaire observée dans la région de Sarchu, au nord du terrain de cette étude (SPRING 1993). Au Spiti, la Fm. Thaple repose en **discordance angulaire** sur les sédiments sous-jacents. Dans cette même région, des fossiles indiquent un âge **Ordovicien à Silurien** (?) pour cette formation (HAYDEN 1904, FUCHS 1982a). Au Haut-Lahul, les variations latérales d'épaisseur relativement importantes du Mb. Kuru sous-jacent suggèrent une discordance à l'échelle cartographique à la base de la Fm. Thaple.

## Les lithologies de la Formation de Thaple

Au Haut-Lahul, la Fm. Thaple peut être subdivisée en trois membres (fig. 7) pour lesquels nous utiliserons les noms informels proposés par KANWAR & AHLUWALIA (1979).

### *Le Membre T1*

Ce membre est composé d'une alternance de grès à patine rouge-brun en bancs décimétrique à métriques, de **conglomérats polygéniques** en bancs métriques et, dans une moindre mesure, de niveaux centimétriques de **siltites violettes**. Pétrographiquement, les grès correspondent à des arénites et grauwackes lithiques, pouvant contenir jusqu'à 20 % de lithoclastes, principalement dolomitiques et silteux. Deux types de conglomérats sont observés. Des conglomérats à éléments jointifs et souvent imbriqués (*framework-supported conglomerates*), composés de galets arrondis de dolomies orange, de grès verts ou rouges et de quartzites blancs. Ces **orthoconglomérats** forment des bancs métriques à plurimétriques alternant avec des bancs gréseux ou microconglomératiques. On observe plus rarement, et de façon plus locale, des conglomérats à éléments non-jointifs et non-imbriqués (*matrix-supported conglomerates*). Ces **paraconglomérats** suggèrent un environnement de type cône alluvial.

Les grès et conglomérats fins sont très souvent structurés en niveaux à **stratifications obliques ou entrecroisées**, à *cosets* tabulaires ou "en chenaux" (*tabular and trough sets*, fig. 6 C et D). Sur les surfaces de bancs on observe souvent des **rides de courant** asymétriques légèrement sinueuses et parfois bifurquées, ainsi que des rides asymétriques linguoïdes. Dans certains *sets* on observe un granoclassement inverse associé à des laminations obliques, témoignant d'une augmentation relativement rapide du courant dans un milieu de haute énergie.

### *Le Membre T2*

Ce membre est constitué principalement de 170 m de sédiments détritiques, plus fins que dans le membre précédent. Il s'agit de grès fins et **siltites grossières** en bancs décimétriques à métriques, alternant avec des niveaux centimétriques à décimétriques de **siltites fines** et de **shales**. Ces roches montrent généralement une patine violet sombre à verte. Des niveaux conglomératiques sont très rares. Sur la surface de certains bancs on trouve des **rides symétriques de vague**, à lignes de crête rectilignes, ainsi que des **rides asymétriques de courant** (pl. 4 A).

### *Le Membre T3*

Ce membre se différencie des lithologies sous-jacentes par l'apparition de **bancs dolomitiques gréseux** décimétriques à métriques à patine orange, alternant avec des **siltites violettes** et des **shales**. Ce membre a une épaisseur d'environ 50 m. Certains de ces niveaux contiennent des bioclastes de Crinoïdes, de Bryozoaires et de Brachiopodes.

## L'âge de la Formation de Thaple

Un seul fossile déterminable a pu être extrait des sédiments du Mb. T3. Il s'agit d'une valve ventrale de *Plectombonitacae* montrant de grandes similitudes avec les *Strophomena aranea* (Salter) provenant de l'Ordovicien inf. du Niti. Ce Brachiopode suggère un âge situé entre la partie supérieure de l'Ordovicien inf. et l'Ordovicien moyen (détermination J. R. Laurie). Cette donnée doit cependant être considérée avec prudence étant donné son caractère unique.

Au Spiti, les lithologies gréseuses et conglomératiques de la Fm. Thaple sont surmontées par une séquence principalement carbonatée pouvant atteindre 250 m dans la Vallée de Pin (FUCHS 1982a). Il s'agit de la **Fm. Takche** de SRIKANTIA et al. (1980) ou de la **Fm. Pin** de RANGA RAO et al. (1982).



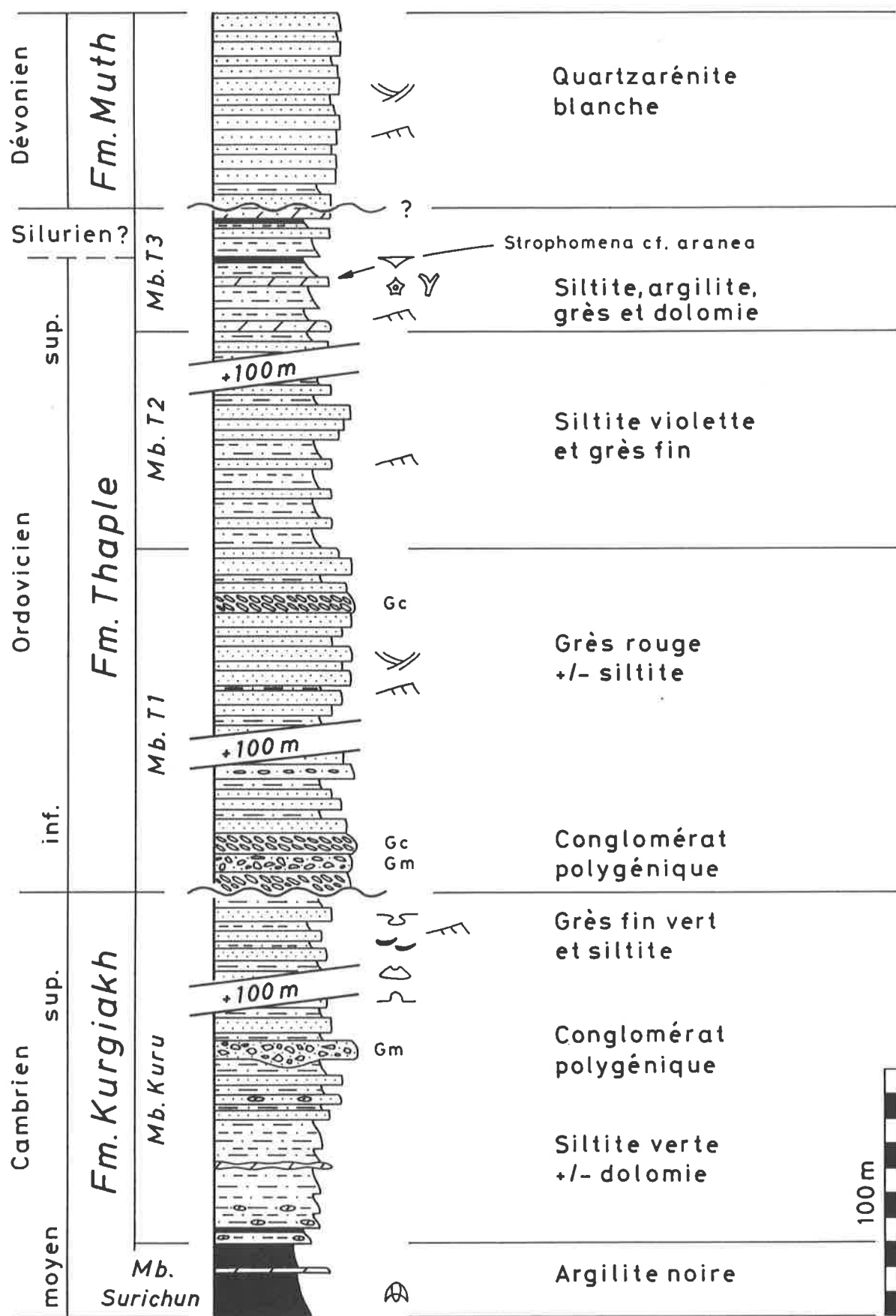


Fig. 7

Coupes stratigraphique des sédiments du Cambrien moyen au Dévonien du Haut-Lahul.

Dans la partie inférieure de cette séquence, HAYDEN (1904) a récolté des fossiles de Coraux, de Crinoïdes et de Brachiopodes, dont des *Strophomena* qu'il corrèle avec la faune caradocienne (Ordovicien sup.) du Niti. Sur la base de ces fossiles, REED (1912) place la limite Ordovicien-Silurien environ 60 m sous le sommet de cette séquence. RANGA RAO et al. (1982) et BAGATI (1990) confirment l'âge Silurien de la partie supérieure de la Fm. Pin.

Une corrélation entre le Mb. T3 de la Fm. Thaple au Haut-Lahul et la séquence de l'Ordovicien sup. à Silurien du Spiti (Fm. Takche) nous semble très probable. Cependant, étant donné son épaisseur réduite et l'absence d'une importante série carbonatée, le Mb. T3 ne représente sans doute que la partie inférieure de la Fm. Takche. Signalons qu'au SE Zaskar, la Fm. Takche ne correspond qu'à une fine séquence carbonatée surmontant la Fm. Thaple et observée localement (BAUD et al. 1984).

Par conséquent, si un âge **Ordovicien inf. à sup.** semble probable pour la majeure partie de la Fm. Thaple au Haut-Lahul, le Silurien est soit très réduit, soit absent. Selon FUCHS (1982a), il existe probablement une lacune stratigraphique dans le Silurien du Spiti. Une érosion des sédiments du Silurien serait compatible avec les discordances angulaires observées à la base de la Fm. Muth (Dévonien) au Cachemire (WADIA 1934) et au Kumaun (SHAH & SINHA 1974).

## Le milieu de sédimentation de la Formation de Thaple

Dans le Mb. T1, la prédominance de grès à stratifications entrecroisées tabulaires ou "en chenaux" sur les sédiments silteux indique un environnement de **rivières tressées en plaines alluviales distales** (RUST & KOSTER 1984). Les conglomérats à galets jointifs imbriqués (faciès Gc) correspondent à un remaniement par les courants d'un sédiment grossier situé dans un chenal. Les conglomérats à galets non-jointifs et non-imbriqués (faciès Gm) indiquent des processus de type *debris flow*, fréquents dans les cônes alluviaux. Les sédiments plus fins des Mbs. T2 et T3 témoignent d'un passage vers des **faciès de plus en plus distaux**. Dans le Mb. T3, l'importance des siltites et des shales, la présence de dolomies, de bioclastes de Brachiopodes, Crinoïdes et Bryozoaires ainsi que des rides de vagues, suggèrent un **milieu côtier peu profond**, probablement **prodeltaïque**.

Le passage des sédiments épicontinentaux marins de la Fm. Kurgiakh aux lithologies continentales de la Fm. Thaple, ainsi que la **discordance angulaire** décrite à la base de cette formation au Spiti, indique un **soulèvement tectonique** important avec formation d'un relief. Au Zaskar, GARZANTI et al. (1986) interprètent la Fm. Thaple comme correspondant à des sédiments de type molassique associés à une orogénèse.

## 2.6 La Formation de Muth (STOLICZKA 1866)

### Synonymie

**Cachemire:** *Wazura+Muth Fms.* (SRIKANTIA & BHARGAVA 1983), **Ladakh-Zaskar:** *Kenlung Fm.* (NANDA & SINGH 1977).

### Introduction

Cette formation correspond à environ 80 m de **quartzites blancs** massifs, constituant un important horizon marqueur dans l'Himalaya Téthysien, du Cachemire au Népal (GANSSEY 1964). Les fossiles sont extrêmement rares dans cette unité. Un âge **Dévonien** est généralement admis pour la Fm. Muth, principalement sur la base de sa position stratigraphique. Au Népal, la Fm. Muth est partiellement dolomitique et contient des Coraux du Dévonien moyen (FUCHS 1977).

## Les lithologies de la Formation de Muth

Péetrographiquement, les roches de cette formation sont des **quartzarénites** matures composées essentiellement de quartz en grains subsphériques arrondis montrant des bordures de recristallisation métamorphique. On observe une distribution bimodale des grains; la fraction grossière correspondant à des sables moyens (diamètre moyen: 0.4 mm) et la fraction fine à des sables fins à très fins (diamètre moyen 0.1 à 0.2 mm). On ne trouve que très peu de matrice argileuse recristallisée et les accessoires sont représentés par des minéraux lourds stables (opaques, rutile, tourmaline et zircon). Les seules structures sédimentaires observées sont des **stratifications planes**, des **stratifications entrecroisées** associées à des **rides de courant** légèrement sinueuses et bifurquées, ainsi que des **rides de vagues** symétriques (pl. 4 B).

## Le milieu de sédimentation de la Formation de Muth

Les quartzarénites matures à stratifications parallèles planes et, dans une moindre mesure, à rides de vagues ou de courant, indiquent un **environnement littoral de bas de plage** (*foreshore*, ELLIOTT 1986a). La distribution granulométrique bimodale des grains suggère l'influence de mécanismes éoliens sur le transport de ces sédiments (BROOKFIELD 1984). Les stratifications entrecroisées de grande envergure décrites dans ces sédiments par GAETANI et al. (1986) correspondent probablement à des **dunes éoliennes** indiquant la présence de faciès de **cordon littoral** (*backshore*). Les intercalations dolomitiques observées dans d'autres parties de l'Himalaya (SRIKANTIA 1981, FUCHS 1977) confirment un environnement littoral peu profond. Au Cachemire, SRIKANTIA & BHARGAVA (1983) observent des traces de gouttes de pluie sur ces sédiments.

La Fm. Muth correspond donc à une sédimentation de milieu supralittoral à littoral.

## 2.7 La Formation de Lipak (HAYDEN 1908)

### Synonymie

**Cachemire:** *Syringothyris Limestones* (MIDDLEMISS 1910), *Aishmuquam Fm.* (SRIKANTIA & BHARGAVA 1983),  
**Ladakh-Zaskar:** *Tanze Fm./Mbs. A+B* (NANDA & SINGH 1977).

### Introduction

Après les quartzarénites de la Fm. Muth, la Fm. Lipak marque un passage à une sédimentation essentiellement carbonatée et évaporitique. Les carbonates de cette unité sont fossilifères et leur âge **Carbonifère inf.** est établi depuis le début du siècle (HAYDEN 1904).

## Les lithologies de la Formation de Lipak

Dans la région étudiée, la Fm. Lipak a une épaisseur se situant autour des 250 m et elle peut être subdivisée en quatre membres (fig. 8).

### *Le Membre L1*

Ce membre débute par quelques mètres de **calcaires gréseux** et de **grès orangés** marquant un passage rapide des sédiments siliciclastiques de la formation sous-jacente aux faciès carbonatés. Le reste de ce membre correspond à environ 120 m de **calcaires** en bancs décimétriques à métriques, alternant avec des niveaux centimétriques à décimétriques de **calcaires marneux** et de **marnes**.

Ces dépôts sont souvent structurés en séquences plurimétriques correspondant à un passage graduel de marnes, à la base, à des calcaires micritiques de plus en plus massifs vers le sommet. Les sédiments des 40 premiers mètres de ce membre ont généralement une patine claire tandis que les lithologies supérieures correspondent à des calcaires à patine sombre. Par endroits, la partie inférieure du Mb. L1 est dolomitique. Dans la partie inférieure de ce membre, on observe fréquemment des **niveaux stromatolithiques** à laminations planes (pl. 4 C) ou pseudo-columnaires (*Stratiferidae*, RAABEN & SINHA 1989). De tels Stromatolithes ont été décrits dans la partie supérieure des *Syringothyris Limestones* au Cachemire (SINGH 1981). On observe souvent un démantèlement de la partie supérieure de ces Stromatolithes, que l'on retrouve sous forme d'intraclastes dans les sédiments situés au-dessus. Les calcaires et marnes du Mb. L1 sont souvent bioclastiques.

Environ 50 m au dessus de la base de la formation, un horizon marqueur observable sur toute l'étendue de la région étudiée est composé de calcaires mameux très fossilifères. Ces niveaux bioclastiques condensés contiennent une abondante faune de Brachiopodes et ils sont interprétés comme correspondant à des dépôts de tempête.

### *Le Membre L2*

La partie inférieure de ce membre marque un passage de sédiments carbonatés à des roches de plus en plus détritiques. Il s'agit de **dolomies gréseuses, calcaires et argilites noires**, passant à des **grès calcaires** puis à des **grès oranges** purs alternant avec des niveaux d'**argilites noires** et de **marnes gréseuses**. Ces sédiments sont en partie comparables à ceux de la Fm. Po. Par dessus les grès et argilites viennent quelques mètres de sédiments bréchiques. Il s'agit d'une **brèche calcaro-dolomitique** à éléments de calcaire bleu et de calcaire gréseux à patine brune, ainsi que d'un grès orange à éléments de calcaire bleu. Ce membre se termine par quelques mètres de **dolomies beiges**, de calcaires bleus, d'argilites noires et de **calcaires dolomitiques**.

### *Le Membre L3*

Ce membre est constitué essentiellement de **gypse** blanc en bancs décimétriques. On observe quelques intercalations décimétriques de **dolomies** grises et plus rarement de calcaires roses. On trouve localement dans la partie inférieure de ce membre un **niveau basaltique** concordant d'épaisseur décimétrique à métrique, parfois boudiné. Ce basalte est géochimiquement apparenté aux dykes de l'essaim filonien du Baralacha La (cf. ch. 3). Ce membre peut atteindre 50 m de puissance, mais il montre d'importantes variations latérales d'épaisseur, d'origine sédimentaire et probablement aussi tectonique. Au Zanskar, GAETANI et al. (1986) observent que les évaporites de la Fm. Lipak correspondent parfois à un niveau de décollement tectonique.

### *Le Membre L4*

Ce dernier membre montre un retour à une sédimentation carbonatée. La partie inférieure est formée de **dolomies oranges**, de **calcaires bleus** plus ou moins mameux, de calcaires roses, de **calcaires dolomitiques** et de **grès oranges** légèrement calcaires. La partie supérieure correspond à des calcaires bleus et des **marnes bioclastiques**, comparables au sédiments dominant dans le Mb. L1.

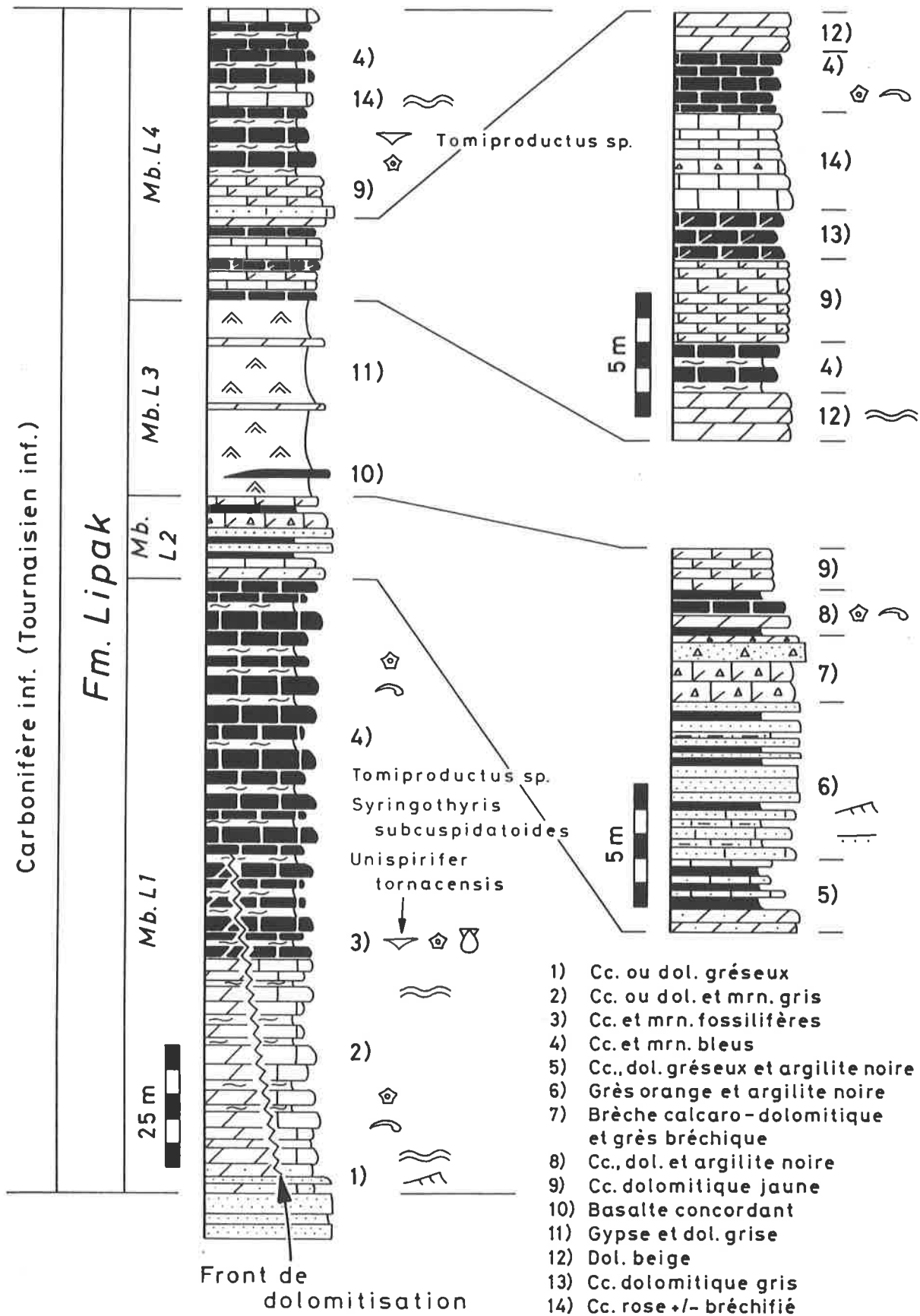


Fig. 8

Coupe stratigraphique des sédiments du Carbonifère inf. du Haut-Lahul.

## Les microfaciès des calcaires de la Formation de Lipak

En suivant la classification standard de FLÜGEL (1982), sept types de microfaciès ont été distingués dans la Fm. Lipak (fig. 9). Notons que les roches étudiées ont été récoltées principalement pour la recherche de micro-fossiles et que l'échantillonnage ne permet pas une analyse séquentielle détaillée. La répartition de ces microfaciès fournit donc des informations paléo-environnementales générales sur la Fm. Lipak. La recristallisation métamorphique ne permet pas une analyse fine des processus de cimentation.

### A) *Les mudstones à laminations stromatolithiques*

Il s'agit de sédiments à patine claire, parfois légèrement rosée, montrant à l'affleurement de fines laminites plus ou moins ondulées, correspondant à des tapis d'origine bactérienne. En lame mince, ces laminites millimétriques sont parfois associées à des *fenestrae*. Ces roches sont totalement dépourvues de fossiles et sont parfois dolomitisées. Ce microfaciès indique un milieu peu profond hypersalin (préservation des tapis stromatolithiques, absence de faune), correspondant soit à la **zone intertidale supérieure**, soit à la **zone supratidale** en conditions arides. Il s'agit du microfaciès standard n°20.

### B) *Les grainstones/packstones à pellets et bioclastes* (pl. 3 A)

Ces sédiments sont constitués principalement de pellets et, dans une moindre mesure, de bioclastes pris dans une matrice généralement sparitique, parfois partiellement micritique. Les pellets sont arrondis et le plus souvent bien classés (diamètre moyen entre 0.05 et 0.15 mm). Ces particules correspondent, au moins en partie, à des pelotes fécales, comme le montre la présence sporadique de résidus opaques (matière organique). Dans certains échantillons, ces particules montrent des tailles et des morphologies très variables, caractéristiques de petits intraclastes (*pseudopeloïdes*). On observe aussi des intraclastes micritiques sub- à plurimillimétriques, de morphologie très variable, composés de mudstone ou wackestone bioclastiques. La fraction bioclastique est représentée par des fragments d'Echinodermes (plaques de Crinoïdes et épines d'Echinides), de coquilles et d'épines de Brachiopodes, de Bryozoaires, de Gastéropodes, de rares Céphalopodes et d'Ostracodes parfois abondants et relativement bien préservés (biomorphes). On observe parfois des traces de bioturbation dans ces sédiments (terriers d'organismes fouisseurs). Dans certains échantillons, les particules sont structurées en lamines granoclassées d'épaisseur millimétrique à plurimillimétrique, indiquant un remaniement du sédiment par un courant. Ce microfaciès indique une sédimentation dans un milieu peu profond à énergie modérée: **environnement intertidal à subtidal protégé (plate-forme interne, lagon)**. Il correspond en partie aux microfaciès standards n°16 et 10.

### C) *Les packstones bioclastiques* (pl. 3 B)

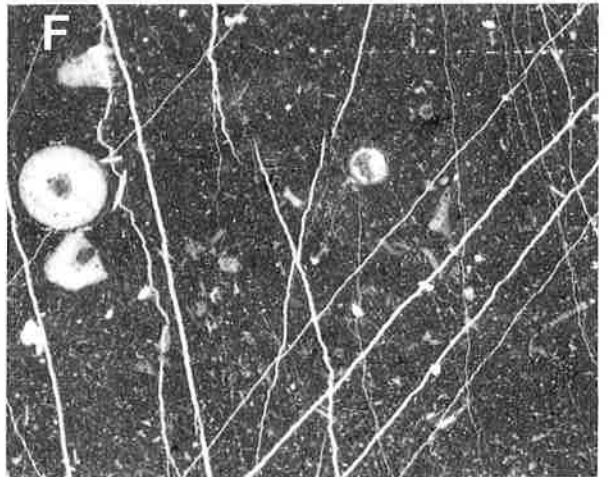
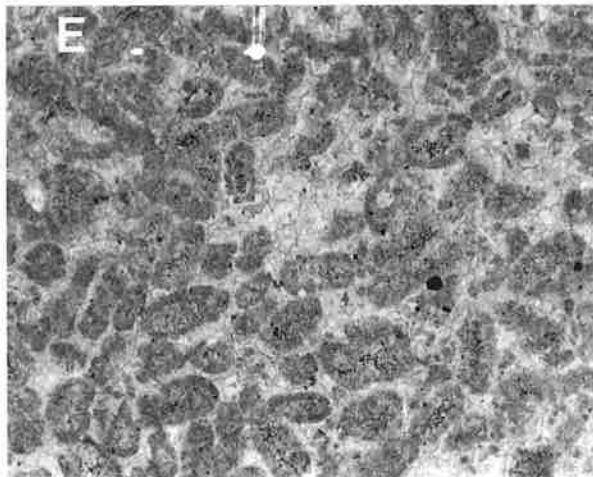
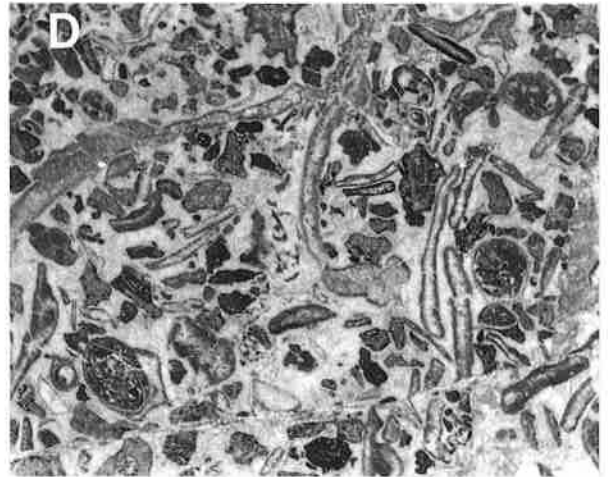
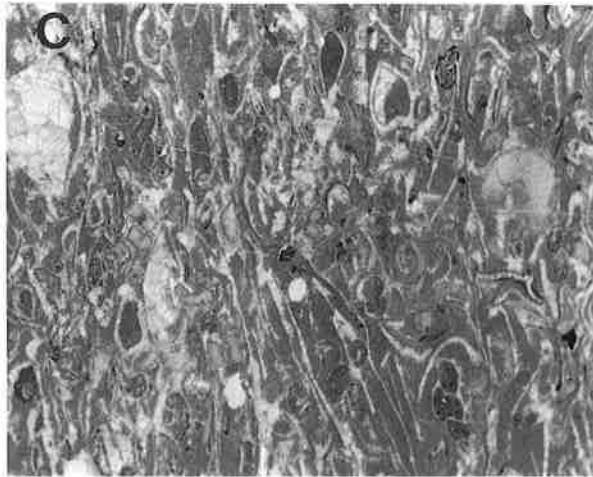
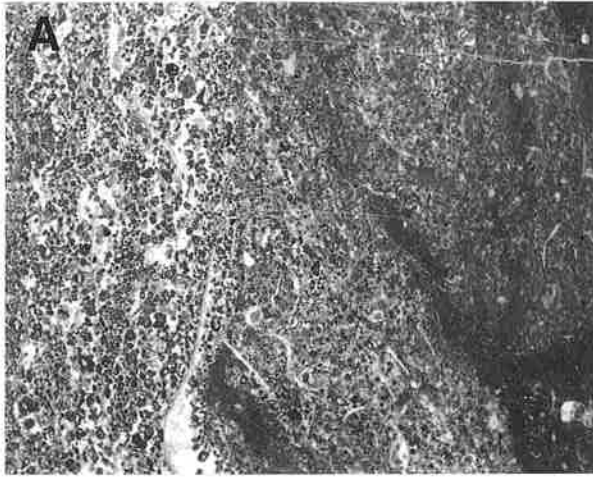
Il s'agit de calcaires sombres composés de bioclastes usés, souvent enrobés de micrite, pris dans une matrice micritique. On observe des fragments de Brachiopodes, Gastéropodes et Bryozoaires ainsi que des biomorphes d'Ostracodes. Des intraclastes micritiques sont présents. Ce sédiment provient du dépôt en **eaux calmes (plate-forme externe ou lagon)** de bioclastes remaniés d'un milieu de haute-énergie (barre sableuse, haut-fond). Il correspond au microfaciès standard n°10.

### D) *Les wackestones bioclastiques* (pl. 3 F)

Ce sédiment micritique contient de 10 à 30 % de bioclastes d'Echinodermes, Ostracodes et Brachiopodes. Il est caractéristique d'une sédimentation en **mer relativement peu profonde**, au niveau ou sous la base d'action des vagues. Il s'agit du microfaciès standard n° 9.

### E) *Les grainstones/packstones à concentrations de bioclastes* (pl. 3 C)

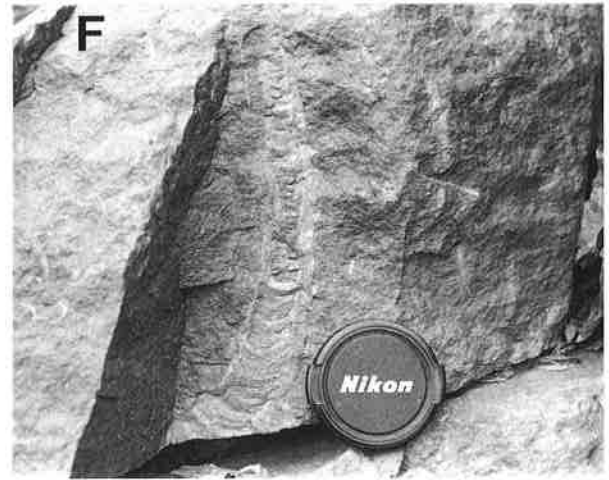
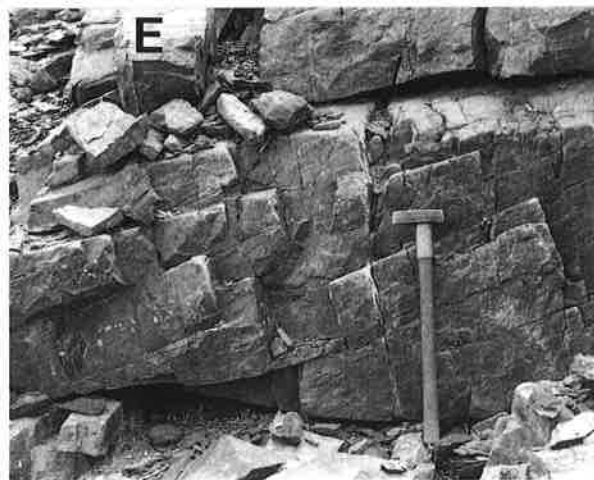
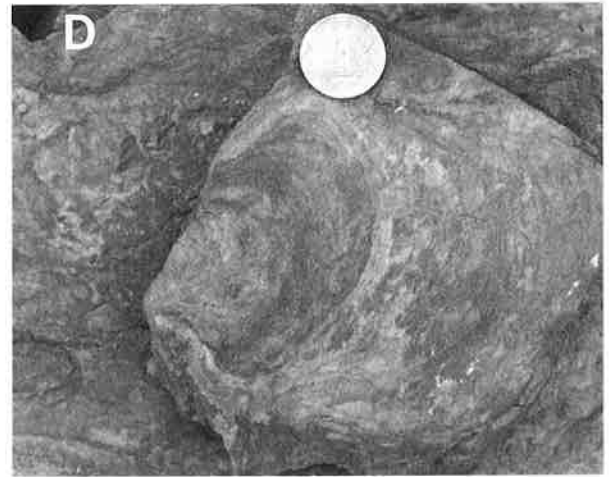
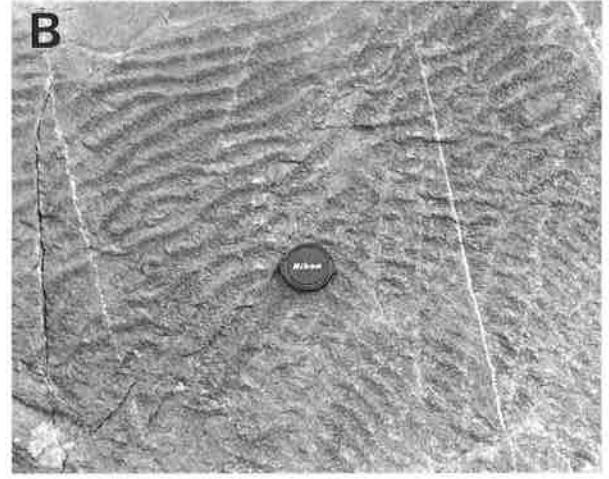
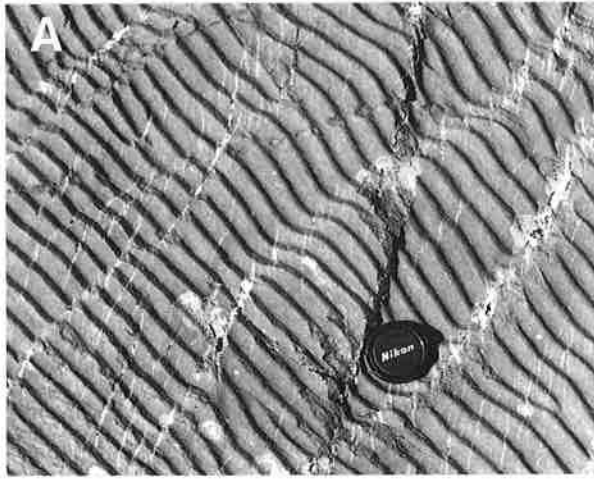
Ce sont des sédiments très riches en bioclastes pris dans une matrice plus ou moins micritique. Le contenu bioclastique est généralement dominé soit par des Echinodermes, soit par des Brachiopodes. On observe aussi des fragments de Bryozoaires, Gastéropodes et Ostracodes. Ces concentrations de bioclastes usés et bien classés indiquent un environnement à énergie relativement élevée et sont caractéristiques d'un milieu de **barre sableuse, haut-fond ou bord de plate-forme**. Il s'agit du microfaciès standard n°12.



### Planche 3

Microfaciès des carbonates de la Fm Lipak. L'échelle correspond à la dimension du grand côté de l'image. La polarité est dirigée vers la gauche. SMF: microfaciès standards selon FLÜGEL (1982).

**A)** Grainstone à pellets, intraclastes et bioclastes (SMF n° 16-10). Présence de lamines granoclassées (*rhythmites*) avec concentrations de bioclastes et de plastoclastes à la base, puis passage à des niveaux plus riches en pellets. Ce faciès surmonte un wackestone bioclastique (échelle 1.7 cm). **B)** Packstone bioclastique (SMF n° 10, échelle 1.53 cm). **C)** Packstone à concentrations de bioclastes (SMF n° 12, échelle 1.48 cm). **D)** Grainstone à bioclastes et intraclastes (SMF n° 11, échelle 0.86 cm). **E)** Grainstone oolitique (SMF n° 15, échelle 0.48 cm). **F)** Wackestone bioclastique (SMF n° 9, échelle 0.57 cm).

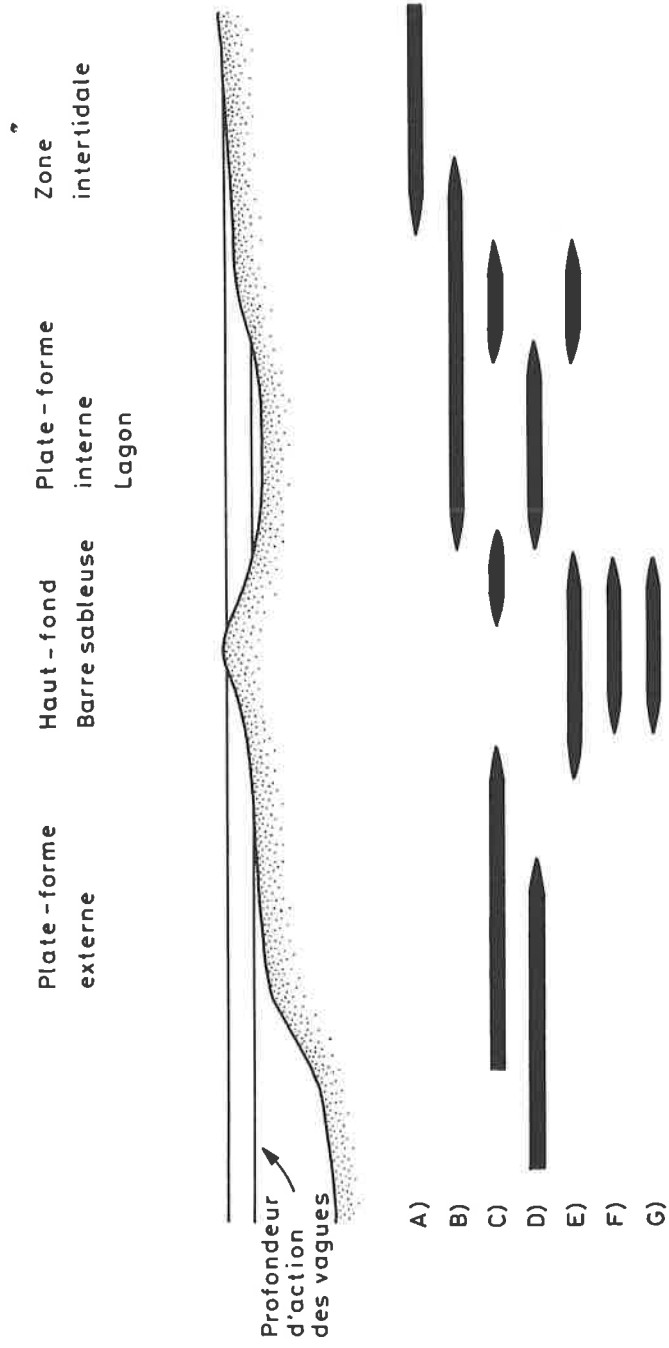
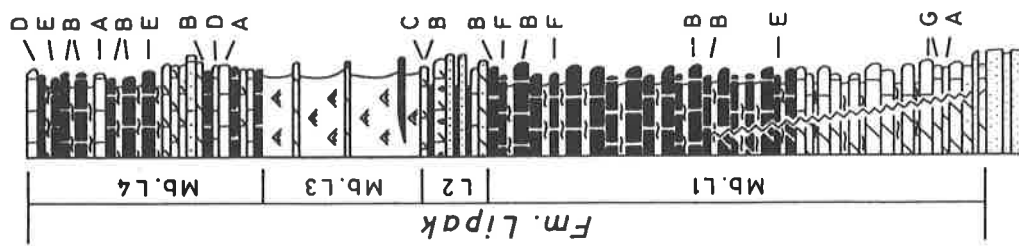


#### Planche 4

A) Rides de courant asymétriques sur la surface d'un banc de siltites du Mb. T2 de Fm. Thaple. B) Figure d'interférence de rides de vagues symétriques dans des quartzarénites de la Fm. Muth. Cette interférence est due à l'interaction de deux types de vagues de directions et d'intensités différentes. Elle indique un milieu côtier peu profond (ALLEN 1982a). C) Laminations stromatolithiques légèrement ondulées dans des dolomies de la base du Mb. L1 de la Fm. Lipak (Le crayon indique la polarité de la couche). On remarque que la partie supérieure de ce tapis stromatolithique est parfois démantelé "in situ" et se retrouve sous forme d'intraclastes dans le niveau faisant suite. D) *Zoophycos* isp. dans un grès du Mb. P1 de la Fm. Po. E) Stratifications obliques à relativement grand angle dans un grès du Mb. G1 de la Fm. Ganmachidam. Cette structure témoigne de courants puissants et est donc caractéristique d'un milieu de haute énergie. F) *Rhizocorallium* isp. dans un grès du Mb. Gechang de la Fm. Kuling. (Couvercle d'objectif: 6 cm, crayon: 17 cm, pièce: 28 mm, masse: 50 cm).



- A) Mudstone à laminations stromatolithiques (MFS n°20)
- B) Grainstone/packstone à pellets et bioclastes (MFS n° 10-16)
- C) Packstone bioclastique (MFS n° 10)
- D) Wackestone bioclastique (MFS n°9)
- E) Grainstone/packstone à concentrations de bioclastes (MFS n°12)
- F) Grainstone à bioclastes et intraclastes (MFS n°11)
- G) Grainstone oolitique (MFS n°15)



**Fig. 9** Répartition stratigraphique et signification paléo-environnementale des microfaciès des calcaires de la Fm. Lipak. MFS: microfaciès standards selon FLÜGEL (1982).

### F) *Les grainstones à bioclastes et intraclastes* (pl. 3 D)

Il s'agit de sédiments formés d'éléments bien classés pris dans une matrice sparitique. On observe des bioclastes d'Echinodermes, Brachiopodes, Bryozoaires, Gastéropodes et Ostracodes. Ces bioclastes sont parfois enrobés de micrite. Les intraclastes sont composés de mudstone et wackestone bioclastiques. La composition de ce sédiment implique un milieu de relativement haute énergie, situé au niveau ou au-dessus de la base d'action des vagues: **haut-fond ou barre sableuse**. Ce sédiment correspond au microfaciès standard n°11.

### G) *Les grainstones oolitiques* (pl. 3 E)

Relativement peu fréquents, ces calcaires sont constitués essentiellement d'oolites bien classées dont le diamètre moyen varie entre 0.3 et 0.5 mm. Ces oolites sont empilées de façon dense et sont parfois compactées. Ce microfaciès est dépourvu de bioclastes et est parfois dolomitique. Il est typique d'un milieu de haute énergie: **barre sableuse oolitique**. Il s'agit du microfaciès standard n°15.

## Le milieu de sédimentation de la Formation de Lipak

Les grès et calcaires gréseux à la base de cette formation indiquent un passage rapide mais progressif d'un milieu siliciclastique littoral (Fm. Muth) à un environnement marin carbonaté. Les calcaires et marnes des **Mb. L1, L2 et L4** correspondent à des faciès de milieu intertidal, de plate-forme protégée (lagons, baies), de hauts-fonds de type barre sableuse et éventuellement de la marge externe (*open sea shelf*). Il s'agit donc d'une sédimentation carbonatée marine relativement peu profonde. L'absence de faciès récifaux, l'homogénéité des faunes et l'absence de faunes de milieux confinés suggèrent une **plate-forme de relativement basse énergie** et des faciès de **lagunes plus ou moins ouvertes**.

Dans le Mb. L1, les séquences régressives de type *shallowing-upward* (JAMES 1984) sont typiques d'un milieu carbonatés marin peu profond. Les alternances de grès et d'argilites noires du Mb. L2 témoignent d'un retour momentané à une sédimentation partiellement détritique. Ces lithologies sont en partie comparables à celles de la Fm. Po et pourraient indiquer un **environnement deltaïque**. Le gypse du Mb. L3 démontre l'établissement d'un **milieu évaporitique côtier** (sebkha). Le Mb. L4 terminant la Fm. Lipak correspond à des faciès similaires à ceux du Mb. L1 et indique un retour à une sédimentation carbonatée marine de plate-forme.

## L'âge de la Formation de Lipak

Au Cachemire, Zanskar et Spiti, des fossiles de Brachiopodes, Bryozoaires et Conodontes permettent d'attribuer un âge Carbonifère inf. à cette formation (HAYDEN 1904, DIENER 1915, SAVAGE 1977, JOSHI & ARORA 1979, FUCHS 1982a, BAUD et al. 1984, GAETANI et al. 1986).

### *Les Brachiopodes*

Des Productidés et des Spiriféridés ont été récoltés dans cette unité dans le cadre de cette étude. Il s'agit de *Tomiproductus* sp. (dét. C. H. C. Brunton), ainsi que de *Syringothyris subcuspidatoides* et *Unispirifer tornacensis* (dét. G. Plodowski). Ces fossiles indiquent un âge Carbonifère inf. et plus précisément **Tournaisien** pour la dernière espèce.

### *Les Conodontes*

Le travail de reconnaissance de SAVAGE (1977, 1982) sur les "calcaires à *Syringothyris*" du Cachemire a démontré que les Conodontes pouvaient être utilisés pour dater précisément ces sédiments. Dans ce but, nous avons échantillonné deux profils dans la Fm. Lipak au Haut-Lahul. Quinze échantillons ont livrés 85 spécimens de Conodontes déterminables, représentant 9 genres et 7 espèces.

Les faciès favorables correspondent à des calcaires sombres bioclastiques. Des échantillons de 1 à 2 kg ont été traités à l'acide formique pour l'extraction. Après préparation, les Conodontes ont été observés et photographiés en microscopie électronique. Les déterminations ont été effectuées par W. J. Varker de l'Université de Leeds. Il convient de noter que les calcaires étudiés ont été déformés et métamorphisés dans les conditions du faciès schistes verts. Ce fait explique que les Conodontes soient souvent fracturés et fragmentés.

Sur l'ensemble des fossiles extraits, les Conodontes à plate-forme sont les mieux représentés, tant par le nombre de spécimens que par leur état de conservation. La fragilité des autres éléments est responsable de leur moins bonne préservation et rend leur identification plus difficile. Ces éléments ne sont souvent déterminables que jusqu'au genre. Toutefois leur valeur stratigraphique est moindre que celle des Conodontes à plate-forme. La répartition stratigraphique des Conodontes identifiés est donnée dans la fig. 10. Des spécimens représentatifs des divers genres et espèces sont illustrés dans les pls. 5 et 6.

Tous les Conodontes de la Fm. Lipak sont caractéristiques de la partie inférieure du Tournaisien (Carbonifère inf.). L'âge le plus précis est donné par la combinaison des trois espèces suivantes: *Clydagnathus gilwernensis*, caractéristique de l'Hastarien, *Clydagnathus unicornis*, espèce présente dans l'Hastarien et la base de l'Ivorien et *Pseudopolygnathus dentilineatus*, typique de l'Hastarien. L'espèce *Pseudopolygnathus lacinatus asymmetricus* est caractéristique de la partie inférieure de l'Ivorien. Par conséquent, l'âge de la Fm. Lipak se situe dans le Tournaisien inf., vers la limite Hastarien-Ivorien, ou en termes de zonation basée sur les Conodontes, vers la limite supérieure de la zone à *Siphonodella* (Varker comm. pers., VARKER & SEVASTOPOULO 1985).

Plusieurs genres et espèces décrits par SAVAGE (1977, 1982) dans les "Calcaires à Syringothyris" du Cachemire se retrouvent dans la Fm. Lipak au Haut-Lahul. Il s'agit de *Clydagnathus gilwernensis*, *Neopriodinus confluens*, *Hindeodella corpulenta*, *Lonchodina* sp. et *Ozarkodina* sp. En conclusion, les Conodontes de la Fm. Lipak du Haut-Lahul confirment et précisent l'âge Tournaisien inf. proposé par cet auteur pour les sédiments équivalents du Cachemire.

## Les failles normales synsédimentaires du Carbonifère inférieur

Dans la région du Baralacha La, des failles d'extension recoupent les formations cambriennes (Fm. Karsha) à carbonifère inf. (Fm. Lipak). Ces failles ont généralement un pendage vers le NE et n'ont jamais été observées recoupant les sédiments plus jeunes que le Carbonifère inf. (fig. 31). Deux observations prouvent qu'au moins une partie de ces failles sont des structures synsédimentaires contemporaines de la sédimentation de la Fm. Lipak.

Au sud de Zingzingbar, dans la partie supérieure de la Vallée de la Bhaga, une faille normale recoupe et bascule les sédiments d'âge Cambrien à Carbonifère inf. (Mb. L1 de la Fm. Lipak, fig. 11 A). La partie moyenne à supérieure de la Fm. Lipak, ainsi que la Fm. Po (Carbonifère inf. à moyen ?) ne sont pas affectées par cette structure. Le mouvement de cette faille a été compensé par une variation de l'épaisseur des sédiments carbonatés et évaporitiques des Mbs. L2 et L3 de la Fm. Lipak. Ces sédiments représentent donc la séquence syn-déformation. La présence d'une faille inverse associée (composante compressive), ainsi que le fort basculement des séries affectées par la déformation, indiquent que ces failles normales sont liées à une structure transtensive "en fleur" (*negative flower structure*).

Une deuxième faille synsédimentaire a été observée au sud-ouest de Tokpo Yongma, dans la partie supérieure de la Vallée de la Chandra (fig. 11 B). Cette faille recoupe les quartzites dévoniens de la Fm. Muth, ainsi que les calcaires de la partie inférieure du Mb. L1 de la Fm. Lipak. La partie supérieure du Mb. L1 scelle cette faille et repose en légère discordance angulaire sur la partie inférieure du même membre. Cette faille est donc contemporaine de la sédimentation du Mb. L1. Etant donné l'âge Tournaisien inf. (Hastarien-Ivorien) de la Fm. Lipak, ces failles témoignent d'une phase d'extension, ou plus probablement de transtension, durant le Carbonifère inf. Nous interprétons ces mouvements tectoniques comme étant associés à une phase précoce du rifting de la Néo-Téthys (cf. ch. 4.3).

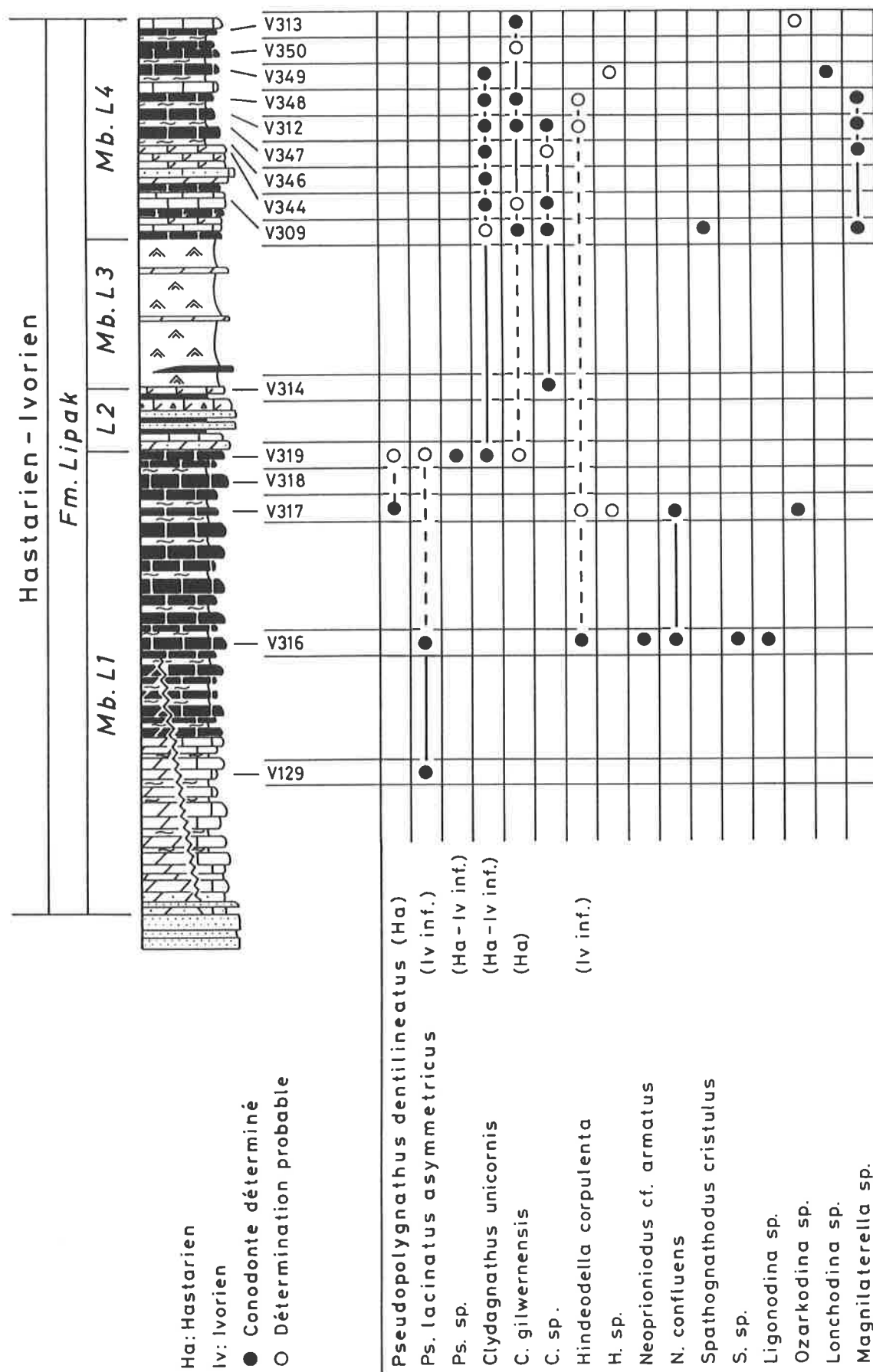
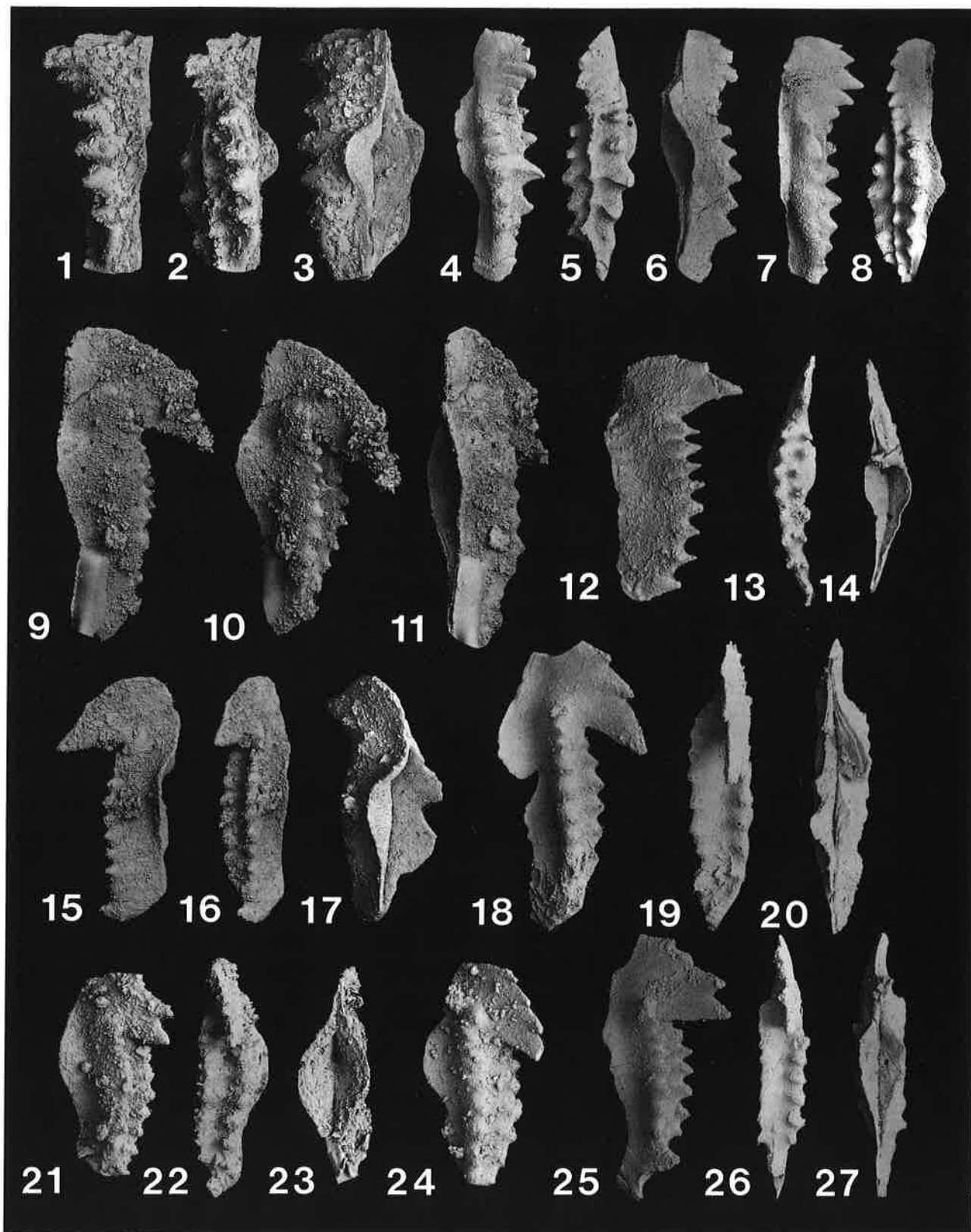


Fig. 10

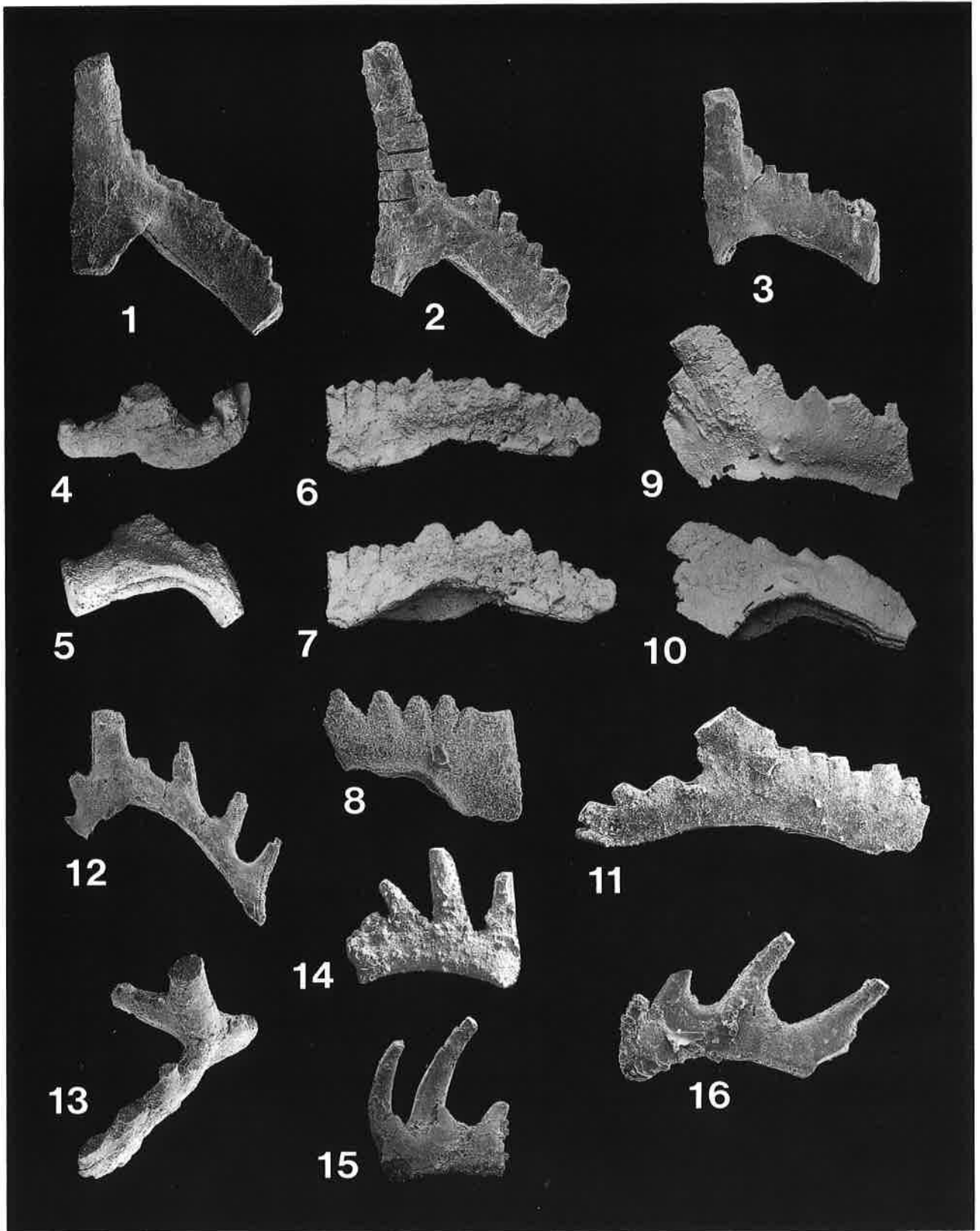
Répartition stratigraphique des Conodontes dans les calcaires du Carbonifère inf. de la Fm. Lipak.



**Planche 5: Conodontes de la Fm. Lipak**

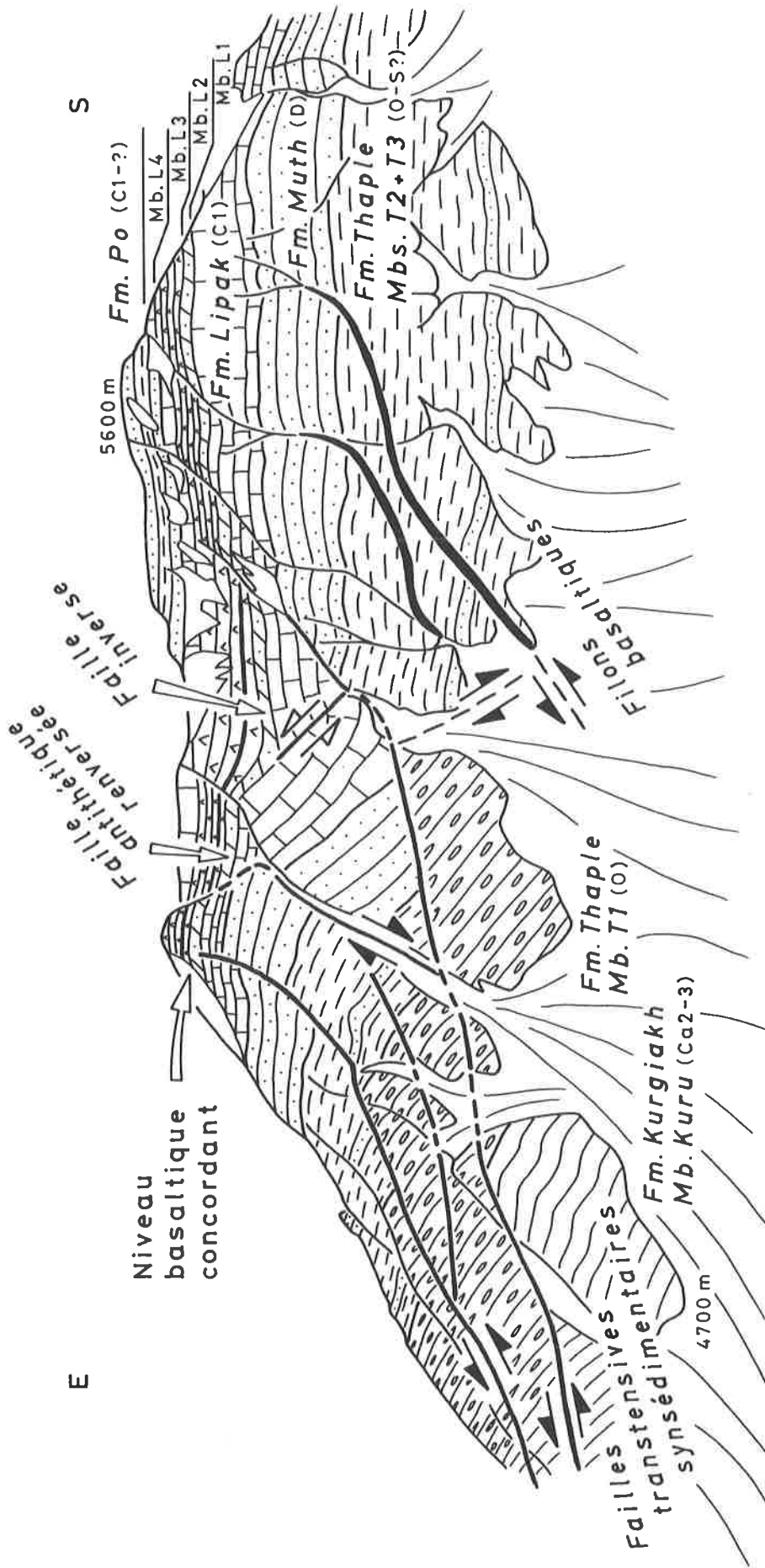
La taille indiquée correspond à la plus grande dimension du microfossile (déterminations W. J. Varker).

**1, 2 et 3) *Pseudopolygnathus lacinatus asymmetricus*** (éch. V129, 1.20 mm). **4, 5 et 6) *Pseudopolygnathus dentilineatus*** (éch. V317, 0.94 mm). **7 et 8) Idem** (éch. V317, 0.93 mm). **9, 10 et 11) *Clydagnathus unicornis*** (éch. V349A, 0.75). **12, 13 et 14) Idem** (éch. V349B, 0.62 mm). **15, 16 et 17) Idem** (éch. V349A, 0.61 mm). **18, 19 et 20) *Clydagnathus gilwernensis*** (éch. V350, 0.73 mm). **21, 22 et 23) Idem** (éch. V309, 0.43 mm). **24) Idem** (éch. V313, 0.55 mm). **25, 26 et 27) Idem** (éch. V350, 0.98 mm).



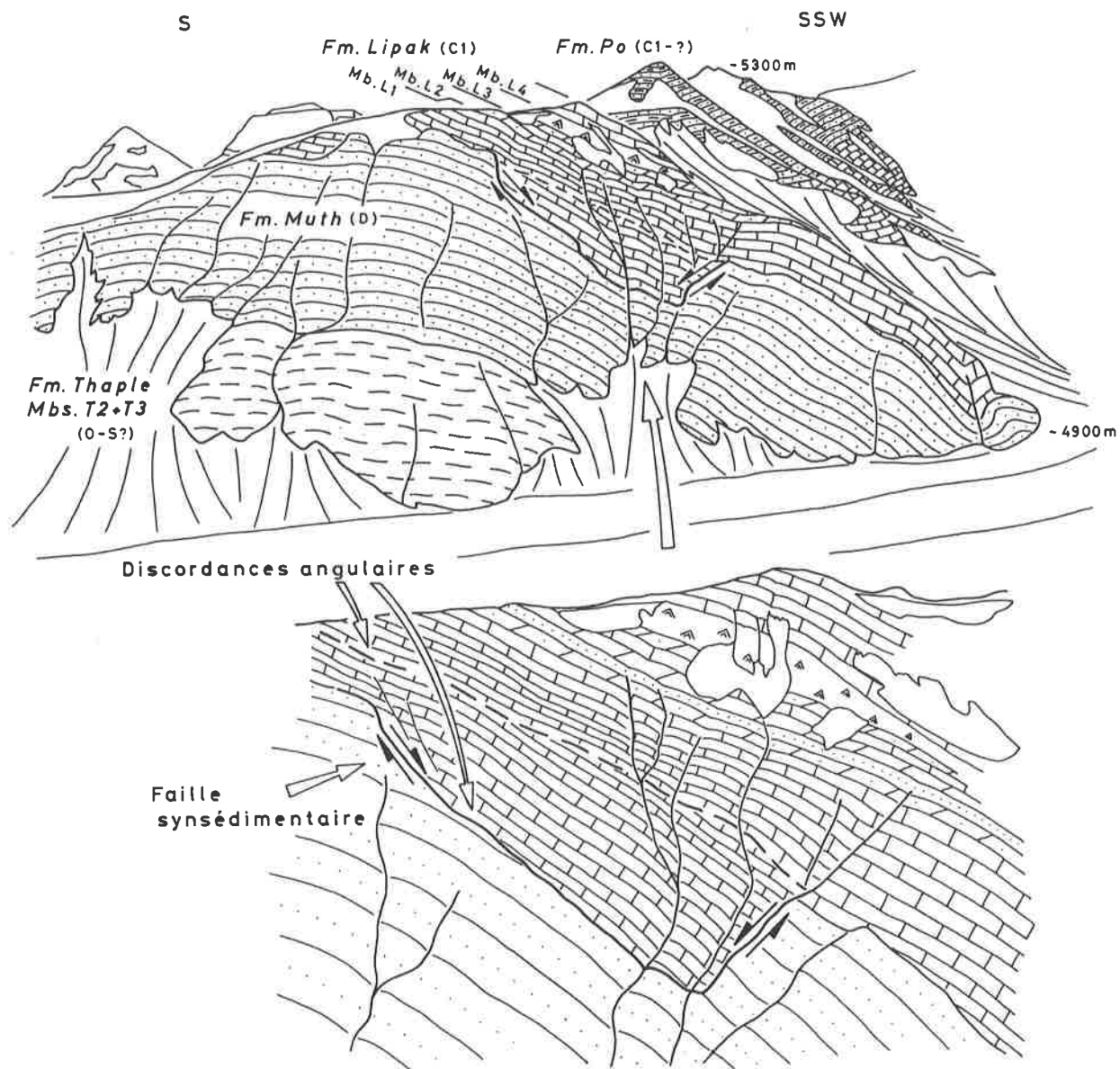
**Planche 6:** Conodontes de la Fm. Lipak

1) *Neoprioniodus confluens* (éch. V317, 0.80 mm). 2) Idem (éch. V316, 0.84 mm). 3) *Neoprioniodus* cf. *armatus* (éch. V316, 0.63 mm). 4 et 5) *Hindeodella corpulenta* (éch. V316, 0.50 mm). 6 et 7) *Spathognathodus* cf. *tridentatus* (éch. V316, 0.68 mm). 8) *Spathognathodus cristulus* (éch. V309, 0.37 mm). 9 et 10) *Ozarkodina* sp. (éch. V317, 0.67 mm). 11) *Ozarkodina* cf. *parva* (éch. V313, 0.87 mm). 12) *Lonchodina* sp. (éch. V349A, 0.57 mm). 13) *Ligonodina* sp. (éch. V316, 0.61 mm). 14) *Magnilaterella* sp. (éch. V309, 0.42 mm). 15) Idem (éch. V348, 0.42 mm). 16) Idem (éch. V347B, 0.38 mm).



**Fig. 11 A**

Failles synsédimentaires du Carbonifère inf. Les Mbs. L2 et L3 de la Fm. Lipak représentent la séquence syn-déformation, caractérisée par une variation latérale d'épaisseur compensant le mouvement de la faille. Le Mb. L4 ainsi que la Fm. Po scellent la structure. La présence d'une faille inverse associée (composante compressive) ainsi que le fort basculement des séries anté-déformation, indiquent une structure de transension plutôt que d'extension. Noter la présence de filons basaltiques injectés le long de failles probablement associées à la même phase tectonique. (Zingzangbar, partie supérieure de la Vallée de la Bhaga).



**Fig. 11 B**

Failles extensives syndédimentaires contemporaines de la sédimentation de la Fm. Lipak. La partie inférieure du Mb. L1 est affectée par la déformation et elle est recouverte en discordance angulaire par la partie supérieure de ce membre qui scelle ainsi la structure. (3 km au sud-ouest de Tokpo Yongma, partie supérieure de la Vallée de la Chandra).



## 2.8 La Formation de Po (HAYDEN 1904)

### Synonymie

**Cachemire:** *Fenestella Series* (MIDDLEMISS 1910), *Ganeshpur Fm.* (SRIKANTIA & BHARGAVA 1983), **Ladakh-Zaskar:** *Tanze Fm./Mb. C* (NANDA & SINGH 1977).

### Introduction

Le terme “*Po Series*” a été introduit au Spiti par HAYDEN (1904) pour désigner une série gréseuse et argileuse surmontant la Fm. Lipak et pouvant atteindre 600 m d'épaisseur. Au Haut-Lahul, la Fm. Po a une épaisseur de 220 m et elle peut être subdivisée en deux membres (fig. 12).

### Les lithologies de la Formation de Po

#### *Le Membre P1*

Ce membre est composé de **quartzites** à patine beige en bancs métriques à plurimétriques, de **grès bruns** décimétriques à métriques, de **siltites** et d'**argilites noires** en niveaux centimétriques à métriques. Ces sédiments sont généralement structurées en **cycles plurimétriques** (jusqu'à 20 m) de type *coarsening and thickening upward*. Dans les sédiments gréseux on observe fréquemment des structures de courant, notamment des **stratifications obliques à grand angle** dans les quartzarénites terminant les cycles (fig. 6 E). Quelques bancs de grès et de calcaires gréseux contiennent des fossiles de Brachiopodes, Bivalves, Entroques et Gastéropodes, ainsi que de rares Nautiloïdes inidentifiables (comm. pers. W.W. Nassichuk).

#### *Le Membre P2*

Il s'agit principalement de 50 à 60 m d'**argilites noires**, surmontées par 14 m d'une alternance de **grès bruns**, **grès conglomératiques**, **grès calcaires** et argilites noires en bancs décimétriques à métriques. L'épaisse série d'argilites noires est très homogène mais contient souvent des concrétions ovoïdes légèrement calcaires.

### La pétrographie des grès de la Formation de Po

Les sédiments siliciclastiques de la Fm. Po correspondent principalement à des **quartzwackes fins à très fins**, moyennement à bien classés.

Des grains subarrondis à subanguleux de quartz monocristallin représentent l'essentiel du mode. On observe des feuillets flexués et morcelés de mica blanc détritique ainsi que des grains d'opaque, zircon, tourmaline et rutile. Le feldspath semble absent de la composition. On trouve de rares lithoclastes submillimétriques à millimétriques de grès à matrice calcaires ainsi que d'une roche felsitique finement grenue contenant de l'épidote et probablement d'origine volcanique. La matrice des grès contient du mica blanc et de la chlorite, produits de la recristallisation. Les quartzites beiges correspondent à des quartzarénites matures moyennes à grossières, moyennement bien classées et à grains arrondis. Les grès calcaires sont constitués d'une fraction détritique similaire à celle des quartzwackes, incluse dans une matrice calcaire. Ces sédiments contiennent de nombreux bioclastes de Gastéropodes, Bryozoaires, Brachiopodes et Echinodermes. On observe aussi des oolites (diamètre moyen: 0.3 mm) souvent développées autour de grains de quartz, ainsi que des extraclastes micritiques.

Ce type de sédiment indique un milieu marin côtier de relativement haute énergie, caractérisé par un fort apport terrigène. Selon GAETANI et al. (1990), la composition des grès de la Fm. Po au Zaskar indique une source cristalline de croûte continentale.

## Les ichnofossiles de la Formation de Po

Dans les grès et grès calcaires bioclastiques du Mb. P1 on observe deux types d'ichnofossiles. Il s'agit de *Zoophycos* isp. et de *Rhizocorallium* isp.

*Zoophycos* isp. correspond à des traces lobées et concentriques (*spreitens*) situées sur la surface du sédiment (pl. 4 D). Les spécimens sont planaires et ne montrent ni tube axial ni disposition hélicoïdale. Cet ichnofossile correspond sans doute à une trace de pacage sur ou dans le sédiment, cependant son origine exacte reste problématique (HÄNTSZCHEL 1975, BROMLEY 1990). Le genre *Zoophycos* indique un environnement d'eaux calmes, souvent appauvries en oxygène. Durant le Paléozoïque il est abondant dans les **dépôts peu profonds littoraux et de mer épicontinentale** (RODRIGUEZ & GUTSCHICK 1970, PEMBERTON & FREY 1984).

*Rhizocorallium* isp. correspond à des terriers constitués de tubes "en U" partant obliquement de la surface du sédiment et s'horizontalisant à l'intérieur de celui-ci. Les branches du tubes sont parallèles ou légèrement convergentes, ont un diamètre moyen de 0.7 cm, un écartement de 2.5 cm et peuvent atteindre 40 cm de longueur. Dans l'espace situé entre les tubes on observe des traces de remplissage concaves, correspondant à la progradation de l'organisme dans le sédiment (*spreitens* protrusifs). Sur les surfaces horizontales, les *Rhizocorallium* sont en général rectilignes, mais ils peuvent être légèrement sinueux. Des groupes de *Rhizocorallium* peuvent se croiser obliquement ou, au contraire, être disposés parallèlement, probablement en réponse à l'influence de courant de marées (FARROW 1966). *Rhizocorallium* isp. est abondant dans l'ichnofaciès *Cruziana*, caractéristique de **milieux littoraux à sublittoraux: estuaires, estrans, lagons et mers épicontinentales**. La position horizontale des *Rhizocorallium* suggère un environnement de basse énergie (AGER & WALLACE 1970).

## L'âge de la Formation de Po

Peu de fossiles provenant de la Fm. Po sont décrits dans la littérature. Au Haut-Lahul, dans la région du Baralacha La, nous avons récolté des Brachiopodes dans les parties médiane et supérieure du Mb. P1. Des *Syringothyris* cf. *lydekkeri* et *Syringothyris subcuspidatus* indiquent un âge Carbonifère inf., probablement Viséen (dét. G. Plodowski). Des Productidés buxtoniidés sans grande valeur stratigraphique et des Strophoménidés orthotetoidés mal préservés sont aussi observés (dét. C. H. C. Brunton et P. R. Racheboeuf).

Une petite collection de bivalves a été échantillonnée dans la partie médiane de ce membre. Les genres identifiés sont *Cypricardella* sp., *Cypricardinia* sp., *Sphenotus* sp. et *Wilkingia* sp. (dét. R. D. Hoare). Ces Bivalves suggèrent aussi un âge Carbonifère inf. De plus, un spécimen de Conodonte a pu être extrait des grès calcaires situés à la base du Mb. P1. Il s'agit d'un *Clydagnathus unicornis* indiquant un âge Tournaisien inf. (dét. W. J. Varker).

L'ensemble de ces fossiles indiquent donc un âge Carbonifère inf. (Tournaisien à Viséen ?) pour le Mb. P1. Cet âge est cohérent avec le fait qu'au Spiti, des fossiles de plantes dans la partie inférieure de la Fm. Po (*Thabo Stage*) suggèrent un âge Carbonifère inf. (HAYDEN 1904) et plus probablement de la partie supérieure du Carbonifère inf. (GOTHAN & SAHNI 1937).

L'âge de la partie supérieure de la Fm. Po est problématique. Aucun fossile diagnostique n'a été décrit dans ces sédiments. Un âge Carbonifère inf. à sup. pour l'ensemble de la formation a été proposé sur la base de la position stratigraphique de ces dépôts (GAETANI et al. 1986, 1990). Cependant, il nous semble très peu probable que les 60 m d'argilites noires du Mb. P2 de la Fm. Po au Haut-Lahul puissent représenter l'ensemble du Carbonifère moyen à sup. Considéré en parallèle avec la réduction de l'épaisseur de la Fm. Po entre le Spiti (600 m) et le Haut-Lahul (220 m) ainsi qu'avec la discordance angulaire observée à la base des sédiments du Permien faisant suite, ce fait suggère une importante **lacune stratigraphique entre le Carbonifère moyen ou sup. et le Permien**.

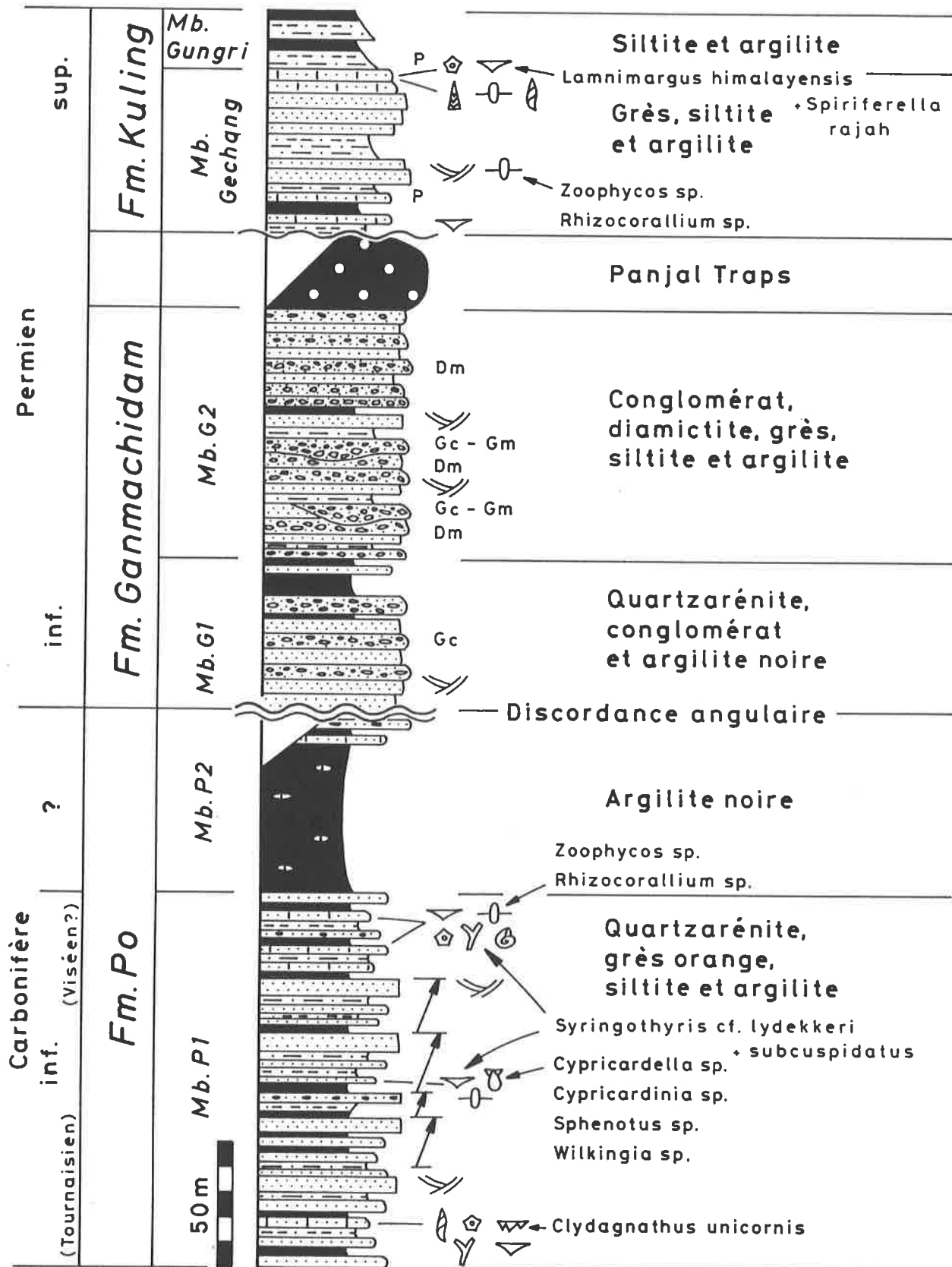


Fig. 12

Coupe stratigraphique des sédiments du Carbonifère inf. au Permien sup. du Haut-Lahul.

## Le milieu de sédimentation de la Formation de Po

La répétition de cycles plurimétriques de type *coarsening and thickening upward* dans la plus grande partie du Mb. P1 est typique de phases de progradation dans un milieu deltaïque (MIALL 1984, ELLIOT 1986b). Les argilites noires à la base des cycles représentent les sédiments fins du prodelta et les alternances de grès (quartzwackes) et siltites faisant suite marquent un passage vers des faciès de plus en plus proximaux. Les quartzarénites à stratifications obliques à relativement grand angle terminant les cycles correspondent soit à des faciès de haute énergie, proches des zones d'apport du sédiment (chenaux et/ou *distributary mouth bar*), soit à des faciès éoliens.

La présence dans quelques bancs de grès ou grès calcaires, de faunes marines (Brachiopodes, Bivalves, Echinodermes, Bryozoaires et Nautiloïdes) ainsi que les ichnofossiles typiques de milieux marins peu profonds et de faible énergie (*Zoophycos* isp. et *Rhizocorallium* isp.), témoignent probablement de stades de transgression marine lors de l'abandon de l'activité de certaines parties du delta. Au Zanskar, GAETANI et al. (1986) interprètent la Fm. Po comme correspondant à des dépôts de mer épicontinentale suivi par des faciès deltaïques. Les argilites noires du Mb. P2 indiquent un environnement anoxique.

## 2.9 La Formation de Ganmachidam (SRIKANTIA et al. 1980)

### Synonymie

**Cachemire:** *Agglomeratic Slates* (MIDDLEMISS 1910), *Pindobal Fm.* (SRIKANTIA & BHARGAVA 1983), **Ladakh-Zanskar:** *Ralakung Fm./Phitsi Mb.* (NANDA & SINGH 1977), *Chumik Fm.* (GAETANI et al. 1990), **Spiti:** *Losar Diamictites* (RANGA RAO et al. 1982).

### Introduction

Cette formation a été introduite par SRIKANTIA (1974) pour désigner les lithologies conglomératiques surmontant la Fm. Po au Zanskar. La nature du contact entre les Fms. Po et Ganmachidam est controversée. Pour certains auteurs, les conglomérats de la Fm. Ganmachidam sont d'âge Carbonifère moyen à sup. et son contact avec la Fm. Po sous-jacente est stratigraphique (JOSHI & ARORA 1976, KANWAR & AHLUWALIA 1979, SRIKANTIA 1981, SRIKANTIA et al. 1980). D'autres auteurs considèrent un âge Permien pour ces sédiments, à la base desquels une discordance plus ou moins importante est observée au Spiti (HAYDEN 1904, FUCHS 1982a), ainsi que dans d'autres parties de l'Himalaya Téthysien (HEIM & GANSSER 1939). Dans la région de cette étude, la Fm. Ganmachidam repose en **discordance angulaire** sur la Fm. Po.

Dans la Vallée de la Lingti au SE Zanskar, GAETANI et al. (1990) ont introduit le terme **Fm. Chumik** pour une série de sédiments détritiques surmontant la Fm. Po et dont la base est datée avec précision du **Sakmarien** (Permien inf.). Ces auteurs suspectent une discordance à la base de cette unité qu'ils corrèlent avec la Fm. Ganmachidam ainsi qu'avec les *Agglomeratic Slates* du Cachemire. Au Spiti, les *Losar Diamictites* ont livrés des fossiles indiquant un âge **Permien inf.** (RANGA RAO et al. 1982).

### Les lithologies de la Formation de Ganmachidam

Au Haut-Lahul, la Fm. Ganmachidam peut être subdivisée en deux membres (fig. 12).

#### *Le Membre G1*

Ce membre est constitué de bancs relativement massifs, d'épaisseur métrique, de quartzarénites, microconglomérats et conglomérats fins à patine beige ainsi que de niveaux d'argilites noires dans la partie supérieure.

Les sédiments conglomératiques sont monogéniques est composés essentiellement de galets millimétriques à centimétriques de quartz. On observe fréquemment des stratifications obliques à relativement grand angle (pl. 4 E). Dans la région du Baralacha La, ce membre est observé en contact avec diverses lithologies de la Fm. Po sous-jacente. A l'échelle cartographique, ce fait révèle la discordance située à la base de cette unité.

### *Le Membre G2*

Il s'agit principalement de **conglomérats polygéniques** et, dans une moindre mesure, de **grès, siltites, quartzarénites et argilites noires**. Les conglomérats sont composés d'éléments provenant des lithologies sous-jacentes, parmi lesquels on reconnaît: des grès à patine brun-orange et des quartzarénites beiges de la Fm. Po, des calcaires gris-bleu de la Fm. Lipak, des grès rouges de la Fm. Thaple, des dolomies oranges de la Fm. Karsha, des grès et siltites vertes des Fms. Kurgiakh, Karsha et/ou Phe.

On observe deux types de conglomérats. Les plus fréquents sont des **diamictites** constituées d'éléments subanguleux à subarrondis mal classés, dont les tailles varient entre quelques mm et plusieurs dizaines de cm. Ces éléments flottent dans une matrice gréseuse à patine brune (*matrix-supported conglomerate*). En général, on n'observe pas de stratification dans ces roches. Le second type de conglomérat est composé de galets subarrondis à arrondis, moyennement bien classés et souvent jointifs (*framework-supported conglomerate*), pris dans une matrice gréseuse. Ces conglomérats forment des bancs lenticulaires d'épaisseurs métriques, montrant une stratification grossière et dont la base est souvent érosive. Il s'agit de remplissages de chenaux. Les quelques bancs métriques de quartzarénites que l'on trouve dans ce membre sont comparables à ceux de la Fm. Po sous-jacente.

### **Le milieu de sédimentation de la Formation de Ganmachidam**

De façon générale, l'ensemble de la Fm. Ganmachidam correspond à une séquence de type "*coarsening upward*". Les sédiments détritiques du Mb. G1 correspondent soit à des **dépôts fluviaux distaux**, soit à des **faciès littoraux proximaux (delta)**. Les sédiments du Mb. G2, dominés par les diamictites, indiquent un milieu de **cônes alluviaux** et/ou un **environnement périglaciaire**. La composition des galets constituant une grande partie des sédiments de la Fm. Ganmachidam témoigne d'un important remaniement des sédiments sous-jacents, atteignant au moins les sédiments cambriens (Fm. Karsha) situés stratigraphiquement plus de 1300 m plus bas. Avec la discordance angulaire observée à la base de cette formation, ce fait indique que la période Carbonifère sup. à Permien inf. correspond à une phase de **surrection**, responsable de la création d'un relief et associée à une érosion importante.

L'âge attribué à ces dépôts correspond à la période finale des glaciations gondwaniennes de la fin du Paléozoïque (POWELL & VEEVERS 1987). Cependant, l'influence des processus glaciaires sur la genèse de ces sédiments est controversée. Pour GANSSER (1964), ces conglomérats sont comparables aux *Blaini Boulder* du Bas-Himalaya, qu'il considère comme étant des tillites d'âge Carbonifère sup. Si FRANK et al. (1993) retiennent l'origine glaciaire des *Blaini Boulder*, leurs arguments démontrent que ces dépôts sont du Protérozoïque sup. Pour ACHARYYA (1973), l'influence de processus glaciaires sur les sédiments conglomératiques du Paléozoïque sup. de l'Himalaya est mineure. Pour SRIKANTIA & BHARGAVA (1983), la Fm. Pindobal au Cachemire ne montre pas de caractéristiques glaciaires. De même, la Fm. Ganmachidam au Spiti est considérée comme étant essentiellement d'origine fluviale (SRIKANTIA 1981). Cependant, pour RANGA RAO et al. (1982) les *Losar Diamictites* du Spiti sont d'origine glacio-marine. Au SE Zanskar, la Fm. Chumik est corrélable aux *Agglomeratic Slates* mais cette unité ne contient pas de conglomérats et elle est interprétée par GAETANI et al. (1990) comme étant d'origine fluvio-deltaïque. Il apparaît donc qu'il n'existe encore aucune évidence permettant de prouver sans équivoque une influence majeure de phénomènes glaciaires sur les dépôts du Permien inf. de la Zone Téthysienne.

## La discordance angulaire à la base de la Formation de Ganmachidam.

Au sud du Baralacha La, les sédiments permien inf. de la Fm. Ganmachidam reposent en discordance angulaire sur les sédiments de la partie supérieure de la Fm. Po (Mb. P2, Carbonifère inf. à moyen ?, fig. 13). Cette discordance, clairement visible à l'échelle de l'affleurement, a aussi été mise en évidence à l'échelle cartographique.

Une telle discordance à la base des sédiments permien est connue au Spiti depuis le début du siècle (HAYDEN 1904). Au Spiti, cette discordance est associée à une lacune stratigraphique pouvant être importante et témoignant pour certains auteurs d'un événement orogénique ou épeirogénique hercynien (FUCHS 1982a, BAGATI 1990). Suivant notre interprétation, cette discordance serait associée à une phase de **surrection thermique** liée au rifting de la Néo-Téthys (cf. ch. 4.3).

## 2.10 Les Panjal Traps (LYDEKKER 1878)

### Synonymie

**Pakistan:** *Panjal Unit* (PAPRITZ & REY 1989), **Cachemire:** *Panjal Volcanics* (BHAT & ZAINUDDIN 1979, WAKHALOO 1979), **Zanskar:** *Ralakung Volcanics* (SINGH et al. 1976), *Phe Volcanics*, *Sankoo Volcanics* (GUPTA et al. 1983).

### Introduction

Les Panjal Traps correspondent généralement à d'importantes **extrusions basaltiques** dans la Zone Téthysienne. Au Cachemire, cette unité peut atteindre plus de 2000 m d'épaisseur. Au Zanskar, l'épaisseur de ces basaltes diminue progressivement en direction du SE. Dans la partie nord-est du terrain de cette étude, les Panjal Traps n'ont été observés que localement entre les Fms. Ganmachidam et Kuling. Selon GAETANI et al. (1990), l'âge des Panjal Traps du Zanskar se situe entre le **Sakmarien sup.** et le **Kazanien**. Une étude géochimique démontre que ces basaltes ont une composition comparable à celle de leurs équivalents du Cachemire et qu'ils correspondent à des basaltes continentaux d'épanchement (*Continental Flood Basalts*) (cf. ch. 3 et VANNAY & SPRING 1993).

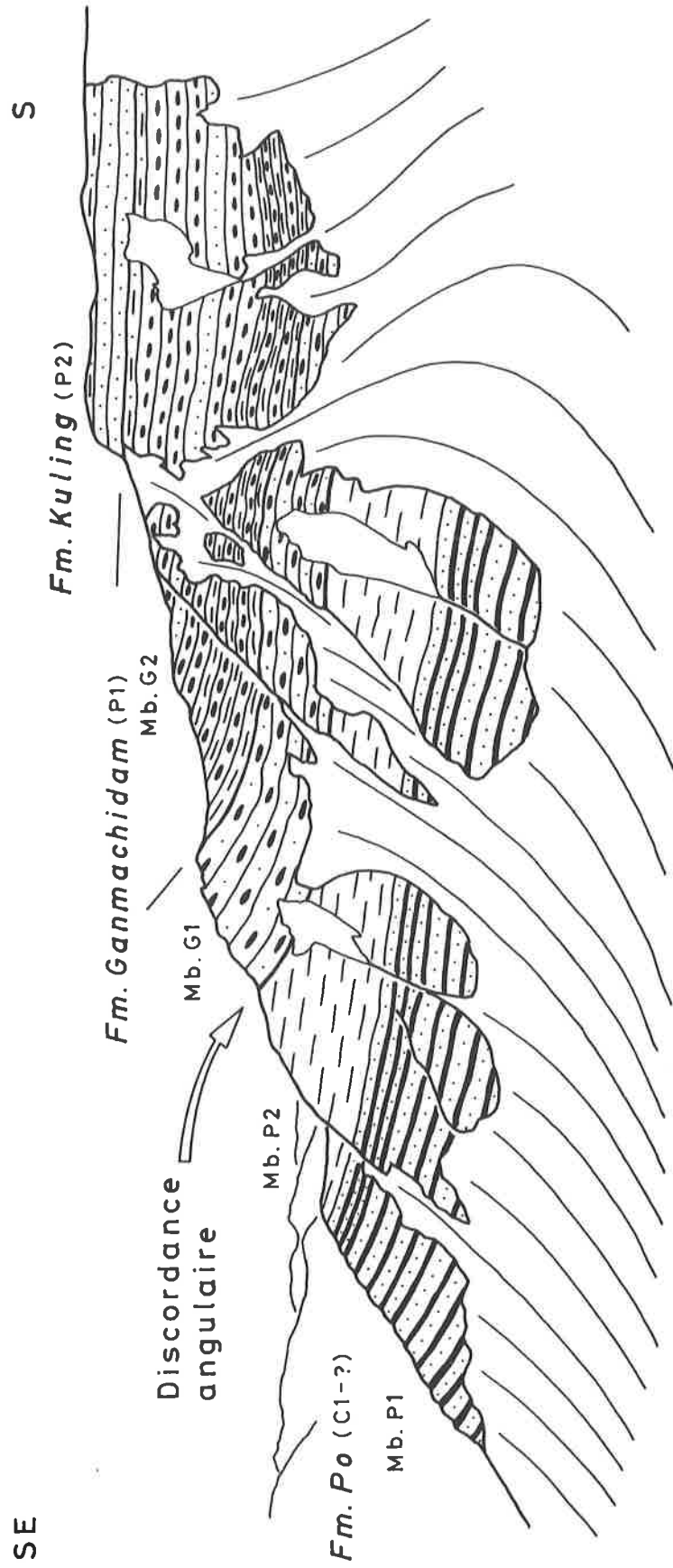
## 2.11 La Formation de Kuling (STOLICZKA 1866)

### Synonymie

**Cachemire:** *Zewan Beds* (MIDDLEMISS 1910), *Zewan Fm.* (NAKAZAWA et al. 1975, SRIKANTIA & BHARGAVA 1983), **Lahul:** *Sarchu Fm.* (NANDA & SINGH 1977), **Spiti:** *Productus Shales* (HAYDEN 1904).

### Introduction

STOLICZKA (1866) a introduit le terme *Kuling Shales* pour une série d'argilites noires surmontant les grès calcaires fossilifères faisant suite aux conglomérats du Permien inf. au Spiti. Ces sédiments calcaro-gréseux et argilo-silteux ont été regroupés par la suite sous la dénomination de Fm. Kuling et deux nouvelles subdivisions ont été introduites: les Mbs. **Gechang** et **Gunгри** respectivement (SRIKANTIA et al. 1980). Cette nomenclature a été adoptée par de nombreux auteurs travaillant au Spiti et au Zanskar (GANESAN et al. 1981, FUCHS 1982a et 1987, RANGA RAO 1982, BAUD et al. 1984, NICORA et al. 1984, GAETANI et al. 1986 et 1990).



**Fig. 13**

Discordance angulaire entre les sédiments conglomératiques du Permien inf. (Fm. Gammachidam) et les lithologies du Carbonifère inf. à moyen ? (Fm. Po). (3 km au sud-ouest du Baralacha La).

Au Haut-Lahul, bien que les lithologies des parties inférieures et supérieures de cette formation ne soient pas aussi contrastées que dans les descriptions de la Fm. Kuling au Spiti, on peut néanmoins distinguer un membre plus gréseux à la base (Mb. Gechang) et un membre plus argileux au sommet (Mb. Gungri). Le Mb. Gechang surmonte en général directement la Fm. Ganmachidam, mais il se situe au dessus des Panjal Traps lorsque ces derniers sont présents (fig. 12).

## Les lithologies de la Formation de Kuling

### *Le Membre de Gechang*

Ce membre dont l'épaisseur atteint 65 m, est composé de **grès, quartzarénites, grès calcaires bioclastiques, siltites et argilites noires**. Dans les sédiments pélitiques, on observe souvent des nodules phosphatés, parfois bioclastiques. Les sédiments gréseux ont une patine gris-vert à gris-brun. Les grès et quartzarénites forment des bancs relativement massifs d'épaisseurs décimétriques et montrant fréquemment des stratifications obliques. Les grès calcaires situés à la base et au sommet de ce membre sont parfois fossilifères et ont livré une faune de Brachiopodes, ainsi que des Conulaires et Entroques.

### *Le Membre de Gungri*

Ce membre a une épaisseur de 25 m et est constitué de **siltites grossières à fines et d'argilites noires**. Ces dépôts contiennent des nodules phosphatés noirs.

## Les ichnofossiles du Membre de Gechang

Deux types d'ichnofossiles, similaires à ceux décrits dans la Fm. Po, sont observés dans ce membre. Il s'agit de *Zoophycos* isp. de type planaire, ne montrant ni tube axial, ni disposition hélicoïdale et de *Rhizocorallium* isp. (pl. 4 F) partant verticalement de la surface du sédiment et devenant oblique vers le bas (HÄNTZSCHEL 1975). Cette association d'ichnofossile est caractéristique d'un **milieu marin littoral de relativement basse énergie** (FREY & PEMBERTON 1984).

## L'âge de la Formation de Kuling

Le Mb. Gechang contient une faune typique du **Permien sup.** Aucun fossile n'a été trouvé dans le Mb. Gungri.

### *Les Brachiopodes*

De nombreux *Spiriferella rajah* (dét. G. Plodowski) ainsi que des *Lamnimargus himalayensis* (dét. C. H. C. Brunton) ont été récoltés dans la partie supérieure du Mb. Gechang. Les *Lamnimargus himalayensis* indiquent un âge **Kazanien à Tatarien inf.** Au Zanskar, NICORA et al. (1984) et GAETANI et al. (1990) décrivent une faune semblable provenant du Mb. Gechang. Pour ces auteurs, des corrélations avec le Spiti, le Cachemire et les Salt Range permettent d'établir un âge Djulfien inf. (Tatarien moyen) pour le Mb. Gechang et un âge Djulfien sup. pour le Mb. Gungri (NAKAZAWA et al. 1975, BHATT et al. 1980).

### *Les Conulaires*

Des Conulaires du type *Paraconularia* sp. ont aussi été trouvés dans la partie supérieure du Mb. Gechang. Nos spécimens montrent de nombreuses similitudes avec les *Conulariae warthi* décrits par WAAGEN (1891) dans les sédiments permien des Salt Range. Au Zanskar, des *Paraconulariae* sp. sont décrits dans la Fm. Chumik par GAETANI et al. (1990).



Ces Conulaires sont caractérisés par un periderme pyramidal rectiligne montrant un sillon net à l'angle interfacial. Les spécimens ne sont jamais complets; la longueur et l'épaisseur maximales observées sont de 30 mm et 9 mm respectivement. Les faces sont recouvertes de fines nervures transverses nettes, parfois finement tuberculées et légèrement incurvées. La ligne pariétale (ligne médiane faciale) est marquée par une légère inflexion des nervures qui peuvent être confluentes ou décalées au niveau de cette ligne. Ces nervures sont nettement incurvées au niveau de l'angle interfacial et elles s'interrompent au milieu du sillon interfacial, les nervures des faces adjacentes étant décalées. Ces traits sont caractéristiques du genre *Paraconularia*.

## Le milieu de sédimentation de la Formation de Kuling

Les sédiments gréseux et pélitiques plus ou moins carbonatés du **Mb. Gechang**, ainsi que les Brachiopodes, Echinodermes, Gastéropodes, Conulaires et les ichnofossiles *Zoophycos* isp. et *Rusophycus* isp. indiquent un **environnement marin détritique peu profond**. Les sédiments plus pélitiques du **Mb. Gunгри** marquent un passage vers un **milieu marin de moindre énergie**. La présence de nodules phosphatés suggère un environnement hémipélagique.

La Fm. Kuling marque une **transgression marine** suivie d'un **approfondissement des faciès**, après la phase de surrection associée au rifting de la Néo-Téthys (cf. ch. 5). Cette conclusion est en accord avec les interprétations de BAUD et al. (1989), GAETANI et al. (1990) et GAETANI & GARZANTI (1991).

## 2.12 La Formation de Tamba Kurkur (SRIKANTIA et al. 1980)

### Synonymie

**Cachemire:** *Khunamuh Fm.* (NAKAZAWA et al. 1975, SRIKANTIA & BHARGAVA 1983), **Ladakh-Zanskar:** *Zangla Fm./Lower Mb.* (NANDA & SINGH 1977), **Garhwal-Kumaun:** *Kalapani Fm.* (SHAH & SINHA 1974).

### Introduction

Au Haut-Lahul, les sédiments essentiellement carbonatés faisant suite à la Fm. Kuling représentent la partie inférieure du **Gr. Lilang** (HAYDEN 1908) et ils correspondent aux Fms. Tamba Kurkur et Hanse (SRIKANTIA et al. 1980). Au Spiti, la présence d'un niveau latéritique ainsi qu'un remaniement de roches permienes à la base de la Fm. Tamba Kurkur, indiquent un arrêt de la sédimentation (BHATT et al 1980). Pour FUCHS (1982a) le contact basal de la Fm. Tamba Kurkur n'est pas strictement concordant.

### Les lithologies de la Formation de Tamba Kurkur

Dans la région étudiée, cette formation peut être subdivisée en trois membres (fig. 14) correspondant à ceux décrit au Zanskar par NICORA et al. (1984) et GAETANI et al. (1986).

#### *Le Membre TK1*

Il s'agit d'environ 16 m de **calcaires à patine grise à beige**, en bancs centimétriques à décimétriques, contenant des interlits millimétriques à centimétriques dolomitiques, à la base du membre, puis argileux dans sa partie supérieure. Les calcaires sont noduleux et sont souvent riches en Ammonites déformées, très difficiles à extraire. La base de ce membre, composée de niveaux fossilifères condensés, correspond aux **Calcaires à *Otoceras*** du Spiti (FUCHS 1982a).

#### *Le Membre TK2*

Ce membre est constitué de 32 m de **calcaires noduleux à patine brun-jaune**, en bancs plurimétriques

massifs, alternant avec des niveaux centimétriques à décimétriques d'argilites noires. Ce membre forme souvent des petites falaises.

### *Le Membre TK3*

Il s'agit de 38 m de calcaires noduleux à patine grise, en bancs métriques, alternant avec des argilites. Ce membre se distingue du précédent par son caractère moins massif.

## **L'âge de la Formation de Tamba Kurkur**

Au Zaskar, les Ammonites et Conodontes de la Fm. Tamba Kurkur indiquent que le membre inférieur (Mb. TK1) représente le Scythien (Griesbachien-Smithien), que la limite Scythien-Anisien se situe dans le membre moyen (Mb. TK2) et que le membre supérieur (Mb. TK3) correspond à l'Anisien (BAUD et al. 1984, NICORA et al. 1984, GAETANI et al. 1986). Au Spiti, d'après FUCHS (1982a), le sommet de cette unité atteint le Ladinien inf.

## **Le milieu de sédimentation de la Formation de Tamba Kurkur**

Les sédiments et les Ammonites de la Fm Tamba Kurkur indiquent un **environnement marin pélagique à hémipélagique**. Selon GAETANI et al. (1986), ces dépôts ont lieu en conditions bathyales supérieures avec un faible taux de sédimentation, c'est-à-dire dans un milieu de **plate-forme externe** et de **talus**.

## **2.13 La Formation de Hanse (SRIKANTIA et al. 1980)**

### **Synonymie**

**Cachemire:** *Khreu Fm.* (NAKAZAWA et al. 1975), **Ladakh-Zaskar:** *Zangla Fm./Middle Mb.* (NANDA & SINGH 1977), **Garhwal-Kumaun:** *Kuti Shales* (HEIM & GANSSE 1939).

### **Introduction**

Les sédiments de la Fm. Hanse terminent la colonne stratigraphique observable dans la Zone Téthysienne de la partie nord du Haut-Lahul. Dans cette région, seuls les deux premiers membres décrits au Zaskar par GAETANI et al. (1986) sont présents.

## **Les lithologies de la Formation de Hanse**

### *Le Membre H1*

Ce membre atteignant environ 80 m d'épaisseur est formé de **calcaires marneux dolomitiques** à patine jaune en bancs décimétriques, alternant avec des niveaux de **marnes**. Certains niveaux sont riches en *Daonella* sp. Au Spiti et au Zaskar, ces sédiments ont été décrits sous le nom de *Daonella Shales* (HAYDEN 1904, FUCHS 1982a et 1987).

### *Le Membre H2*

Ce membre de 170 m d'épaisseur se caractérise par l'apparition de **calcaires micritiques noirs**, plus ou moins noduleux. Dans la partie inférieure de ce membre, ces calcaires sombres ne constituent que quelques niveaux décimétriques intercalés dans les dépôts marneux.

Dans la partie supérieure, les calcaires sombres forment des bancs décimétriques à métriques, alternant avec des niveaux centimétriques à décimétriques de calcaires dolomitiques à patine jaune. Les derniers sédiments observables sont des **calcaires dolomitiques** à patine jaune puis des calcaires dolomitiques plus marneux. Cette série se corrèle en partie aux *Daonella Limestones* de HAYDEN (1904) et FUCHS (1982a et 1987).

### L'âge de la Formation de Hanse

Suivant HAYDEN (1904), les *Daonella Shales* et les *Daonella Limestones* représentent le **Ladinien** au Spiti. Au Zanskar, BAUD et al. (1984) et GAETANI et al. (1986) confirment l'âge Ladinien des Mbs. H1 et H2 de la Fm. Hanse.

### Le milieu de sédimentation de la Formation de Hanse

Les sédiments de cette formation indiquent un **environnement pélagique à hémipélagique** caractérisé par un relativement fort apport détritique argileux. GAETANI et al. (1986) proposent un milieu de **plate-forme externe profonde** pour la plus grande partie de la Fm. Hanse au Zanskar. Plus au nord, au Ladakh, les Fms. Tamba Kurkur et Hanse se corrèlent avec les faciès plus distaux de la Série de Samlung (STUTZ 1988).

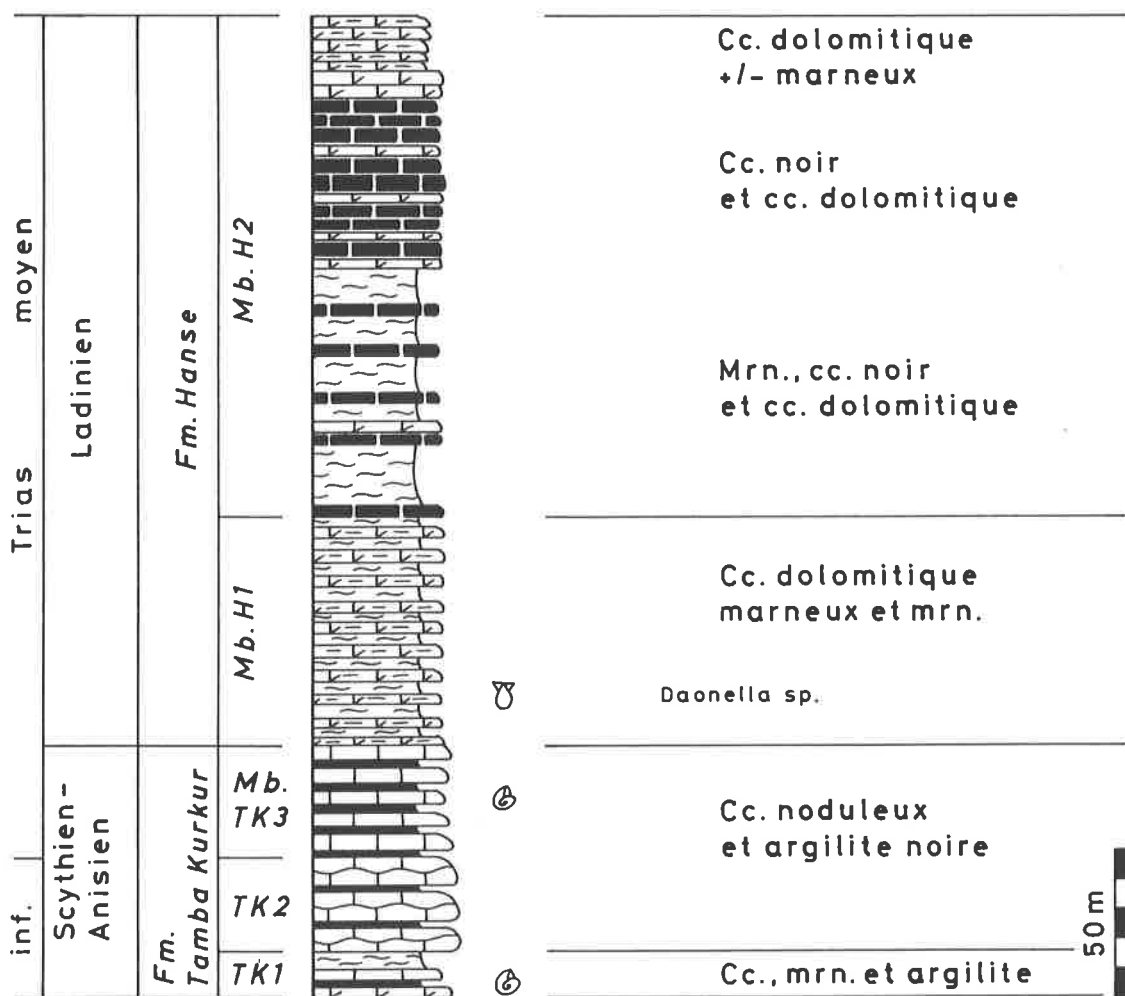


Fig. 14

Coupe stratigraphique des sédiments du Trias inf. à moyen du Haut-Lahul.

## 2.14 Le Groupe de Tandî (SRIKANTIA & BHARGAVA 1979)

### Introduction

Le Synclinal de Tandî est une unité composée de sédiments principalement carbonatés d'âge Paléozoïque sup. (?) à Mésozoïque, replissés dans les métasédiments précambrien sup. à cambrien inf. de la Fm. Phe, transformés dans cette région en paragneiss. Cette unité affleure le long de la Vallée de la Chandra, entre le Col du Rohtang (Rohtang La) au sud-est et le village de Rape au nord-ouest (figs. 2 et 43). Ces sédiments ont été décrits pour la première fois par STOLICZKA (1865), pour lequel une connexion avec les sédiments siluriens du nord du Lahul était probable. LYDEKKER (1883) observe que ces sédiments sont replissés sur eux-mêmes et qu'ils forment très probablement un synclinal "comprimé". Il considère que ces sédiments se corrélaient à la partie inférieure du *Zanskar System* et il les attribue plus précisément aux *Kuling Shales*. Les premiers fossiles découverts dans ces sédiments ont été décrits par des géologues australiens et un âge Jurassique moyen a été proposé pour l'ensemble de cette unité (POWELL & CONAGHAN 1973, PICKETT et al. 1975). SRIKANTIA & BHARGAVA (1979) sont les auteurs de la première description lithostratigraphique de cette unité. Ils subdivisent le Gr. Tandî en trois formations d'âges Permien à Jurassique probable et ils fournissent une carte de cette unité.

Dans ce chapitre nous décrivons la lithostratigraphie du Synclinal de Tandî. Malgré l'intense déformation, une étude structurale détaillée (cf. ch. 7.2) associée à une cartographie (fig. 43) permet de reconstituer la colonne lithostratigraphique de cette unité (fig. 15). Les formations définies par SRIKANTIA & BHARGAVA (1979) sont reprises mais une subdivision en membres cartographiables est proposée. Étant donné l'intense déformation ductile subie par ces métasédiments, les épaisseurs proposées sont approximatives.

Les sédiments de cette unité sont pauvres en fossiles et ces derniers sont souvent intensément déformés. Cependant nous avons récolté quelques fossiles déterminables permettant de préciser l'âge de certains des sédiments étudiés. Sur la base de ces fossiles et des caractéristiques lithologiques, nous proposons une corrélation entre les sédiments du Gr. Tandî et les unités stratigraphiques du Permien sup. au Jurassique affleurant plus au nord-est dans le bassin du Zanskar-Spiti.

### L'origine du Synclinal de Tandî

Diverses interprétations ont été proposées quant à l'origine du Gr. Tandî. Pour POWELL & CONAGHAN (1973) et PICKETT et al. (1975), l'unité de Tandî représente des reliques d'une marge téthysienne transposées tectoniquement à l'intérieur des gneiss du Haut-Himalaya (*Central Gneiss*). Ces auteurs notent toutefois qu'il n'y a pas d'évidence de contact tectonique entre les deux unités. Pour SRIKANTIA & BHARGAVA (1976, 1979), il s'agit d'une zone para-autochtone (par rapport aux gneiss) correspondant à un bassin isolé et séparé de celui du Spiti, mais probablement relié aux bassins de Chamba et du Cachemire. Ces auteurs considèrent la discordance à la base de cette unité comme reflétant une transgression permienne pouvant être liée à des mouvements tectoniques hercyniens.

Pour notre part, nous considérons que le Synclinal de Tandî correspond très probablement à une **unité autochtone** par rapport aux paragneiss de la Fm. Phe. En effet, l'étude tectonique de cette unité démontre que la première phase de déformation, responsable de la création de cette structure synforme, a une vergence vers le NE (cf. ch. 7.2). La deuxième phase de déformation, correspondant aux principaux mouvements vers le SW, replisse le Synclinal de Tandî. Un transport tectonique de cette unité vers le SW depuis la Zone Téthysienne n'est donc pas compatible avec les vergences des structures observées. De plus, la nature stratigraphique de la discordance à la base de cette unité est suggérée par le fait que ce contact n'est généralement pas tectonisé, comme en témoigne la préservation de structures sédimentaires dans les sédiments adjacents au contact. Cette interprétation implique une **lacune stratigraphique** d'environ 2000 m d'épaisseur entre le Gr. Tandî et la Fm. Phe encaissante.

La discordance à la base du Synclinal de Tandi est probablement de même nature que celle observée plus au nord-est dans la région du Mt. Mulkila, où des sédiments du Permien sup. (?) au Trias moyen surmontent directement les lithologies de l'Ordovicien (Fm. Thaple; figs. 2, 31, 44). Nous interprétons ces discordances et lacunes associées comme des conséquences d'une phase de surrection et d'érosion, suivie par une transgression, lors du rifting de la Néo-Téthys (cf. ch. 4.3).

## La Formation de Kukti

Cette formation, d'une épaisseur estimée à 150 m, peut être subdivisée en deux membres.

### *Le Membre de Rape*

Ce membre de 40 m d'épaisseur est constitué à la base de **conglomérats** brun-orange en bancs décimétriques à métriques, alternant avec des niveaux décimétriques de **dolomies** oranges gréseuses et des fins interlits de **quartzites** blancs micacés. Le conglomérat est composé d'éléments millimétriques à centimétriques (jusqu'à 15 cm) de quartzite blanc ou noir et de dolomie orange, dont l'origine correspond aux lithologies associées dans ce même membre. Ces éléments montrent des morphologies subanguleuses indiquant un faible transport et sont pris dans une matrice gréseuse. On observe des stratifications obliques dans ces sédiments. Ces roches correspondent aux "diamictites intraformationnelles" que SRIKANTIA & BHARGAVA (1979) décrivent comme affleurant localement à la base de la Fm Kukti. Au-dessus vient une série formée de **dolomies** oranges plus ou moins gréseuses en bancs décimétriques, alternant avec des niveaux plus fins de **calcaires**. La partie supérieure de ce membre est composée d'une alternance régulière de bancs décimétriques à métriques de **siltites** plus ou moins calcaires à patine brun-ocre et d'**argilites noires** non calcaires.

Ce membre n'a été observé que vers l'extrémité nord-ouest de l'unité de Tandi, au sud du village de Rape. Vers le SE ces lithologies disparaissent et c'est le Mb. Rashil qui repose directement sur la Fm. Phe. La cartographie révèle qu'il en est de même pour le membre suivant (Mb. Rashil), qui disparaît vers le SE à la hauteur du village de Sissu (fig. 43). Ces observations suggèrent que la discordance à la base du Synclinal de Tandi est de type **angulaire**. Cette discordance correspond probablement à une progradation des faciès du Gr. Tandi sur la Fm. Phe. Au contact entre ces deux unités, on n'observe nulle part de coulées basaltiques métamorphisées pouvant correspondre aux Panjal Traps, contrairement à ce que proposent SRIKANTIA & BHARGAVA (1979).

Dans les siltites de la partie supérieure du Mb. Rape, des Spiriferidés aliformes (*Spiriferacea*, dét. G. Plodowski) indiquent que ces sédiments appartiennent au Paléozoïque sup. Sur la base de sections de Coraux, SRIKANTIA & BHARGAVA (1979) attribuent un âge **Permien** à la partie inférieure de la Fm. Kukti. Le Mb. Rape pourrait se corréler avec la Fm. Kuling (Permien sup.) du Zanskar et de la partie nord du Haut-Lahul.

### *Le Membre de Rashil*

Il s'agit d'une série de 110 m d'épaisseur composée de **calcaires**, **calcaires marneux** et **marnes**. Ces lithologies montrent une patine sombre, bleue à gris bleu et elles alternent aussi bien à l'échelle centimétrique que métrique. Dans les sédiments marneux du Mb. Rashil, un horizon marqueur a livré quelques fossiles phosphatés de **Céphalopodes**. Bien que ces fossiles soient déformés, la morphologie générale et les lignes de suture sont relativement bien préservées (fig. 16). Ces Ammonites appartiennent aux sous-familles des *Gymnitinae* (gen. indet., Anisien-Ladinien), des *Beyrichitinae* (gen. indet., Anisien moyen-Ladinien) et des *Japonitinae* (*Caucasites* sp., Anisien inf) (dét. H. Bucher et J. Guex). Ces fossiles permettent d'attribuer un âge **Anisien** à ce membre. Des fragments de *Ceratitida* récoltés dans les mêmes niveaux confirment un âge triasique. Des Nautiloïdes orthoconiques échantillonnés avec les Ammonites n'indiquent pas d'âge précis mais sont compatibles avec un âge triasique.

Ces fossiles confirment la découverte d'Ammonites du Trias moyen à la base du Synclinal de Tandî par RAINA & PRASHRA (1974). Notons que les Ammonites du Mb. Rashîl montrent de nombreuses similitudes avec les *Gymnitinae* et *Ceratitida* observés dans la Fm. Tamba Kurkur (Trias inf. à moyen) au SE Zanskar (SPRING 1993). Par conséquent, nous proposons une corrélation entre les calcaires du Mb. Rashîl du Gr. Tandî et la partie inférieure du Gr. Lilang (Fms. Tamba Kurkur et Hanse) du Haut-Lahul et du Zanskar.

### La Formation de Gushal

Deux membres peuvent être distingués dans cette formation d'environ 80 m d'épaisseur.

#### *Le Membre de Nadgar*

Ce membre (40 m) est caractérisé par des sédiments carbonatés relativement massifs et montrant une patine plus claire. Il s'agit de calcaires à patine jaune à blanc, de dolomies, de calcaires dolomitiques et, dans une moindre mesure, de calcaires bleus. Dans la partie supérieure de ce membre, des bancs de calcaires gréseux contiennent des bioclastes, dont des Echinodermes.

#### *Le Membre de Shipting*

Ce membre est formé de sédiments détritiques à patine brun-orange, généralement compacts et souvent mis en relief par l'érosion. Il s'agit de grès, de schistes gréseux (siltites) ainsi que quelques bancs de calcaires gréseux. On observe des Crinoïdes ainsi que des Coraux dans certains de ces niveaux carbonatés.

Des Coraux sclératiniens similaires à ceux illustrés par PICKETT et al. (1975) ont été récoltés dans des calcaires gréseux de la partie inférieure du Mb. Shipting. Ces Coraux ont été identifiés par ces auteurs comme étant des *Thamnasteria* sp., suggérant un âge entre le Trias moyen et le Crétacé moyen. Des coraux du genre *Montlivaltia* sp. sont aussi décrits par ces auteurs dans les mêmes bancs. Les sédiments essentiellement gréseux du Mb. Shipting pourraient correspondre aux *Quartzites Series* (Norien) du SE Zanskar et du Spiti, dont le membre inférieur à livré des Coraux thamnasterioïdes, parmi lesquels des spécimens de *Montlivaltia* sp. et de *Thamnasteria* sp. ont été identifiés (BHARGAVA 1987, JADOUL et al. 1990). Si cette corrélation est correcte, le Mb. Nadgar sous-jacent pourrait correspondre, au moins en partie, à la Fm. Zozar (Camien sup.) du Zanskar (JADOUL et al. 1990).

### La Formation de Dilburi

Cette formation termine le profil lithostratigraphique de cette unité et constitue le cœur du Synclinal de Tandî. Il s'agit d'une importante épaisseur (150 à 200 m) de sédiments essentiellement carbonatés à patine bleue: calcaires, calcaires marneux, calcaires dolomitiques, calcaires gréseux et marnes.

Nous n'avons pas observé de fossiles identifiables dans la Fm. Dilburi. Cependant, notre cartographie montre que la localité d'où proviennent les Ammonites macrocephalites et les Nautiloïdes *Cenoceras* sp. de PICKETT et al. (1975) se situe dans cette formation, et non pas à la base du Gr. Tandî comme le proposent ces auteurs. Ces derniers déduisent un âge Jurassique sur la base de ces fossiles. La Fm. Dilburi pourrait donc se corréler avec la Fm. Kioto du SE Zanskar.

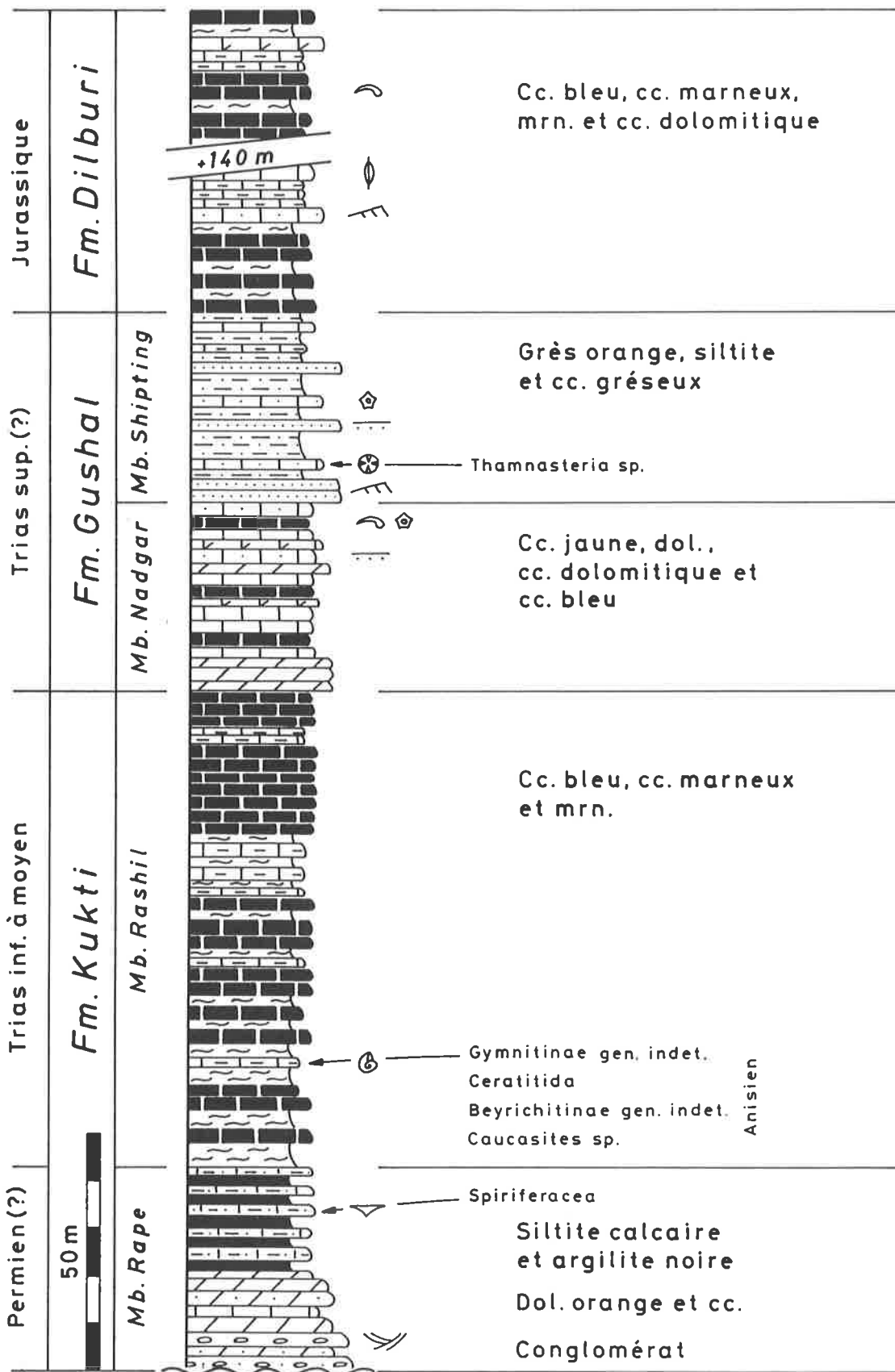


Fig. 15

Coupe stratigraphique synthétique des sédiments du Synclinal de Tandi (Gr. Tandi).

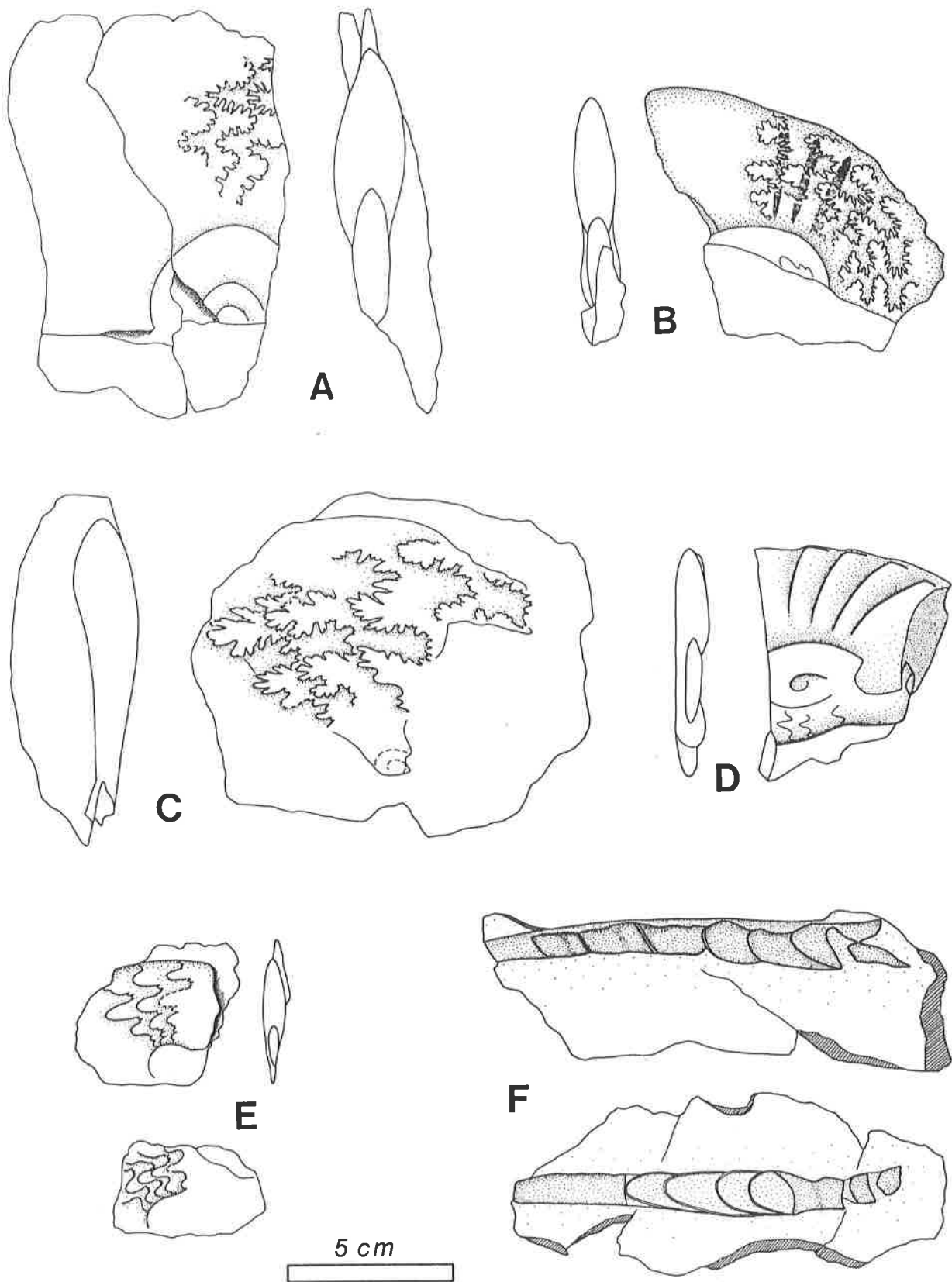


Fig. 16: Céphalopodes du Mb. Rashil de la Fm. Gushal (Gr. Tandi)

A) à D) *Gymnitinae* (gen. indet., Anisien-Ladinien)

E) *Ceratitida* (Trias)

F) *Nautiloïdes orthoconiques*



### 3 LE MAGMATISME BASALTIQUE CONTINENTAL ASSOCIE AU RIFTING DE LA NEO-TETHYS

#### 3.1 Introduction

Deux types de roches basaltiques ont été observés dans le cadre de cette étude:

- 1) Les **Panjal Traps** correspondent à un niveau basaltique concordant situés entre les Fms. Ganmachidam et Kuling;
- 2) L'**essaim filonien de la région du Baralacha La** est constitué de nombreux filons intrusifs recoupant l'ensemble des lithologies du Cambrien au Carbonifère inf.

Dans l'Himalaya du NW, les Panjal Traps correspondent à des extrusions basaltiques du Permien "moyen" (partie sup. du Permien inf.), volumétriquement très importantes au Cachemire, mais observées du NE Pakistan jusqu'au Haut-Lahul. Aucun autre évènement magmatique basaltique durant le Paléozoïque n'a été mis en évidence à ce jour dans l'Himalaya. En conséquence, les roches basaltiques affleurant dans les unités plus anciennes que le Permien "moyen" sont généralement interprétées comme correspondant soit aux filons "nourriciers" des Panjal Traps, soit à des équivalents hypabyssaux. Le contraste entre les occurrences des Panjal Traps du Haut-Lahul / SE Zaskar et les filons de la région du Baralacha La nous a conduit à entreprendre, en collaboration avec L. Spring, une étude géochimique comparative dans le but notamment d'élucider les relations entre ces roches extrusives et intrusives (VANNAY & SPRING 1993).

Cette étude démontre que les Panjal Traps du Haut-Lahul / SE Zaskar sont géochimiquement comparables à leur équivalents du Cachemire et qu'ils correspondent à des "basaltes continentaux d'épanchement" (*continental flood basalts*: CFB). Par contre, les filons et les Panjal Traps affleurant dans la région de cette étude ne sont pas géochimiquement apparentés.

Dans les chapitres suivants, la caractérisation géochimique de ces basaltes sera présentée après une description de leurs occurrences et de leur pétrographie. Les résultats de cette analyse géochimique et leurs implications sur l'évolution tectonomagmatique anté-himalayenne seront ensuite discutés.

#### 3.2 Les Panjal Traps

Les Panjal Traps correspondent à d'importants épanchements basaltiques dans l'Himalaya du NW. Dans la Zone Téthysienne du Cachemire, ces basaltes marquent l'apogée d'une activité volcanique qui a débuté par la production de roches pyroclastiques intermédiaires à acides présentes dans les **Agglomeratic Slates**. L'ensemble de ces roches constitue les **Panjal Volcanic Series** qui atteignent une épaisseur maximale de 2500 m au Cachemire (PAREEK 1976). Ces Panjal Traps correspondent à des coulées massives aphyriques, montrant une composition principalement tholéiitique, et parfois légèrement alcaline (NAKAZAWA & KAPOOR 1973, SINGH et al. 1976, BHAT & ZAINUDDIN 1979, HONEGGER et al. 1982, GUPTA et al. 1983, PAREEK 1983). Des produits de différenciation intermédiaires à acides n'ont été que rarement observés (PAREEK 1976). La présence occasionnelle de laves "en coussins" spilitiques ainsi que la nature des sédiments entre lesquels ces basaltes sont intercalés, indiquent que ces extrusions ont eu lieu dans un environnement littoral, au-dessus et au-dessous du niveau marin (NAKAZAWA & KAPOOR 1973, NAKAZAWA et al. 1975). Les arguments stratigraphiques indiquent un âge entre l'Artinskien (270-275 Ma, KAPOOR 1977) et le Kungurien-Kazanien (258-270 Ma, NAKAZAWA et al. 1975) pour ces extrusions basaltiques.

Les Panjal Traps ont été principalement étudiés au Cachemire, mais ils sont présents du NE Pakistan jusqu'au Haut-Lahul (fig. 1). Au nord-ouest du Cachemire, les Panjal Traps ont été récemment identifiés et décrits dans le Bas-Himalaya de la région de la "Syntaxe ouest" (*Western Syntaxis Area* ou *Hazara-Kashmir*

*Syntaxis*) au NE Pakistan (PAPRITZ & REY 1989). Au sud-est du Cachemire, l'épaisseur des Panjal Traps diminue progressivement en direction du SE Zaskar et ces derniers finissent par disparaître dans la partie nord du Haut-Lahul. Au SE Zaskar, région adjacente au terrain de cette étude, les Panjal Traps ont de 30 à 150 m d'épaisseur et ils sont massifs. Au Haut-Lahul, les Panjal Traps correspondent à 30 m de basaltes affleurant localement dans la partie supérieure de la Vallée de la Chandra, environ 4 km à l'est-nord-est de Tokpo Gongma (fig. 44). Ces roches montrent occasionnellement des structures de laves "en coussin" et des textures hyaloclastiques.

Selon GAETANI et al. (1990), les relations stratigraphiques démontrent que les Panjal Traps du SE Zaskar ont un âge situé entre le Sakmarien sup.-Artinskien inf. et le Kungurien-Kazanien (Permien "moyen"). Différentes interprétations ont été proposées pour les Panjal Traps. Ce volcanisme du Paléozoïque sup. a été associé à une orogénèse hercynienne par WAKHALOO (1972). Plus tard, NAKAZAWA & KAPOOR (1973) ont démontré que le chimisme des Panjal Traps montrait de nombreuses similitudes avec celui des basaltes océaniques. Dès lors, l'interprétation associant les Panjal Traps à un contexte de "géosynclinal" a été adoptée par de nombreux auteurs (e.g. BHAT & ZAINUDDIN 1979, WAKHALOO 1979). Néanmoins, RAO (1981) considère ces basaltes comme le produit d'un volcanisme "hercynien", conséquence d'un processus de subduction entre l'Inde et l'Asie. Plus récemment, les Panjal Traps du Cachemire ont été interprétés comme correspondant à des *continental flood basalts* (CFB) associés au rifting et à l'ouverture de la Néo-Téthys durant le Permien "moyen" (HONEGGER 1982). Notre étude démontre que les Panjal Traps du Haut-Lahul / SE Zaskar sont comparables à leurs équivalents du Cachemire et confirme qu'ils correspondent à des CFB.

### 3.3 L'essaim filonien de la région du Baralacha La

Dans la région du Baralacha La, de nombreux filons basaltiques recoupent les unités stratigraphiques de la Zone Téthysienne (fig. 44), de la Fm. Karsha (Cambrien inf.) à la Fm. Lipak (Carbonifère inf.). La plus grande partie de ces intrusions sont disposées parallèlement et forment un essaim (*Baralacha Dyke-Swarm*: groupe BDS, VANNAY & SPRING 1993). Lorsqu'ils ne sont pas déformés par des plis "en retour", ces dykes ont un pendage vers le NE relativement constant (fig. 36). Ces intrusions ont une épaisseur variant entre 1 et 20 m et certaines ont été cartographiées sur plusieurs km. Associés à ces filons, on observe parfois de rares niveaux basaltiques concordants d'épaisseur métrique dans les évaporites de la Fm. Lipak et à la base de la Fm. Po (Carbonifère inf.). Ces niveaux pourraient correspondre soit à des sills soit à des coulées. Signalons qu'au SE Zaskar, FUCHS (1987) décrit des laves et tuffs basaltiques comparables à la base des évaporites de la Fm. Lipak.

La cartographie indique que dans le Haut-Lahul, les filons ne recoupent jamais les sédiments plus jeunes que le Carbonifère inf. et qu'ils sont fréquemment injectés le long de failles normales inclinées vers le NE. Nous avons démontré que certaines de ces failles correspondent à des structures synsédimentaires extensives, ou plus probablement transtensives, contemporaines des dépôts carbonatés et évaporitiques du Carbonifère inf. (cf. ch. 2.7). Les intrusions basaltiques sont donc contemporaines à postérieures au Carbonifère inf.

Dans la partie sud-est du Spiti, les Panjal Traps sont absents mais des filons intrusifs, parfois injectés le long de failles, ont été décrits dans les unités ordoviciennes, dévoniennes et carbonifères (HAYDEN 1904, FUCHS 1982a). Ces filons basiques pourraient représenter le prolongement vers le sud-est de l'essaim filonien de la région du Baralacha La. Dans cette dernière région, certains dykes ont été observés le long de la trace de failles inverses inclinées vers le NE. Ces filons sont métamorphisés et recoupés par la schistosité régionale (S2b). Nous interprétons ces observations comme témoignant d'une réactivation des failles normales du Carbonifère, accompagnées de leur filons, durant les déformations compressives himalayennes.

Une tentative de datation radiochronologique de ces filons par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  n'a pas établi l'âge de ces intrusions. Au Lahul-Spiti et au Zaskar, les intrusions basaltiques sont généralement considérées comme représentant les filons nourriciers des Panjal Traps ou leurs équivalents hypabyssaux (FUCHS 1982, 1987, GAETANI et al. 1986, 1990). Notre étude géochimique démontre que cette hypothèse n'est pas toujours correcte car les Panjal Traps et les filons affleurant dans la région Haut-Lahul / SE Zaskar ne sont pas comagmatiques.

### 3.4 Géochimie comparative des basaltes continentaux du Haut-Lahul et du SE Zaskar

La caractérisation géochimique des roches basaltiques étudiées se base sur l'analyse des éléments majeurs et traces de 65 échantillons récoltés systématiquement. Le dosage des teneurs en éléments de terres rares (*rare earth elements*: REE) a été effectué pour 7 échantillons. Les analyses des basaltes récoltés au Haut-Lahul, ainsi que la localisation des échantillons, sont présentées en annexe (cf. Annexe I et fig. A1). Celles des roches du SE Zaskar sont présentées dans SPRING (1993).

#### Méthode analytique

L'échantillonnage a été conduit de manière à réduire au minimum l'influence de l'altération sur les résultats. Les analyses ont été effectuées par la méthode de fluorescence RX sur pastilles fondues pour les éléments majeurs et sur pastilles pressées pour les traces. Un spectromètre Philips PW 1400 équipé d'un tube Sc-Mo a été utilisé pour les mesures (Centre d'Analyses Minérales de l'Université de Lausanne; préparation: auteur, analyste: J. C. Lavanchy). Le FeO a été dosé par colorimétrie, le CO<sub>2</sub> par coulométrie et H<sub>2</sub>O a été calculé à partir de la perte au feu et des teneurs en FeO, CO<sub>2</sub> et S. La calibration du spectromètre est basée sur des standards de l'US Geol. Survey, NIM-South Africa et ANRT-France. Les terres rares (REE) ont été analysées par la méthode ICP au laboratoire du CRPG de Vandoeuvre-les-Nancy (analyste J. Morel).

#### Les changements métasomatiques

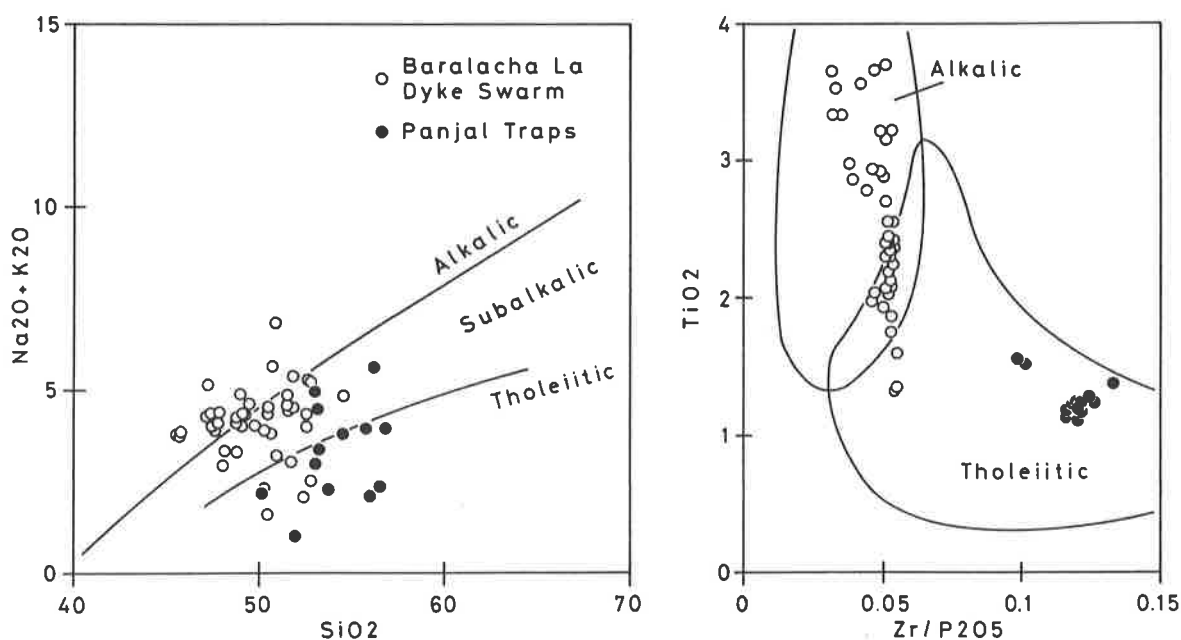
Etant donné que les roches étudiées ont été métamorphosées dans des conditions variant entre les faciès pumpellyite-actinote et schistes verts (cf. ch. 8), il convient de discuter la remobilisation possible de certains éléments durant le métamorphisme et/ou l'altération. K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, CaO, Sr, Rb, et Ba montrent généralement une faible corrélation avec les teneurs en Zr, élément très peu sensible à la remobilisation. De plus, il existe une corrélation entre les teneurs anormales en certains de ces éléments (e.g. K<sub>2</sub>O et Ba) et le degré du métamorphisme ou d'altération. Ces variations indiquent que ces éléments ont effectivement subi des remobilisations plus ou moins importantes. Une conséquence de ces processus est la relativement grande dispersion des analyses dans le diagramme Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O sur SiO<sub>2</sub> (fig. 17). Ce diagramme ne peut donc pas être utilisé pour définir précisément l'affinité des roches étudiées. La mobilité de ces "*large ion lithophile elements*" (LILE) durant le métamorphisme et l'altération est un phénomène fréquent, mais ces variations pourraient aussi être la conséquence d'une contamination crustale (WILSON 1989). Cependant, en l'absence de données isotopiques il n'est pas possible de quantifier précisément l'influence de ce dernier processus sur l'évolution des roches étudiées.

Au contraire des LILE mentionnés précédemment, les autres éléments majeurs et traces montrent généralement une bonne corrélation avec le Zr. Ce fait indique que ces éléments (*high field strength elements*, SAUNDERS et. 1980) n'ont subi qu'une remobilisation limitée à nulle durant les processus secondaires et qu'ils sont donc représentatifs de la composition chimique originale des basaltes étudiés.

## Les éléments majeurs

Les **Panjal Traps** du Haut-Lahul / SE Zaskar (groupe PT) correspondent à des basaltes, ou plus précisément à des **basaltes andésitiques**, d'affinité **tholéiitique** (fig. 17). Ils montrent des compositions relativement primitives, caractérisées par de faibles teneurs en éléments incompatibles tels que  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{FeO}^{\text{tot}}$  et par des *Mg numbers* ( $\text{Mg}' = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ) relativement élevés (fig. 18). Les *Mg numbers* (moyenne  $\text{Mg}' = 0.58 \pm 0.07$ ) indiquent aussi que ces basaltes ne correspondent pas à des magmas primaires en équilibre avec la composition du manteau ( $\text{Mg}' = 0.68-0.75$ , WILSON 1989). Une tendance évolutive limitée est visible dans les diagrammes.

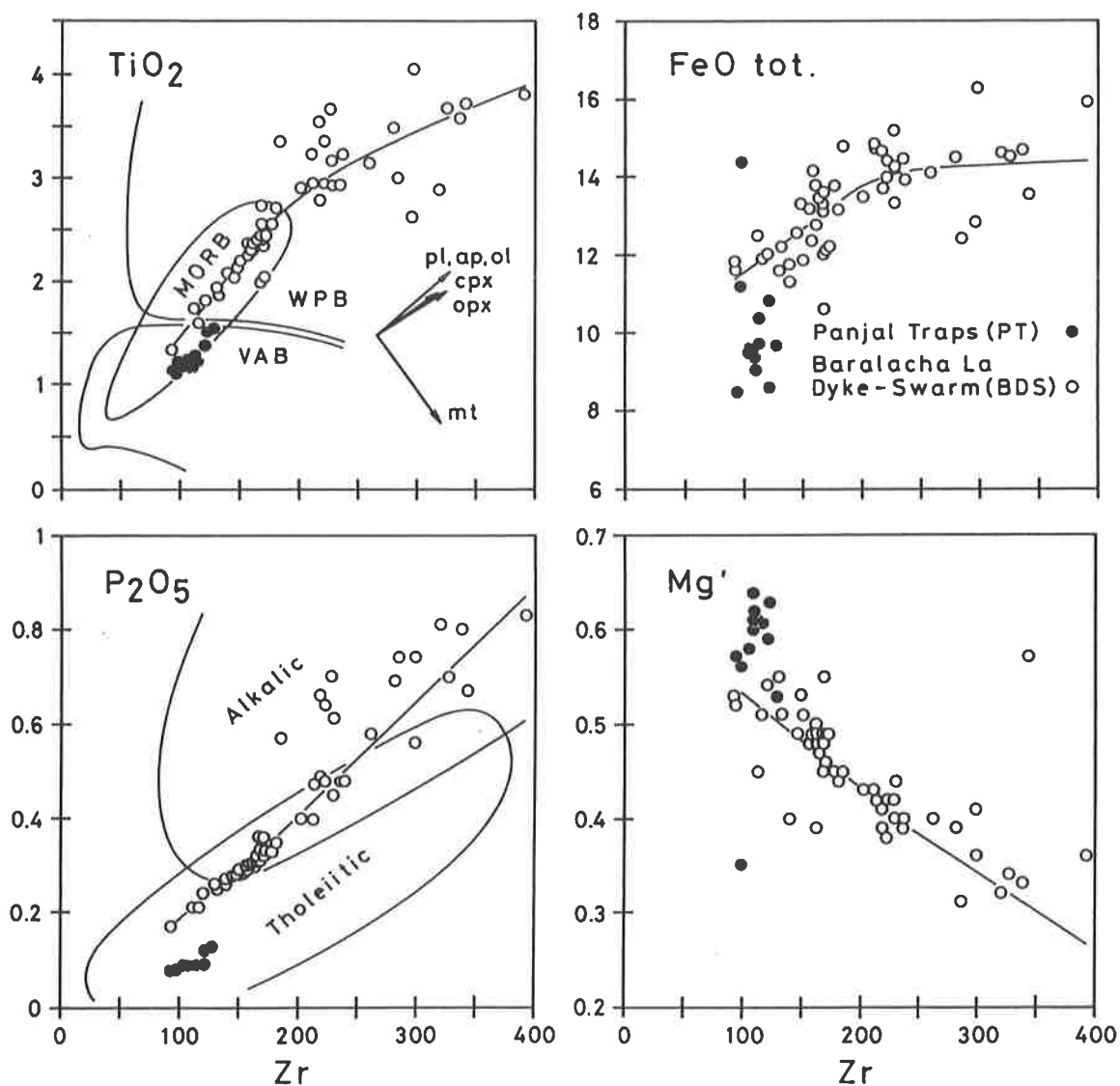
Les **filons de la région du Baralacha La** (*Baralacha La Dyke-Swarm*: groupe BDS) montrent des compositions basaltiques alcalines à tholéiitiques (fig. 17). Dans les diagrammes de variation pour les éléments majeurs, les analyses du groupe BDS montrent une nette tendance évolutive vers de hautes teneurs en éléments incompatibles (fig. 18). Avec la décroissance parallèle des *Mg' numbers*, cette tendance indique une **évolution magmatique par cristallisation fractionnée**. Cette tendance peut être subdivisée en deux segments. Le premier, en-dessous de 200 ppm de Zr, correspond à une tendance linéaire dans les diagrammes pour le  $\text{TiO}_2$  et le  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Cette tendance très nette prouve que ces roches appartiennent à une même suite comagmatique et que ces éléments n'ont pas été remobilisés. Dans le diagramme pour le  $\text{FeO}^{\text{tot}}$  et, dans une moindre mesure, dans celui pour le  $\text{Mg}'$ , la plus grande dispersion des analyses témoigne probablement de la plus grande sensibilité de ces éléments à la remobilisation.



**Fig. 17**

Diagrammes définissant l'affinité alcaline/tholéiitique des basaltes étudiés.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  sur  $\text{SiO}_2$  d'après IRVINE & BARAGAR (1971) et KUNO (1968).  $\text{TiO}_2$  sur  $\text{Zr}/\text{P}_2\text{O}_5$  d'après FLOYD & WINCHESTER (1975). La relativement grande dispersion des analyses dans le premier diagramme est probablement, au moins en partie, une conséquence de processus de remobilisation et/ou de contamination crustale. La tendance verticale dans le deuxième diagramme confirme l'affinité principalement alcaline des filons de la région du Baralacha La.

Au-dessus de 200 ppm de Zr, le second segment de la tendance évolutive est caractérisé par un changement des taux d'enrichissement en éléments incompatibles et de décroissance du  $Mg'$ , par comparaison à la première partie de la tendance évolutive. Cette modification traduit probablement un changement, lors de l'évolution magmatique, de la composition de l'assemblage en voie de cristallisation. La plus grande dispersion des analyses le long du second segment pourrait être la conséquence d'une plus grande influence de la contamination crustale sur les compositions les plus évoluées (LIGHTFOOT & NALDRETT 1989). Dans les diagrammes de variation pour le  $TiO_2$  et le  $P_2O_5$ , les groupes PT et BDS sont caractérisés par des rapports Zr/élément incompatible différents. Ces rapports distincts reflètent les évolutions séparées de deux magmas de compositions initiales différentes.



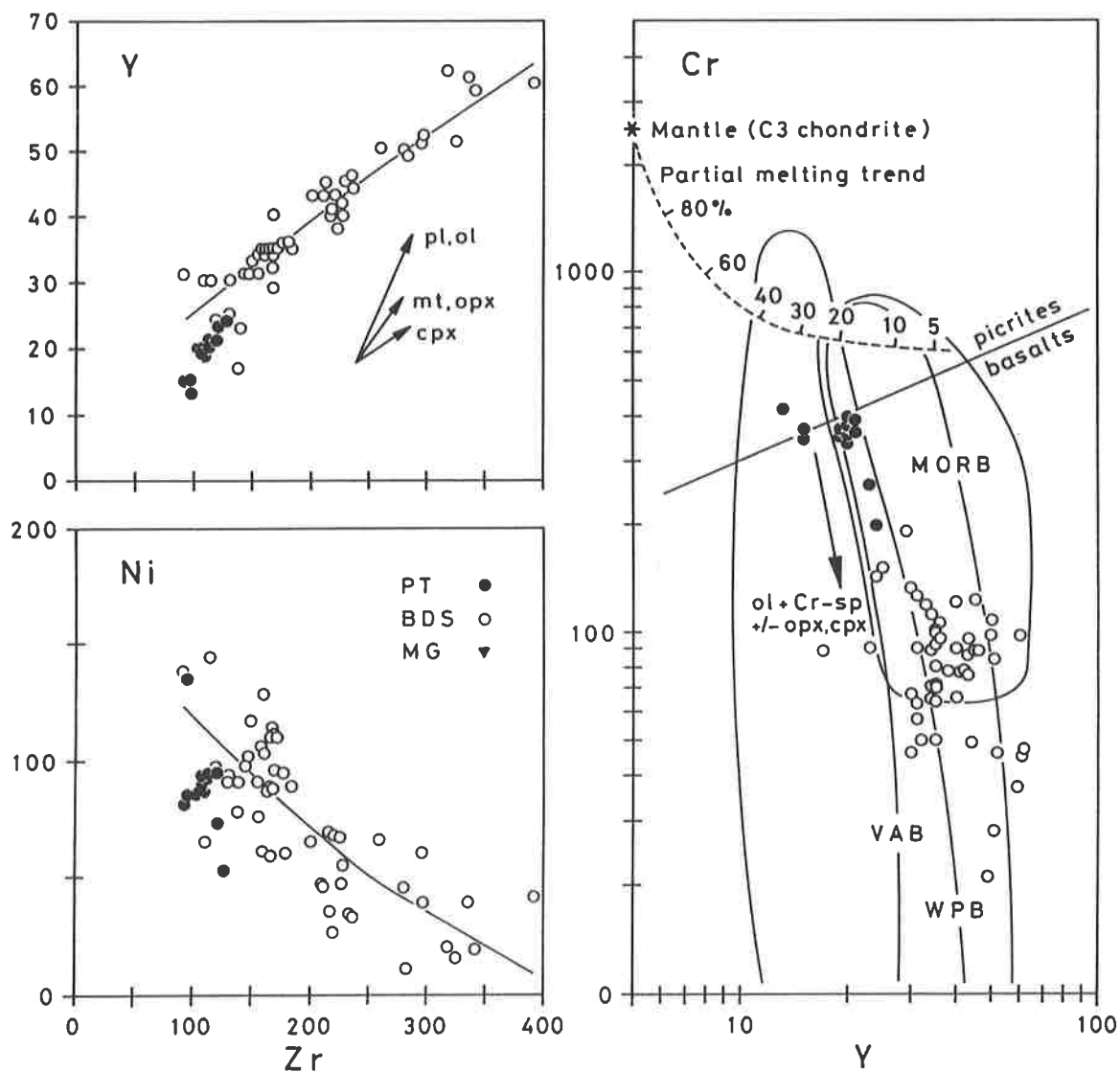
**Fig. 18**

Diagrammes de variation pour certains éléments majeurs représentatifs. Eléments majeurs en poids en pourcents, éléments traces en ppm. Champ de composition des MORB (basaltes de rides médio-océaniques), VAB (basaltes d'arcs volcaniques) et WPB (basaltes intra-plaques) et vecteurs de fractionnement d'après PEARCE (1982). Abréviations: pl: plagioclase; ap: apatite; ol: olivine; cpx: clinopyroxène; opx: orthopyroxène et mt: magnétite. Champs alcalins et tholéiitiques dans le diagramme  $P_2O_5$  sur Zr d'après FLOYD & WINCHESTER (1975).  $Mg'$  ( $Mg\ number = Mg/(Mg+Fe^{2+})$ ), calculé avec sur la base d'un rapport  $Fe_2O_3/FeO=0.1$  (rapport moyen pour les basaltes non-altérés). Des courbes d'ajustement pondéré sont dessinées pour les analyses du groupe BDS. Incertitudes pour les éléments sélectionnés ( $2\sigma\%$  relatif):  $TiO_2 = 2\%$ ,  $FeO^{tot} = 9\%$ ,  $Mg' = 11\%$ ,  $P_2O_5 = 4\%$  et  $Zr = 5\%$ .

## Les éléments traces

Les **Panjal Traps** montrent des concentrations en éléments traces incompatibles relativement basses, comme c'est notamment le cas pour l'Y (fig. 19). Les teneurs élevées en Cr (compatible) sont caractéristiques de magmas relativement primitifs qui n'ont pas subi d'important fractionnement d'olivine, Cr-spinelle et/ou pyroxènes (PEARCE 1982). Cependant, les relativement basses concentrations en Ni, typiques de nombreux *continental flood basalts* (WILSON 1989), signalent que les magmas du groupe PT ne correspondaient pas à des liquides primaires.

Comparativement au groupe PT, les **filons de la région du Baralacha La** (groupe BDS) sont caractérisés par un enrichissement progressif en éléments traces incompatibles, ainsi que par un appauvrissement parallèle des éléments compatibles (fig. 19). Les basses teneurs en Cr, ainsi que la tendance évolutive vers des faibles concentrations en Ni, indiquent que le groupe BDS a subi un fractionnement significatif d'olivine, Cr-spinelle, et/ou pyroxènes.



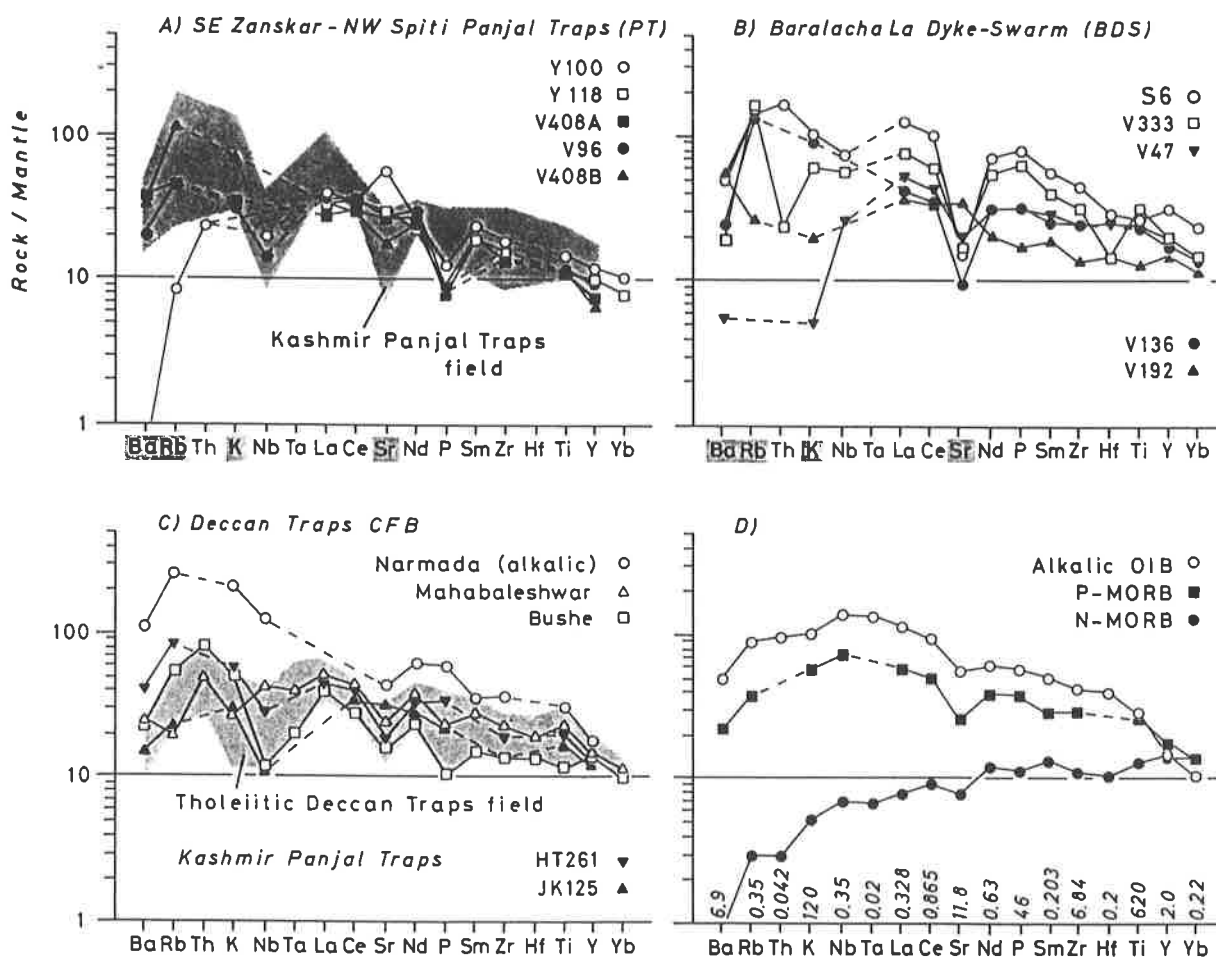
**Fig. 19**

Diagrammes de variation pour certains éléments traces représentatifs. Eléments traces en ppm. Vecteurs de fractionnement dans le diagramme Y sur Zr d'après PEARCE & NORRY (1979). Diagramme Cr sur Y d'après PEARCE (1982). Incertitudes pour les éléments sélectionnés ( $2\sigma\%$  relatif): Y = 4%, Cr = 7%, Ni = 7% et Zr = 5%.

Y est un bon indicateur de la cristallisation fractionnée car cet élément est très peu sensible à la contamination crustale (THOMPSON et al. 1983). Dans le diagramme Y/Zr, la nette tendance évolutive vers de hautes teneurs en incompatibles démontre l'importance de la cristallisation fractionnée dans l'évolution magmatique des roches du groupe BDS. Si une contamination crustale a affecté cette évolution, son influence n'a pas été suffisamment intense pour pouvoir masquer la nette tendance évolutive visible dans les diagrammes. Néanmoins, il est possible qu'une contamination modérée ait agi conjointement avec la cristallisation fractionnée pour produire une tendance évolutive cohérente (LIGHTFOOT & NALDRETT 1989).

## Les diagrammes de normalisation

Dans le but de comparer les signatures géochimiques des roches étudiées, les analyses ont été normalisées par rapport à la composition du manteau (THOMPSON et al. 1984). Les compositions normalisées des Panjal Traps du Haut-Lahul / SE Zanskar sont similaires à celles de leurs équivalents du Cachemire (fig. 20 A et C).



**Fig. 20**

Diagrammes de normalisation par rapport à la composition du manteau (*mantle-normalized spiderdiagrams*). A) Panjal Traps du Haut-Lahul / SE Zanskar. B) Filons de la région du Baralacha La. Les éléments ombrés (LILE: K, Rb, Ba et Sr) doivent être considérés avec prudence étant donné leur sensibilité aux processus de remobilisation. C) Analyses représentatives de basaltes tholéiitiques et alcalins des Deccan Traps (CFB) d'après LIGHTFOOT et al. (1990) et MAHONEY et al. (1985) respectivement. Sélection de Panjal Traps du Cachemire d'après HONEGGER et al. (1982). D) Compositions typiques de N-MORB (MORB "normaux") et OIB (basaltes d'îles océaniques) alcalins d'après SUN & McDONOUGH (1989), P-MORB (MORB "enrichis") d'après LEROEX et al. (1983). Constantes de normalisation d'après THOMPSON et al. (1984).

De façon plus générale, la composition des **Panjaj Traps** montre de nombreuses analogies avec celles des *continental flood basalts* (CFB) et des *basaltes de ride médio-océanique "enrichis"* ("*enriched*" *mid-ocean ridge basalts*: P-MORB). Les profils normalisés du groupe PT sont aussi caractérisés par une anomalie négative en Nb et P, de même qu'une anomalie en Nb est typique des Panjal Traps du Cachemire. Certains CFB classiques, tels que ceux de la Fm. Bushe des Deccan Traps (fig. 20 C), montrent un profil géochimique comparable, caractérisé par des anomalies négatives en Nb et P. Ce type de composition est généralement considéré comme étant la conséquence d'une **contamination crustale** affectant un magma de type MORB ou OIB (*ocean island basalts*: basaltes d'îles océaniques, THOMPSON et al. 1983).

Dans les diagrammes de normalisation, les analyses des échantillons les moins évolués des **filons de la région du Baralacha La** (groupe BDS) montrent de nombreuses similitudes avec des **compositions tholéitiques de type P-MORB et CFB**. Les échantillons caractérisés par un fort enrichissement en éléments incompatibles ont des profils normalisés comparables à ceux des **OIB alcalins** ou des **basaltes continentaux alcalins** (fig. 20 B, C et D). Dans ces profils, l'anomalie négative en Nb, par comparaison aux teneurs en La et Ce, n'est pas aussi importante que dans les analyses du groupe PT et de plus on n'observe pas d'anomalie en P. Ce fait pourrait traduire soit une moins grande influence de la contamination crustale sur les roches du groupe BDS par rapport à celles du groupe PT, soit une différence dans la composition des magmas initiaux. La nette anomalie négative en Sr visible dans les profils du groupe BDS est cohérente avec un fractionnement de plagioclase à basse pression, mais elle peut aussi indiquer un appauvrissement en Sr lors des processus secondaires.

### Les terres rares (REE)

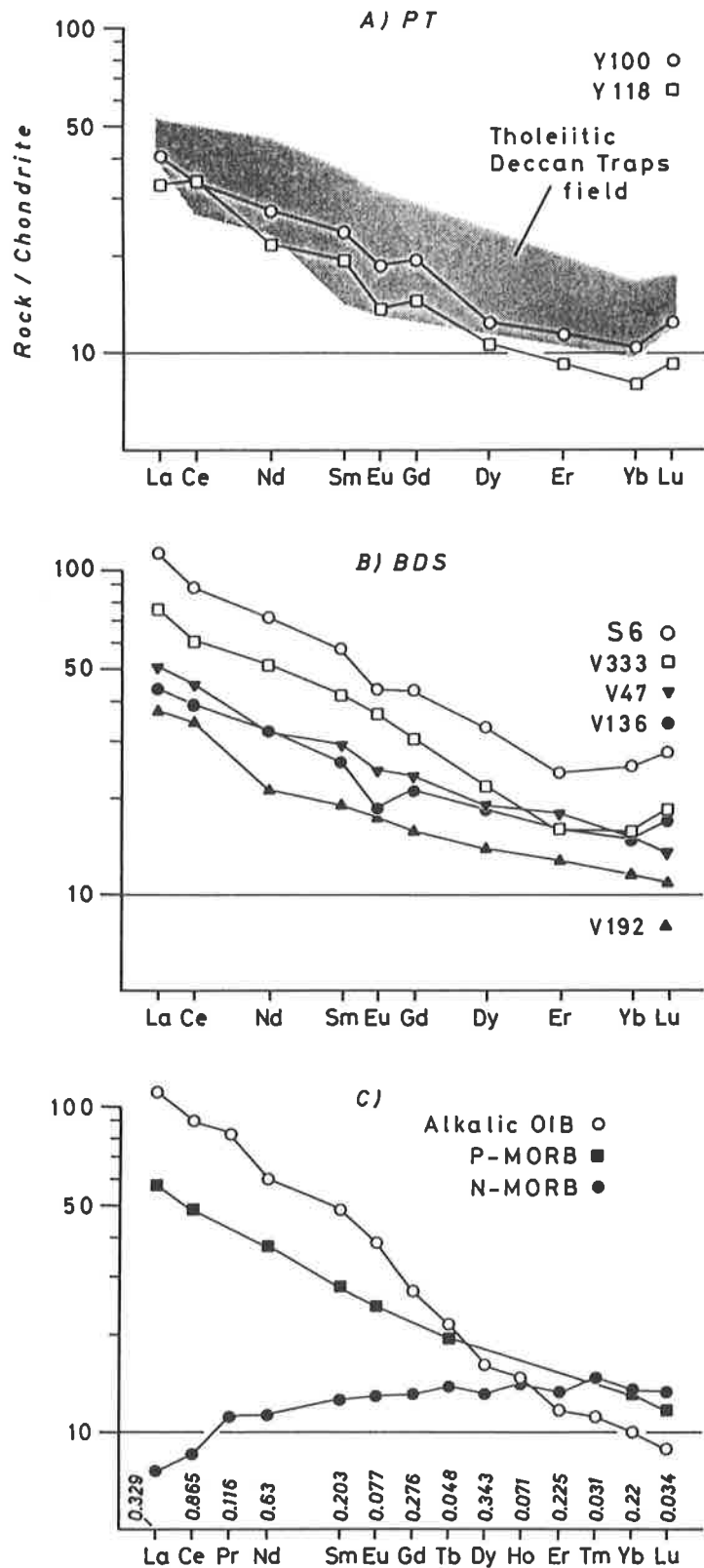
Les **Panjaj Traps** du Haut-Lahul / SE Zaskar (groupe PT) ont des teneurs normalisées en REE coïncidant avec celles des basaltes tholéitiques de type P-MORB (fig. 21 A et C). Ce type de profil est fréquemment observé dans les tholéiites continentales (DUPUY & DOSTAL 1984) et notamment dans les tholéiites des Deccan Traps. Une légère anomalie négative en Eu suggère un fractionnement de plagioclase.

Les **filons de la région du Baralacha La** (BDS) correspondent à une série de profils subparallèles, confirmant un enrichissement progressif par un processus de cristallisation fractionnée dans une suite comagmatique (WILSON 1989). Les enrichissements en REE des échantillons sélectionnés sont cohérents avec le comportement des éléments traces (cf. figs. 20 B et 21 B). Les échantillons les moins enrichis ont des teneurs en REE normalisées comparables à celles des P-MORB tholéitiques et les roches les plus enrichies montrent des teneurs en REE "légers" (LREE: La, Ce, Nd) similaires à celles de basaltes alcalins tels que des OIB alcalins (fig. 21 B et C).

## 3.5 Discussion des données géochimiques

La composition des basaltes continentaux est généralement considérée comme reflétant l'interaction entre un magma de type MORB plus ou moins enrichi et la lithosphère continentale (THOMPSON et al. 1984, HAWKESWORTH et al. 1990). Les teneurs en éléments majeurs, traces et REE des **Panjaj Traps** du Haut-Lahul / SE Zaskar démontrent qu'il s'agit de **basaltes andésitiques d'affinité tholéitique**, dont la composition est moins évoluée que celle des filons de la région du Baralacha La. Ces Panjal Traps sont dérivées d'un magma "enrichi" de type P-MORB, qui a subi une évolution magmatique limitée par cristallisation fractionnée et probablement par contamination crustale. La composition de ces Panjal Traps est comparable à celle de leurs équivalents du Cachemire. Ce fait témoigne de l'homogénéité géochimique de cet événement magmatique sur de grandes distances (plus de 200 km). La signature géochimique des Panjal Traps est aussi comparable à celle des basaltes tholéitiques des **Deccan Traps**.





**Fig. 21**

Analyses de terres rares (REE) normalisées par rapport à la composition d'une chondrite (NAKAMURA 1974). A) et B) Basaltes du Haut-Lahul et du SE Zanskar. Champs des compositions des Deccan Traps tholéiitiques en A) et analyses représentatives de MORB et OIB alcalins en C) d'après les mêmes références qu'à la fig. 20.

L'ensemble de ces caractéristiques indique que les Panjal Traps correspondent bien à des *continental flood basalts* (CFB), en accord avec les conclusions de certaines études géochimiques des Panjal Traps du Cachemire (HONEGGER et al. 1982) et du NE Pakistan (PAPRITZ & REY 1989). La rareté des produits de différenciation intermédiaires et acides (PAREEK 1976), ainsi que la signature géochimique des Panjal Traps indiquent qu'il ne correspondent pas à des basaltes de marge continentale active, généralement caractérisés par des teneurs en Nb, Ce, Sm, Zr, Ti et Y plus faibles que celles des N-MORB (PEARCE 1982). Par conséquent, les Panjal Traps ne sont pas associés à des processus de subduction, comme le propose RAO (1981).

Les Panjal Traps ne correspondent pas à des liquides primaires, comme en témoigne leur Mg' et leur teneurs en Ni relativement basses. Néanmoins, leur composition relativement primitive (faibles teneurs en incompatibles et haute concentration en Cr) indique qu'ils n'ont pas été affectés par une différenciation importante et que l'ascension de ces magmas à travers la croûte a été rapide. Cette conclusion est appuyée par les arguments stratigraphiques qui indiquent que cette activité volcanique a probablement été très courte. En effet, selon GAETANI et al. (1990) l'intervalle de temps entre les horizons stratigraphiques datés au-dessus et au-dessous des Panjal Traps du SE Zaskar suggèrent une durée de 2 à 3 Ma pour ces extrusions. Il est intéressant de noter que les Deccan Traps se sont aussi extrudés en probablement moins de 3 Ma (COURTILLOT et al. 1986). La rapidité du volcanisme ayant produit les Panjal Traps est donc un argument supplémentaire pour leur identification en tant que CFB.

Les CFB sont généralement associés à des contextes de rifting. Dans l'Himalaya Téthysien, l'extrusion des Panjal Traps durant le Permien "moyen" précède l'évolution d'une marge passive du Trias à l'Eocène (BAUD et al. 1984, GAETANI et al. 1986, FUCHS 1987). Les Panjal Traps sont donc associés au rifting et à l'ouverture de la Néo-Téthys (ANDREW-SPEED & BROOKFIELD 1982, HONEGGER et al. 1982). Le calcul des courbes de subsidence démontre plus précisément que l'extrusion des Panjal Traps a lieu entre l'épisode de surrection thermique et la phase de subsidence subséquente (cf. ch. 5). Ces épanchements basaltiques continentaux sont donc plus ou moins contemporains de la phase d'océanisation de la Néo-Téthys.

Les filons de la région du Baralacha La ont des compositions variant entre celles de basaltes tholéitiques de type P-MORB et celles de basaltes alcalins plus évolués de type OIB alcalins. Les variations cohérentes des teneurs en éléments majeurs et traces indiquent que ces roches appartiennent à une même suite comagmatique et qu'elles ont évolué par cristallisation fractionnée. Les filons basaltiques dans la Zone Téthysienne sont généralement considérés comme représentant des équivalents comagmatiques de profondeur des Panjal Traps. Cette interprétation est cohérente avec le fait que dans les provinces de CFB, les coulées sont reliées à leurs réservoirs magmatiques par des essaims de filons nourriciers (THOMPSON et al. 1983). Cependant, les essaims filoniens continentaux liés à des contextes de rifting ne sont pas nécessairement toujours associés à des CFB (OLIVEIRA et al. 1990).

Dans l'Himalaya Téthysien du Haut-Lahul / SE Zaskar, les compositions des Panjal Traps et celles des filons sont caractérisées par des rapports d'éléments incompatibles différents. Ce fait indique que ces deux groupes de basaltes ne peuvent pas être liés par un processus de cristallisation fractionnée et qu'ils ont évolué à partir de magmas de compositions initiales différentes. Par conséquent, les filons de la région du Baralacha La ne sont pas les filons nourriciers, ni des équivalents hypabyssaux des Panjal Traps. Une tentative de datation par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  sur des séparations minérales n'a pas permis d'établir l'âge de ces intrusions. En l'absence de données sur l'âge exact des filons de la région du Baralacha La, nous proposons deux interprétations possibles pour ces intrusions:

- 1) Les Panjal Traps et les filons de la région étudiée correspondent à des basaltes contemporains mais non-comagmatiques, correspondant à des magmas caractérisés par des compositions initiales différentes et par des évolutions subséquentes distinctes. Cette hypothèse implique que ces magmas basaltiques étaient associés soit à une source chimiquement hétérogène, soit à différents taux de fusion partielle d'une source homogène commune.

Notons que ces deux groupes de basaltes géochimiquement distincts coexistent dans une zone relativement restreinte de l'Himalaya Téthysien. Ce fait contraste avec l'apparente homogénéité géochimique des Panjal Traps sur de grandes distances (du SE Zaskar au Cachemire, et même jusqu'au NE Pakistan). A notre avis, cette considération ne favorise pas cette première interprétation.

- 2) Les intrusions basaltiques de la région du Baralacha La pourraient représenter un évènement magmatique distinct, chronologiquement séparé de l'extrusion des Panjal Traps. Plusieurs observations démontrent l'existence dans la région étudiée d'activités magmatiques et tectoniques précédant le magmatisme permien "moyen" des Panjal Traps. Dans la Vallée de la Yunam, environ 18 km au nord du Baralacha La, le Granite de la Yunam témoigne d'un évènement magmatique associé à un contexte anorogénique à la limite Carbonifère-Permien (SPRING et al. 1993). Cet épisode est contemporain de mouvements tectoniques de surrection, indiqués dans la région du Baralacha La par une discordance angulaire à la base des sédiments du Permien inf. Les filons basaltiques de la région du Baralacha La ne recoupent jamais les sédiments plus jeunes que le Carbonifère inf. et ils montrent une relation étroite avec des failles transtensives du même âge. Ces structures sont les premières évidences témoignant d'une phase tectonique transtensive affectant la Zone Téthysienne durant cette période. Elles précèdent d'environ 70 Ma les extrusions de Panjal Traps du Permien "moyen", associées à l'océanisation de la Néo-Téthys.

Plusieurs modèles récents démontrent qu'au moins certains processus de rifting sont précédés par une phase transtensive, associée à un volcanisme basaltique intrusif. Cet épisode de transtension est suivi par une phase d'extension par cisaillement simple, contemporaine d'extrusions de basaltes "de plateaux" (COLEMAN & Mc GUIRE 1988, VOGGENREITER et al. 1988, STAMPFLI et al. 1991). Nous interprétons les failles synsédimentaires transtensives du Carbonifère inf. de la région du Baralacha La comme marquant un **épisode précoce du rifting de la Néo-Téthys**. Les filons intrusifs de la même région pourraient être contemporains de cet évènement tectonique.

### 3.6 Conclusions de l'étude géochimique

Les Panjal Traps du Haut-Lahul / SE Zaskar correspondent à des basaltes tholéitiques de type *continental flood basalts*. Ils sont issus d'un magma de type MORB enrichi (P-MORB) n'ayant subi qu'une évolution limitée par cristallisation fractionnée et probablement aussi par contamination crustale. Les filons basaltiques de la région du Baralacha La ont des compositions alcalines à tholéitiques et ils constituent une suite comagmatique ayant évolué principalement par cristallisation fractionnée. Ces filons et les Panjal Traps ne sont pas comagmatiques et ils sont dérivés de magmas de compositions initialement différentes. Les intrusions ne sont donc pas les filons nourriciers ni des équivalents hypabyssaux des Panjal Traps. Une tentative de datation par la méthode  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  n'a pas établi l'âge original des filons et par conséquent il n'est pas possible de déterminer de façon univoque leur relation avec les Panjal Traps. Toutefois, l'étroite association des ces intrusions avec des structures transtensives du Carbonifère inf. suggère qu'elles pourraient être contemporaines d'une phase précoce du rifting de la Néo-Téthys.

## 4 SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS STRATIGRAPHIQUES

La synthèse des données stratigraphiques et de la tectonique synsédimentaire anté-tertiaire permet de décrire l'évolution géologique, du Précambrien sup. au Trias moyen, d'une partie de la bordure nord du continent indien (fig. 22). Cette évolution peut être subdivisée en trois étapes.

### 4.1 Précambrien supérieur à Cambrien supérieur

Cette étape correspond à une période de sédimentation essentiellement détritique, probablement dans un bassin intracontinental situé sur la bordure nord du continent indien. La stratigraphie de la Zone Téthysienne débute par plusieurs milliers de mètres de sédiments détritiques argilo-gréseux très homogènes, d'âge **Précambrien sup. à Cambrien inf.** (Fm. Phe). Ces sédiments ont une vaste extension géographique, aussi bien dans le Haut-Himalaya que dans le Bas-Himalaya (FUCHS 1992). Nous interprétons ces dépôts comme témoignant d'une importante sédimentation détritique dans une mer siliciclastique intracontinentale relativement peu profonde. La Fm. Phe était associée à des apports détritiques provenant du "nord", c'est-à-dire des micro-continentes cimmériens. De rares intercalations de sédiments conglomératiques pourraient indiquer l'influence d'épisodes glaciaires (FRANK et al. 1992).

Au **Cambrien inf.**, le Mb. Mauling de la Fm. Karsha correspond à une continuation de la sédimentation siliciclastique peu profonde, interrompue sporadiquement et remplacée par des faciès dolomitiques. Le Mb. Thidsi marque l'établissement plus durable de conditions peu profondes favorables au développement de colonies stromatolithiques. Au **Cambrien moyen**, le Mb. Teta indique une sédimentation carbonatée de plate-forme. De façon générale, le passage de la Fm. Phe au sommet de la Fm. Karsha correspond à une tendance régressive témoignant du comblement d'un bassin, ainsi que d'une diminution des reliefs avoisinants.

Les argilites noires du Mb. Surichun de la Fm. Kurgiakh (Cambrien moyen) indiquent un passage vers des faciès de plate-forme externe et du talus en conditions anoxiques. Au **Cambrien sup.**, les grès, siltites et dépôts conglomératiques de type *debris flows* du Mb. Kuru correspondent probablement à une sédimentation turbiditique relativement profonde (GARZANTI et al. 1986).

### 4.2 Ordovicien à Dévonien

A la limite **Cambrien-Ordovicien**, le passage des dépôts bathaux marins du Mb. Kuru aux lithologies conglomératiques continentales de la partie inférieure de la Fm. Thaple (Mb. T1) est la conséquence de mouvements tectoniques responsables d'une surrection associée à la création d'un relief et à une importante érosion. Ces mouvements sont confirmés par le fait qu'au Spiti, la Fm. Thaple repose en discordance angulaire sur les sédiments plus anciens (HAYDEN 1904, FUCHS 1982a). Cet événement est contemporain d'intrusions granitiques dont les âges s'étendent entre 520 et 480 Ma et décrites dans l'Himalaya du Pakistan au Népal, ainsi que dans de nombreuses parties du Gondwana (pour une revue voir LE FORT et al. 1986). Au Haut-Lahul, les granites de Kokhsar, Jispa et Kade, intrusifs dans la Fm. Phe, sont associés à cet événement (FRANK et al. 1977).

Cette phase tectono-magmatique est considérée par certains auteurs comme étant liée à une orogénèse qualifiée de "Calédonienne" (FUCHS 1967, 1992, MEHTA 1977) ou de "Pan-Africaine" (GARZANTI et al. 1986, GAETANI & GARZANTI 1991). Cependant, l'absence d'importantes structures de déformation et de métamorphisme régional sont des arguments en défaveur de cette hypothèse. Seul un métamorphisme de contact associé aux intrusions granitiques est parfois observé (e.g. STUTZ 1988). D'autres auteurs suggèrent que l'épisode granitique cambro-ordovicien pourrait être associé à un contexte d'extension et d'amincissement crustal (LE FORT et al. 1986, LE FORT 1989, MILLER & FRANK 1992).

Un argument favorable à cette interprétation est la découverte au SE Zanskar d'une faille synsédimentaire d'extension dans les lithologies ordoviciennes de la Fm. Thaple (SPRING 1993). En conclusion, s'il ne fait aucun doute qu'un évènement tectono-magmatique contemporain de la phase Pan-Africaine affecte la partie nord du continent indien entre le Cambrien et l'Ordovicien, sa signification géotectonique est encore mal comprise.

Durant l'**Ordovicien moyen à sup.** et éventuellement durant une partie du Silurien, les Mbs. T2 et T3 de la Fm. Thaple indiquent un passage vers un milieu de sédimentation littoral, probablement deltaïque. Au Haut-Lahul, Zanskar et Spiti, l'épaisseur réduite, voire la probable absence d'une partie des sédiments du Silurien, est probablement la conséquence d'une érosion. Il en est sans doute de même dans d'autres parties de l'Himalaya, comme le suggère la discordance observée à la base de la Fm. Muth (Dévonien) au Kumaun (SHAH & SINHA 1974) et au Cachemire (WADIA 1934). Le **Dévonien** correspond à une sédimentation détritique côtière en milieu épicontinental stable. Pour FUCHS (1992), ces faits témoignent de mouvements épeirogéniques "calédoniens". Toutefois, comme les autres signes d'activités tectonomagmatiques anté-himalayenne préservés dans l'enregistrement sédimentaire et considérés par certains auteurs comme des arguments en faveur de mouvements orogéniques ou épeirogéniques (BHARGAVA 1980, JAIN et al. 1980), cet évènement ne semble pas associé à d'importantes déformations compressives, ni à un métamorphisme régional.

Pour notre part, l'évolution de la partie nord du continent indien de l'**Ordovicien sup. au Dévonien** pourrait être associée à un **épisode de rifting paléo-téthysien**. Un tel évènement affectant la marge nord du Gondwana a en effet été mis en évidence dans la région de l'Alborz en Iran (STAMPFLI et al. 1991). Les caractéristiques de cet épisode en Iran montrent de nombreuses analogies avec ce qui est observé dans la Zone Téthysienne himalayenne. Dans l'Alborz, d'importantes lacunes stratigraphiques caractérisent le Silurien. Cette période est interprétée comme correspondant à une phase de surrection thermique suivant l'initiation d'un rifting à l'Ordovicien sup. Le stade de subsidence de la marge ainsi créée est marqué par la transgression de sédiments clastiques du Dévonien, reposant fréquemment en discordance sur des lithologies plus anciennes. Le Dévonien est suivi par le développement d'une plate-forme carbonatée durant le Carbonifère. Cette phase de rifting paléo-téthysien pourrait être associée à la séparation du Gondwana du microcontinent correspondant au NE Tibet (Bloc de Qangtang), comme le suggèrent certains modèles de tectonique des plaques (BOULIN 1981, SENGÖR et al. 1988).

### 4.3 Carbonifère inférieur à Trias moyen.

Durant la fin du Paléozoïque, l'Himalaya Téthysien enregistre les signes d'activités tectoniques et magmatiques associés à la séparation des micro-continentes cimmériens du Gondwana. Cette phase de **rifting et d'ouverture de la Néo-Téthys** a influencé l'évolution géologique des unités de la région du Haut-Lahul entre le Carbonifère inf. et le Trias moyen. Pour illustrer cette évolution, nous avons construit une coupe palinspastique des unités du Haut-Lahul au Trias moyen, à partir de nos observations stratigraphiques, cartographiques et structurales (fig. 23). A plus grande échelle, la paléogéographie de l'ensemble de la marge passive nord-indienne au Trias moyen a été reconstituée à partir d'une compilation des données de la littérature et de nos observations (fig. 24). Une succession de quatre phases caractérise le rifting puis l'océanisation de la Néo-Téthys.

#### Carbonifère inférieur : transtension initiale

Après la période de sédimentation détritico littorale stable du Dévonien (Fm. Muth), le début du Carbonifère inf. (Fm. Lipak) correspond à un changement rapide vers des faciès carbonatés et évaporitiques d'environnements littoraux et de plate-forme interne.

Ces dépôts sont contemporains d'une tectonique synsédimentaire extensive, ou plus probablement transtensive, à laquelle pourrait être associée un magmatisme basaltique intrusif (essai filonien du Baralacha La). Nous interprétons cet événement tectonique de transtension comme représentant un **épisode précoce du rifting de la Néo-Téthys**. Dans d'autres parties de l'Himalaya, quelques observations confirment une activité tectonique contemporaine ou précédant les dépôts du Carbonifère inf. Au Spiti, une discordance angulaire est observée entre les Fms. Lipak et Muth (JAIN et al. 1980). Au Cachemire, une discordance à la base des Syringothyris Limestones (Fm. Lipak) est décrite par BHARGAVA (1980). Au Ladakh, la Fm. Lipak repose directement sur les shales cambrien moyen du Mb. Surichun de la Fm. Kurgiakh (STUTZ 1988). Toujours durant le Carbonifère inf. les calcaires de la Fm. Lipak sont suivis par des faciès détritiques deltaïques (Fm. Po: Carbonifère inf. à moyen ?).

## **Permien inférieur : surrection thermique**

Au Permien inf. (Sakmarien-Artinskien (?)), les sédiments fluvio-deltaïques conglomératiques de la Fm. Ganmachidam témoignent d'une importante érosion associée à la formation d'un relief. Des mouvements tectoniques sont confirmés par la présence d'une discordance angulaire à la base de cette unité, aussi bien au Spiti (FUCHS 1982a) qu'au Haut-Lahul, ainsi que par l'existence dans cette dernière région d'une lacune stratigraphique entre les dépôts du Carbonifère moyen ou sup. et les sédiments du Permien.

Le Permien inf. correspond donc à une période de surrection de certains secteurs de la partie nord du continent indien. L'importance de cet événement est démontrée par les lacunes stratigraphiques observées sous les sédiments permien d'une grande partie de l'Himalaya Téthysien. Au Ladakh, les sédiments du Permien sup. (Djulfien, Fm. Kuling) reposent en discordance sur les calcaires du Carbonifère inf. (STUTZ 1988). Au Spiti, des régions caractérisées par une séquence paléozoïque sup. complète côtoient des zones où le Permien sup. surmonte en discordance le Dévonien (Fm. Muth) ou l'Ordovicien-Silurien (Fm. Thaple). Dans cette même région, des failles antérieures au Permien moyen sont décrites (HAYDEN 1904, FUCHS 1982a). Au Garhwal et au Kumaun, des lacunes stratigraphiques sont observées entre la Fm. Kuling et la Fm. Muth (HEIM & GANSSER 1939, SHAH & SINHA 1974). Au Népal (Dolpo), le Permien moyen transgresse sur le Dévonien (FUCHS 1967, 1977, COLCHEN 1975).

Nous interprétons cet événement comme correspondant à une phase de **surrection thermique** (*thermal uplift*) associée au rifting de la Néo-Téthys. Selon les modèles récents décrivant les mécanismes de rifting, la surrection thermique suit de quelques dizaines de millions d'années les mouvements transtensifs initiaux (VOGGENREITER et al. 1988, STAMPFLI et al. 1991).

Le Permien inf. correspond aussi à la fin des **glaciations gondwaniennes** du Paléozoïque sup. (POWELL & VEEVERS 1987). Pour BROOKFIELD (1993), les lacunes stratigraphiques observées dans les séries permien pourraient être associées à un rebond isostatique durant la déglaciation permienne. Cependant, il n'existe pas d'arguments démontrant une influence majeure de processus glaciaires dans la Zone Téthysienne durant cette période (cf. ch. 2.9). Par conséquent, il nous semble peu probable que des phénomènes de rééquilibrage isostatique faisant suite aux glaciations aient joués un rôle très important dans les mouvements de soulèvement.

Au Haut-Lahul, la phase de surrection est probablement responsable de l'importante érosion dénudant la Zone Téthysienne jusqu'aux sédiments ordoviciens dans la région du Mt. Mulkila et jusqu'aux dépôts du Précambrien sup. à Cambrien inf. plus au sud-ouest, dans la région du Synclinal de Tandi. L'apparente absence de variations latérales de faciès dans les formations situées sous ces discordances indique que ces dernières sont bien liées à une phase d'érosion plutôt que de non-sédimentation. L'importante lacune stratigraphique sous le **Synclinal de Tandi** (plus de 2000 m) suggère une position paléogéographique proche d'une **zone d'épaulement du rift**. A l'est-sud-est du Synclinal de Tandi, le bassin du Spiti est aussi interprété par GAETANI et al. (1990) comme correspondant en partie à un domaine proche d'une zone d'épaulement associée au rifting de la Néo-Téthys.

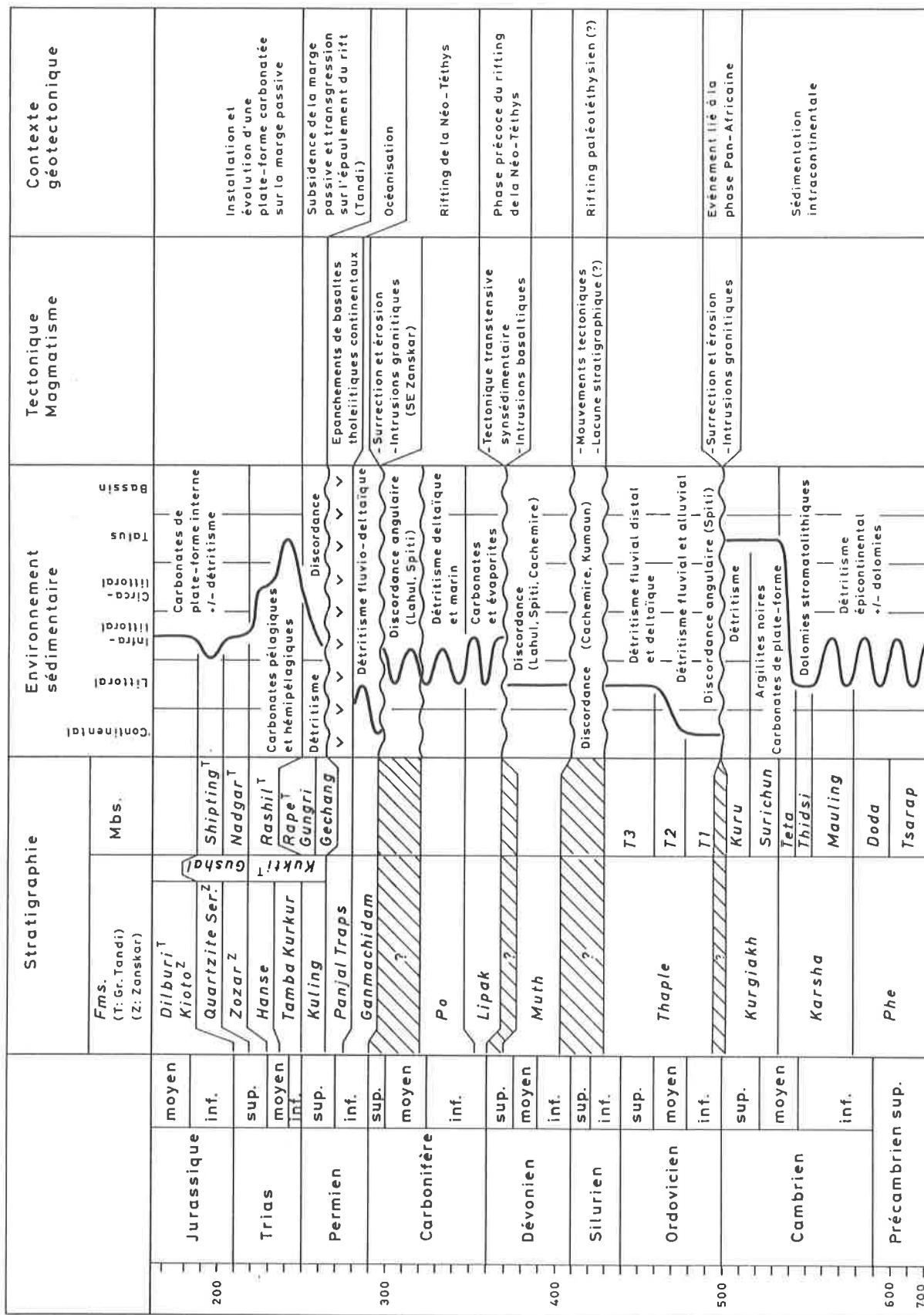


Fig. 22

Tableau résumant l'évolution géologique, du Précambrien sup. au Jurassique moyen, de la partie de la bordure nord du continent indien correspondant aux régions du Haut-Lahul et du Zanskar.

Il sera démontré plus loin que durant le rifting de la Néo-Téthys, l'évolution de la bordure nord du continent indien, sur laquelle se situe la **Zone Téthysienne**, conduit à la création d'une **marge passive flexurale** (marge supérieure, cf. ch. 5). Ce fait implique que c'est l'ensemble de cette marge qui est affecté par la surrection. Il n'y a donc pas nécessairement sur la marge flexurale un seul épaulement de rift paléogéographiquement bien délimité, contrairement à ce qui est observé sur la marge inférieure opposée (NIELSEN & BROOKS 1981, WERNICKE 1985, VOGGENREITER et al. 1988). Ainsi la coupe palinspastique de la marge nord-indienne au Trias moyen (fig. 24) montre qu'une surrection plus ou moins importante affecte aussi bien l'extrémité de la marge (région de Kharzag) qu'une partie plus interne de cette dernière (région de Tandi, Himalaya Central). Il n'y a donc pas un seul épaulement de rift au sens strict.

La reconstruction palinspastique montre aussi que la région **Haut-Lahul / SE Zaskar** a subi une surrection et une érosion moins importante que les domaines adjacents au nord-est et au sud-ouest (fig. 24). Nous interprétons ce fait comme la conséquence d'une phase de subsidence antérieure, associée aux mouvements transtensionnels du Carbonifère inf. dont témoignent les failles synsédimentaires de la région du Baralacha La. Cette région correspondrait donc à un **rift avorté**. De façon générale, cette reconstruction de la marge passive indienne de la Néo-Téthys montre de nombreuses analogies avec d'autres exemples de marges flexurales, telle que la marge ouest de l'Atlantique en Nouvelle-Ecosse (FAVRE & STAMPFLI 1992), dont la géométrie est contrainte par des données sismiques.

La limite Carbonifère-Permien correspond aussi à une période de magmatisme, comme en témoignent les intrusions granitiques alcalines de la province de Peshawar au Pakistan (e.g. LE BAS et al. 1987) ou le filon granitique de la Yunam, dans la région de Sarchu, 18 km au nord du terrain de cette étude (SPRING et al. 1993). Ces intrusions sont généralement interprétées comme étant associées à un contexte tectonique en extension.

### Permien "moyen": océanisation

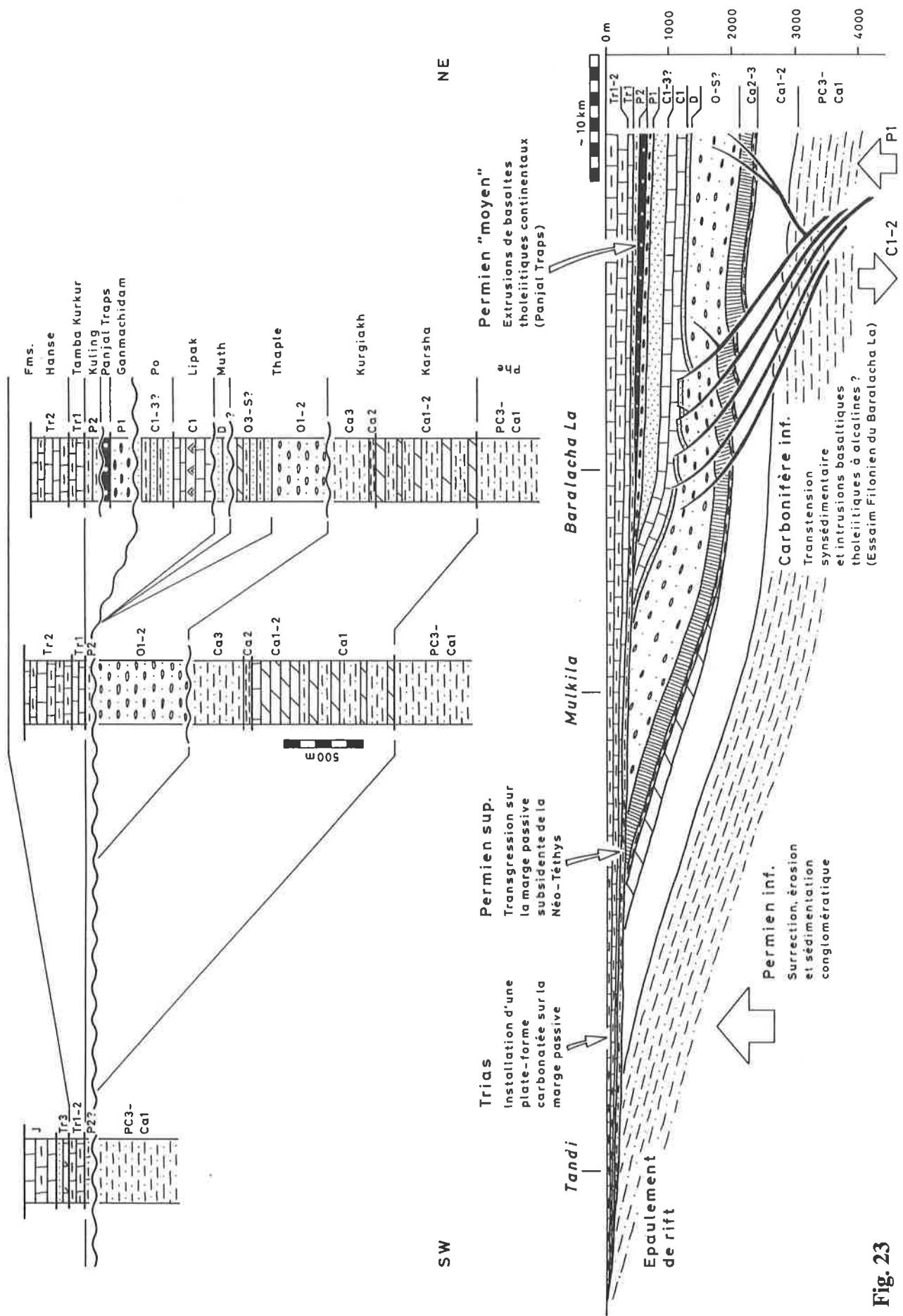
Entre le Sakmarien sup. et le Kazanien inf. (Permien "moyen"), les **Panjal Traps**, correspondant à des basaltes continentaux d'épanchement, recouvrent la Fm. Ganmachidam au SE Zaskar et au NW Spiti (VANNAY & SPRING 1993). Ces basaltes continentaux se retrouvent aussi dans le bassin de Chamba et surtout dans le bassin du Cachemire, où ils peuvent atteindre des épaisseurs considérables (plus de 2000 m). Au Zaskar, l'épaisseur de cette unité basaltique diminue progressivement en direction du Haut-Lahul et du Spiti, et cette unité disparaît dans la partie nord-ouest du Haut-Lahul. Ces observations considérées conjointement avec le fait que les Panjal Traps se sont parfois extrudés dans un milieu subaquatique (présence de laves "en coussins" spilitiques) suggère que les épanchements ont eu lieu dans des zones de bassins ou de grabens.

L'interprétation paléogéographique proposant les régions du Haut-Lahul et du Spiti comme correspondant à des domaines relativement proches d'une zone d'épaulement de rift (domaines topographiquement élevés) pourrait expliquer l'absence de Panjal Traps dans ces régions. Toutefois il est aussi possible que ces basaltes aient été complètement érodés dans ces régions. L'extrusion des Panjal Traps a lieu entre la phase de surrection et la subsidence subséquente (cf. ch. 5). Nous interprétons ce magmatisme comme étant plus ou moins contemporain de la phase d'**océanisation de la Néo-Téthys**.

### Fig. 23

Coupe palinspastique de la région du Haut-Lahul au Trias moyen. Cette reconstruction permet de mettre en évidence une succession d'événements associés au rifting et à l'ouverture de la Néo-Téthys. Noter que malgré l'exagération de l'échelle verticale (5x), les épaisseurs de certaines formations ont été amplifiées.





**Fig. 23**

## Permien supérieur à Trias moyen: début de la subsidence thermique

Au **Permien sup.**, les sédiments de la Fm. Kuling au Lahul et Zanskar témoignent d'une **transgression** puis d'un approfondissement des faciès lors de la phase de subsidence de la marge passive de la Néo-Téthys (BAUD et al. 1989, GAETANI & GARZANTI 1991, STAMPFLI et al. 1991). Le **Trias inf. à moyen** correspond à l'installation d'une **plate-forme carbonatée** sur cette marge passive (Fms. Tamba Kurkur et Hanse). L'augmentation graduelle de l'épaisseur des sédiments syn-rift du Permien sup. (Fm. Kuling) en direction de la bordure de la marge et l'absence d'une importante tectonique cassante extensive (blocs basculés), indiquent que la marge indienne correspond à une **marge supérieure flexurale**. Ce fait sera confirmé par l'analyse de l'évolution de la subsidence (cf. ch. 5).

Au Haut-Lahul, la **subsidence progressive** de cette marge passive permet un retour de la sédimentation dans les régions préalablement soumises à l'érosion, comme en témoignent les discordances et lacunes stratigraphiques observées dans la région du Mt. Mulkila (Permien sup. sur Ordovicien) et, plus au sud, à la base du Synclinal de Tandi (Permien sup. (?) sur Précambrien sup. à Cambrien inf.). Les unités stratigraphiques les plus jeunes préservées de l'érosion dans la partie nord-est du Haut-Lahul ont un âge Trias moyen. Les sédiments les plus jeunes du Gr. Tandi atteignent probablement le Jurassique et ils peuvent être corrélés avec les séries affleurant au SE Zanskar et au Spiti. La **limite nord de la marge passive** de la Téthys permo-mésozoïque (Néo-Téthys) correspond, au Ladakh, à l'**Unité de Lamayuru** (BASSOULLET et al. 1980, CANNAT & MASCLE 1987) et à l'**Unité de la Markha** (STUTZ 1988), caractérisées durant le Permien sup. et le Trias inf. par des faciès de pied de talus continental.

Au sud-ouest de l'Himalaya Central (Chaîne du Pir Panjal), l'évolution paléozoïque sup. du **bassin de Chamba** montre de nombreuses analogies avec celle de l'Himalaya Téthysien. Cette unité est composée d'une séquence permo-triasique corrélable aux séries du bassin du Cachemire, transgressive sur les sédiments du Protérozoïque sup. (Fm. Chail, équivalente de la Fm. Phe). La succession stratigraphique identifiée dans le bassin de Chamba est constituée d'*Agglomeratic Slates* du Permien inf. (= Fm. Ganmachidam), de basaltes extrusifs du Permien "moyen" (*Saho Volcanics* = Panjal Traps), de dépôts détritiques plus ou moins calcaires du Permien sup. (Fm. Salooni = Fm. Kuling) et pour finir de calcaire triasiques (Fm. Kalhel = base du Gr. Lilang) (FUCHS 1975, GHOSH 1980, KAPOOR & TUKUOKA 1985, FRANK et al. 1993, Guntli pers. comm.). Ce bassin pourrait correspondre à un "*rim basin*" localisé derrière la zone d'épaulement de rift correspondant à l'Himalaya Central. SRIKANTIA & BHARGAVA (1979) considèrent aussi que la sédimentation du "bassin de Tandi" débute par une transgression lors du Permien et que l'évolution de ce bassin montre de nombreuses similitudes avec le bassin de Chamba. La stratigraphie du bassin de Chamba peut être corrélée avec celle du bassin du Cachemire (KAPOOR & TUKUOKA 1985), occupant une position paléogéographique comparable et qui a été interprété, avec le bassin des Salt Range, comme correspondant à un "*rim basin*" associé au rift de la Néo-Téthys (STAMPFLI et al. 1991).

### Fig. 24

Coupe palinspastique à travers la marge nord du continent indien, du Bassin de Chamba à l'Unité de la Markha, au Trias moyen. Les caractéristiques des divers domaines paléogéographiques de cette coupe peuvent être interprétées comme étant associées à l'évolution d'une marge passive flexurale lors du rifting de la Néo-Téthys, comme le proposent STAMPFLI et al. (1991). Cette coupe a été construite à partir d'une compilation des données de GHOSH (1980), KAPOOR & TUKUOKA (1985) et P. Guntli (pers. comm.) pour le Bassin de Chamba, de SPRING (1993) pour la région de Sarchu, de STUTZ (1988) et STECK et al. (1993) pour la région Kharnag-Markha, ainsi que de nos propres observations pour la région du Haut-Lahul. Les dimensions de la marge passive ont été obtenues en annulant l'effet des déformations himalayennes (STECK et al. 1993a et b). La carte représente une reconstruction paléogéographique au Trias moyen d'après STAMPFLI et al. (1991).

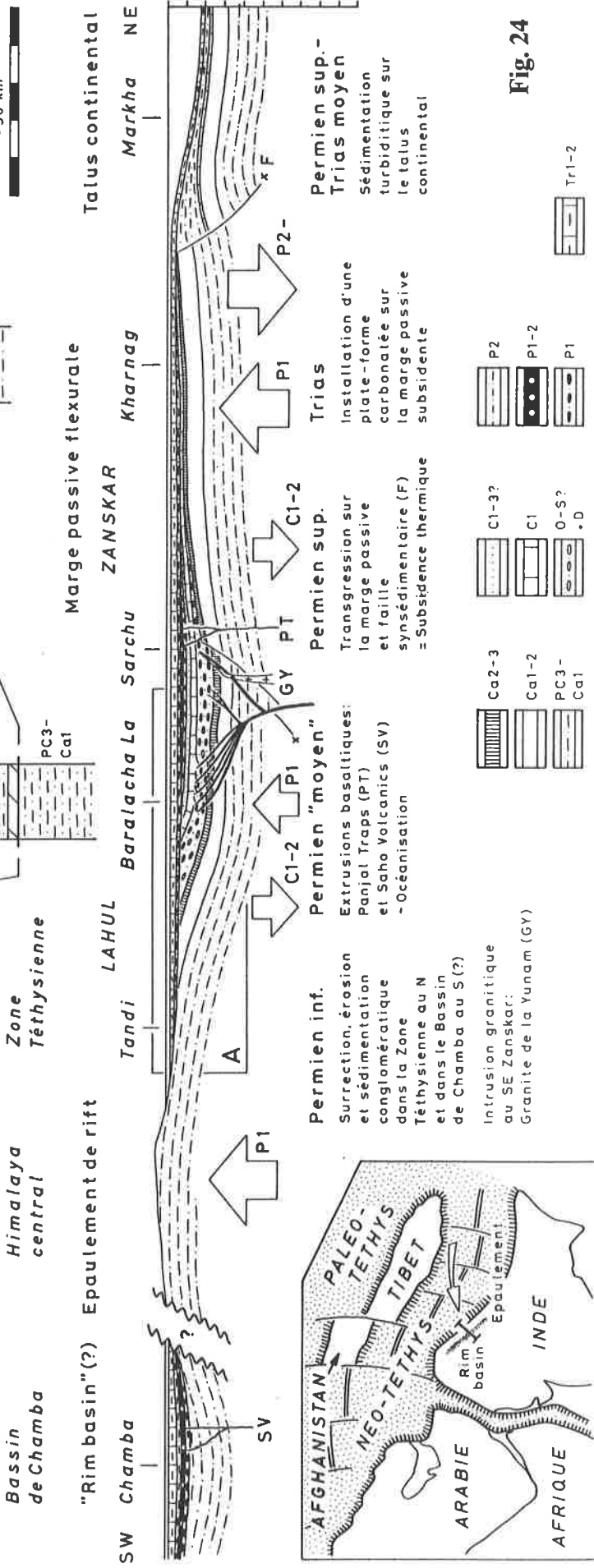
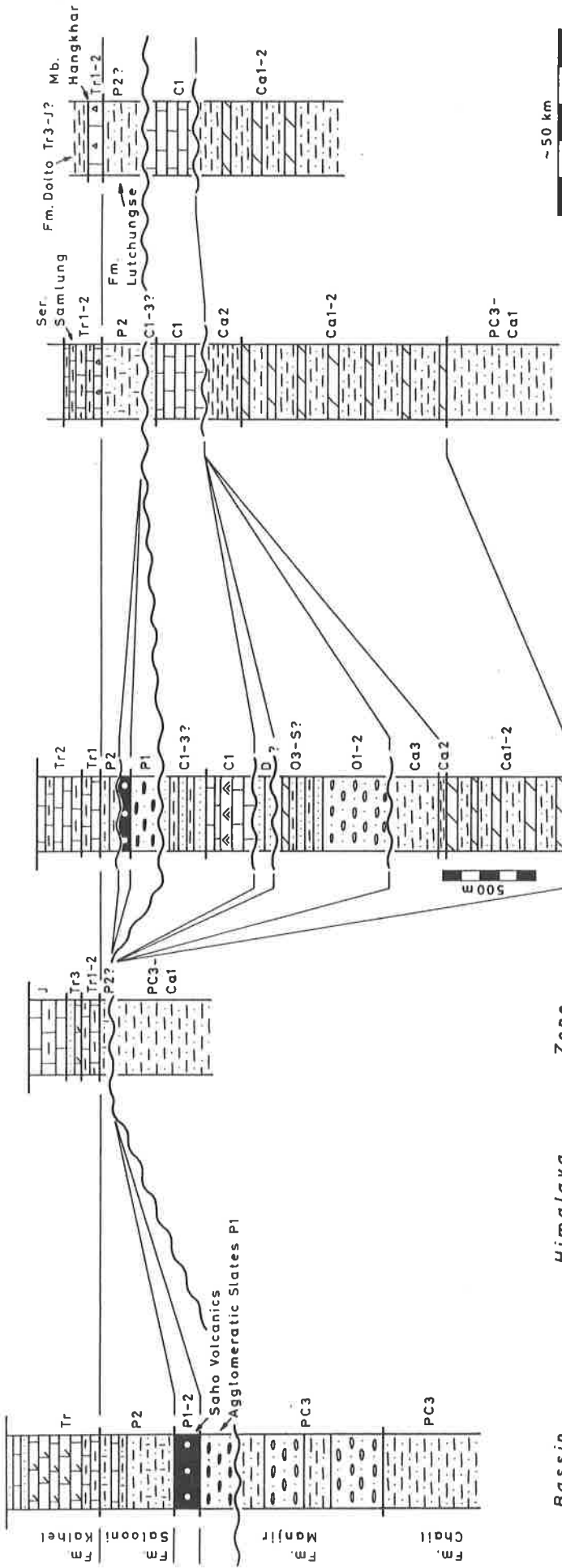
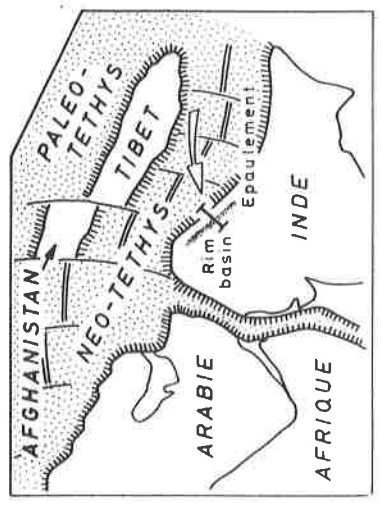


Fig. 24



Notre interprétation est compatible avec le fait que selon JAIN et al. (1980), le domaine paléogéographique correspondant à l'Himalaya Central subit, durant le Paléozoïque sup., une phase de surrection et d'érosion, responsable de l'individualisation du bassin téthysien au nord et d'un bassin marginal au sud. Cependant, contrairement à ces auteurs qui considèrent cette surrection comme liée à un phénomène orogénique, nous interprétons l'Himalaya Central comme correspondant à une zone d'épaulement (surrection thermique) associée au rifting de la Néo-Téthys. Notons que l'évolution de la marge de la Néo-Téthys en Oman durant le Permien (STAMPFLI et al. 1991, PILLEVUIT 1993) montre de nombreuses analogies avec celle de la marge indienne.

Sur la base d'études effectuées au Ladakh-Zaskar et au Spiti, l'évolution de la marge nord indienne du Trias moyen à l'Eocène a été décrite par BASSOULLET et al. (1980, 1981, 1984), BAUD et al. (1984), GAETANI et al. (1986, 1990), GARZANTI et al. (1986, 1987), GAETANI & GARZANTI (1991); FUCHS (1982a et b) et VAN HAVER et al. (1984).

## 5 L'EVOLUTION DE LA SUBSIDENCE DURANT LE RIFTING DE LA NEO-TETHYS

### 5.1 Introduction

Des indications sur les mécanismes contrôlant la subsidence de la marge passive indienne durant la période suivant le rifting de la Néo-Téthys peuvent être obtenues à partir du calcul et de la modélisation de courbes de subsidence. Une courbe de **subsidence totale** permet de décrire l'histoire de l'enfouissement des sédiments d'un bassin. Cette courbe est établie à partir des données stratigraphiques et d'une série de corrections tenant compte des effets de compaction, de la bathymétrie et des variations eustatiques. L'annulation des effets de la surcharge due à l'accumulation des sédiments ("backstripping") permet d'obtenir une courbe de **subsidence tectonique**. Certains paramètres caractérisant l'évolution de la subsidence tectonique peuvent être quantifiés par une modélisation de cette courbe. Dans cette étude, deux séries de courbes de subsidence ont été calculées et modélisées grâce à un programme informatique développé par P. Favre. La procédure détaillée de calcul et de modélisation est présentée en annexe (cf. Annexe II).

### 5.2 Les données stratigraphiques

Deux séries de courbes de subsidence ont été établies:

- 1) La première série concerne la région du Haut-Lahul / SE Zaskar, correspondant à un domaine paléogéographique situé dans une partie médiane de la marge indienne de la Néo-Téthys (fig. 24);
- 2) La seconde série se rapporte à la région de Khamag, occupant une position paléogéographique proche de la bordure de la marge.

Dans la région considérée, les premiers signes d'extension associée au rifting de la Néo-Téthys apparaissent au Carbonifère inf. et sont représentés par les failles synsédimentaires de la région du Baralacha La. Pour cette raison, les courbes de subsidence ont été calculées à partir de cette période.

Quelques remarques doivent être faites au sujet des données de base. L'âge des sédiments est généralement établi au moins au niveau de l'étage. Il existe cependant certaines incertitudes, notamment pour la Fm. Po (Carbonifère inf. à moyen ?). Une incertitude supplémentaire est liée aux épaisseurs originales de ces séries, étant donné que la déformation interne qu'elles ont subi n'est pas quantifiée. Notons toutefois que les données stratigraphiques utilisées dans cette étude proviennent généralement de zones relativement peu déformées et de faible métamorphisme.

### 5.3 La modélisation

Le principe de la modélisation consiste à ajuster une courbe de subsidence théorique calculée à celle construite à partir des observations stratigraphiques. Des paramètres caractérisant les mécanismes d'extension peuvent être déduits de cette modélisation.

Le modèle d'extension non homogène et discontinue de HELLINGER & SCLATER (1983) est l'un des plus communément utilisés. Ce modèle se base sur un principe de taux d'extension variables pour la croûte et pour la lithosphère sous-crustale, avec présence d'une discontinuité majeure entre ces deux domaines (Moho ou base de la croûte sup.). L'extension et la subsidence associée sont contrôlées par deux facteurs: les taux d'amincissement crustal  $\alpha$  et sous-crustal  $\beta$ .

L'extension crustale est associée à une anomalie thermique faible. La majeure partie de la subsidence est acquise durant la phase initiale de réajustement isostatique et la subsidence thermique est relativement peu importante. L'extension lithosphérique sous-crustale induit une remontée asthénosphérique, responsable d'une importante anomalie thermique et souvent associée à une surrection (subsidence négative). Après la période d'extension, une subsidence thermique post-rift de relativement grande amplitude est la conséquence du rééquilibrage isostatique lié au refroidissement de la lithosphère amincie. La modélisation de cette subsidence permet de quantifier les facteurs  $\alpha$  et  $\beta$ . Pour la période de rifting, le modèle utilisé admet que les vitesses d'amincissement crustal et sous-crustal sont constantes. Par conséquent, seule la modélisation de la subsidence post-rift est significative. La modélisation ne tient pas compte de l'influence des intrusions magmatiques (dykes de la région du Baralacha La, Panjal Traps, granite de la Yunam) qui peuvent modifier l'anomalie thermique et la subsidence associée. Ce fait peut avoir pour conséquence une légère surestimation du facteur  $\beta$ .

Dans le modèle de rifting par cisaillement simple de WERNICKE (1985), l'évolution de la marge supérieure, c'est-à-dire la marge "flexurale", est contrôlée principalement par l'amincissement sous-crustal ( $\alpha < \beta$ ). Dans la marge inférieure, l'extension crustale domine ( $\alpha > \beta$ ) et est responsable de la création d'une marge "à blocs".

### 5.4 L'évolution de la subsidence dans la région du Haut-Lahul / SE Zaskar

Cette évolution débute au Carbonifère inf. par une subsidence relativement forte, comparée à la courbe modélisée pour des gradients constants d'amincissement de la croûte et du manteau lithosphérique. Ce stade est contemporain de la phase d'extension, ou plus probablement de transtension, dont témoignent les failles synsédimentaires de la région du Baralacha La. Cette première partie de l'histoire de la subsidence indique une extension principalement crustale. Le reste du Carbonifère (Fm. Po) correspond à une subsidence relativement faible. De la base du Permien au Permien "moyen" (Artinskien-Kungurien), la subsidence tectonique devient négative et correspond donc à une période de surrection. Cette phase indique une extension plus élevée dans le manteau lithosphérique que dans la croûte. A partir du Permien "moyen" (partie sup. du Permien inf.), une subsidence de grande amplitude caractérise le début de l'évolution de la marge passive.

L'extrusion des Panjal Traps est plus ou moins contemporaine du début de cette subsidence thermique et ce volcanisme basaltique est interprété comme étant associé à la phase d'océanisation de la Néo-Téthys. La modélisation de la subsidence thermique post-rift montre que le taux d'amincissement de la croûte ( $\alpha = 0.14$ ) est moins important que celui de la lithosphère ( $\beta = 0.23$ ). Le rapport de ces valeurs ( $\alpha < \beta$ ) indique que le bassin du Zaskar-Spiti se situait sur une marge flexurale. Notons encore que le début du détachement de l'Inde du Gondwana au Crétacé sup. se marque aussi sur la courbe de subsidence tectonique.

#### 5.4 L'évolution de la subsidence dans la région de Kharnag

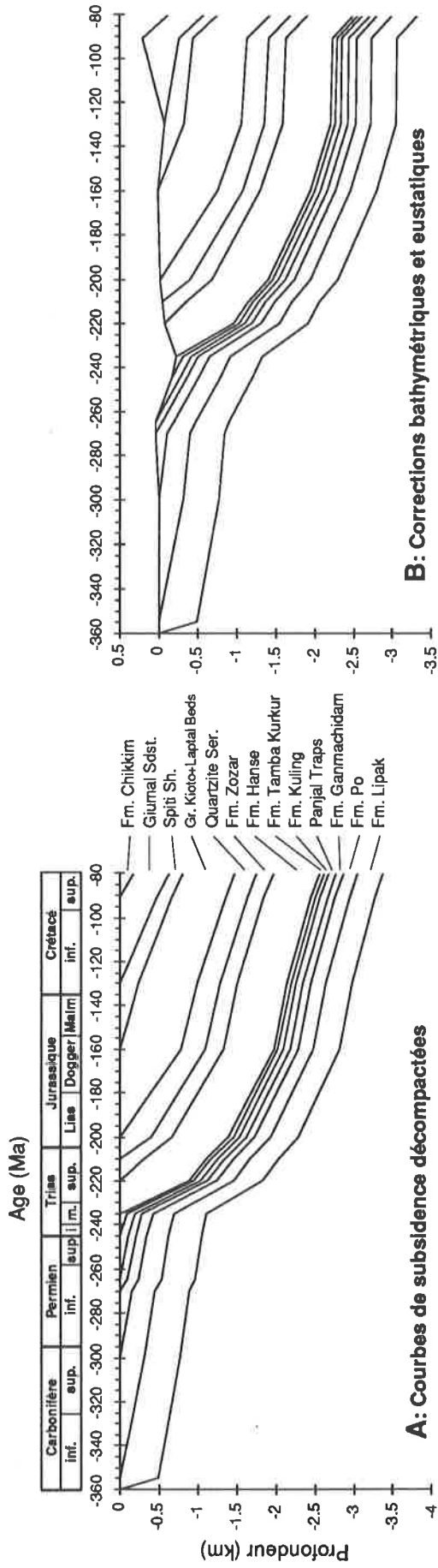
La région de Kharnag correspond à une zone paléogéographiquement proche de l'extrémité de la marge. L'évolution de la subsidence dans cette région est, de façon générale, comparable à celle de la région du Haut-Lahul / SE Zaskar. Cependant, une importante lacune stratigraphique entre les sédiments du Carbonifère inf. (Fm. Po) et ceux du Permien sup. (Fm. Kuling) indique une érosion associée à une surrection plus forte que celle observée dans la région Baralacha La-Sarchu (fig. 24). La lacune liée à cette érosion ne peut pas être quantifiée et a été admise arbitrairement comme nulle pour le calcul de la subsidence. En conséquence, la surrection ne se marque pas dans la courbe de subsidence tectonique et le taux d'amincissement sous-crustal est certainement sous-estimé.

Les taux d'amincissement crustal ( $\alpha = 0.14$ ) et sous-crustal ( $\beta = 0.27$ ) indiqués par la modélisation sont très proches de ceux obtenus pour la région du Haut-Lahul / SE Zaskar. Le rapport de ces paramètres ( $\alpha < \beta$ ) confirme que la Zone Téthysienne himalayenne correspondait à une marge flexurale.

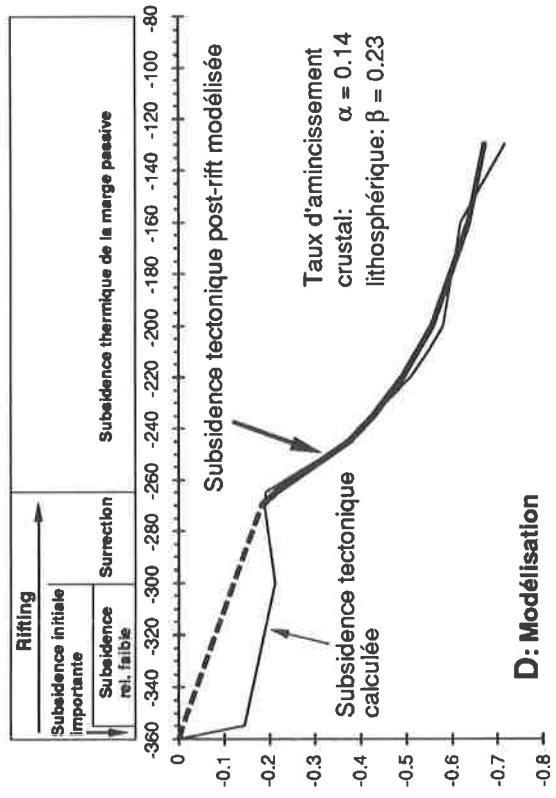
## 6 CONCLUSIONS DE L'ETUDE STRATIGRAPHIQUE

La séquence stratigraphique de la région nord-est du Haut-Lahul est, de façon générale, comparable à celle du bassin du Zaskar-Spiti, dont elle représente une partie de la bordure sud. La stratigraphie du Gr. Tandi peut aussi être corrélée avec celle de la région du Zaskar-Spiti. L'étude sédimentologique de ces unités stratigraphiques permet de décrire l'évolution d'une partie de la bordure nord du continent indien, du Précambrien sup. au Trias moyen.

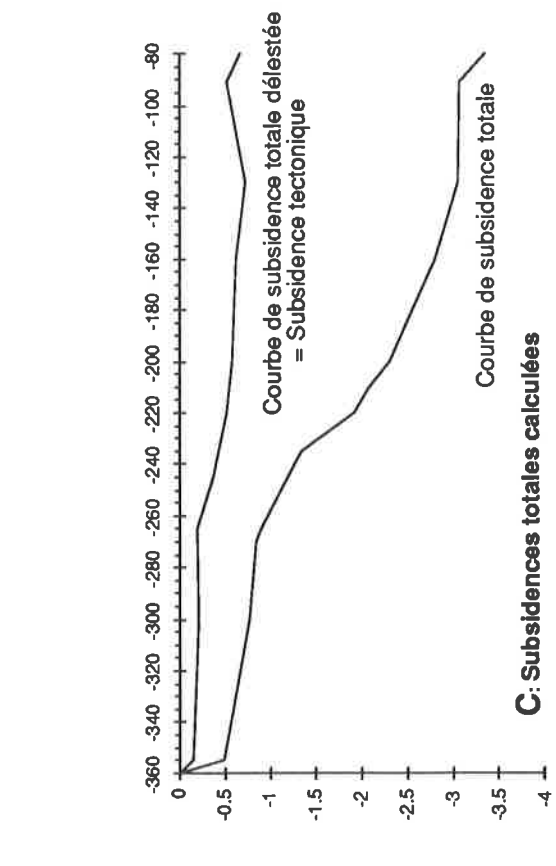
Du Précambrien sup. au Cambrien moyen, cette évolution débute, par la sédimentation d'une importante série silto-gréseuse (Fm. Phe). Cette série constitue la base de la Zone Téthysienne dans de nombreuses parties de l'Himalaya. Au Haut-Lahul, des arguments sédimentologiques démontrent que ces lithologies correspondent à des dépôts siliciclastiques peu profonds, et non à des séries de flyschs. Le Paléozoïque inf. correspond à une sédimentation principalement détritique. Plusieurs événements géologiques, dont les significations restent controversées ou mal comprises, peuvent être mis en évidence à partir de cet enregistrement sédimentaire. Les carbonates de plate-forme du Cambrien inf. à moyen (Mb. Teta de la Fm. Karsha) et les sédiments détritiques du Cambrien moyen à sup. (Fm. Kurgiakh) marquent un approfondissement pouvant être associé à la création d'un bassin. Le rapide passage de ces dépôts relativement profonds aux sédiments détritiques continentaux de l'Ordovicien (Fm. Thaple) est contemporain d'une surrection tectonique (discordance angulaire au Spiti) et d'un important magmatisme granitique dans de nombreuses parties de l'Himalaya. Cet événement est contemporain de la phase Pan-Africaine dont les signes sont observés dans plusieurs régions du Gondwana. La probable lacune stratigraphique d'une importante partie du Silurien pourrait témoigner d'un important événement affectant la marge nord du continent indien et pouvant correspondre à une phase de rifting paléo-téthysien.



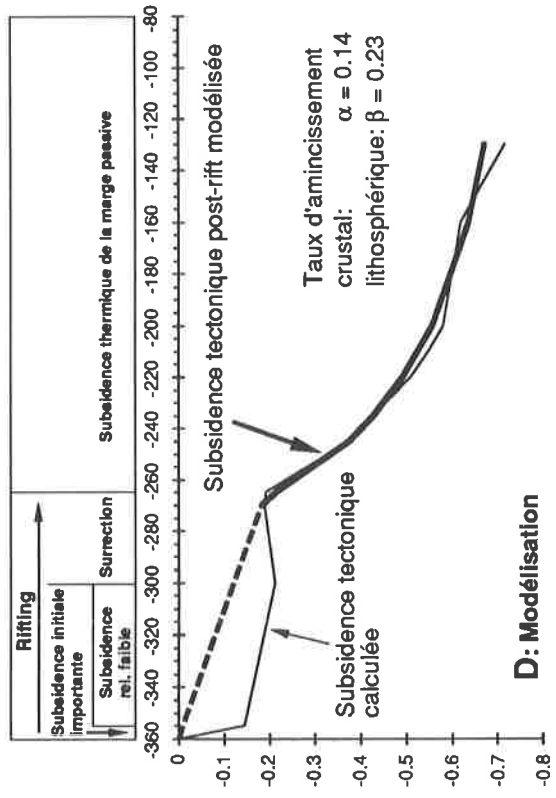
**A: Courbes de subsidence décompactées**



**B: Corrections bathymétriques et eustatiques**



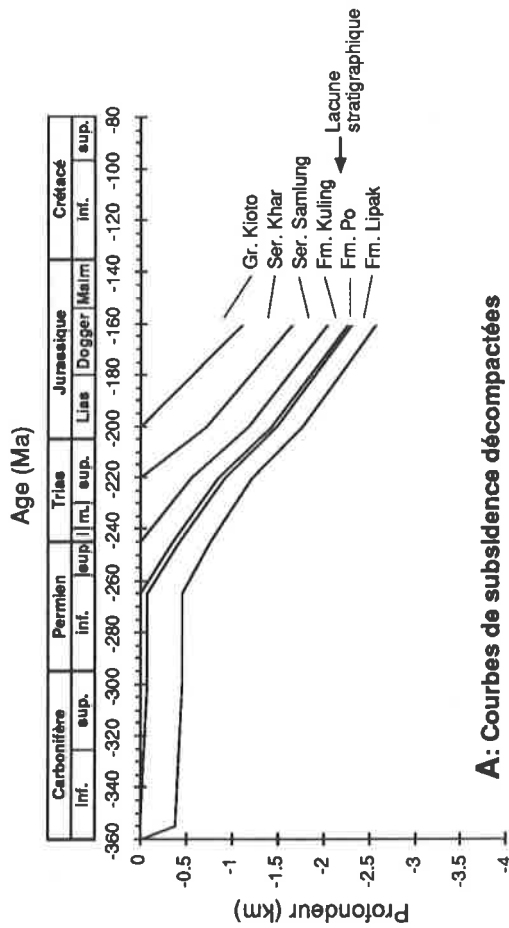
**C: Subsidences totales calculées**



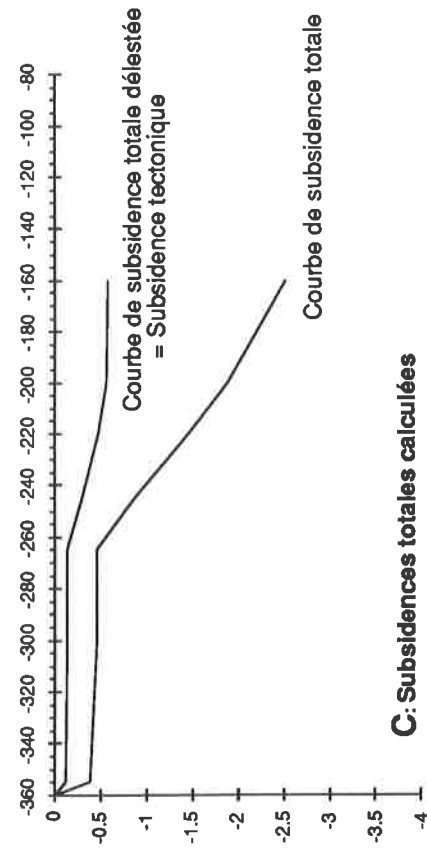
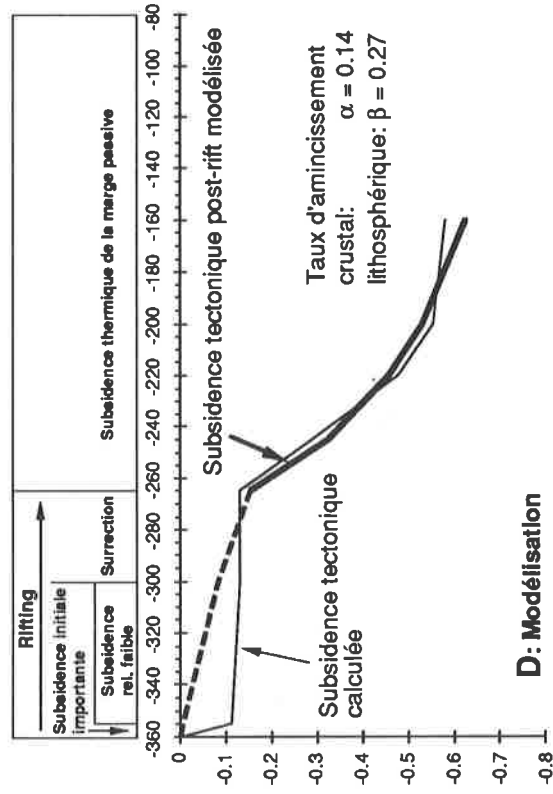
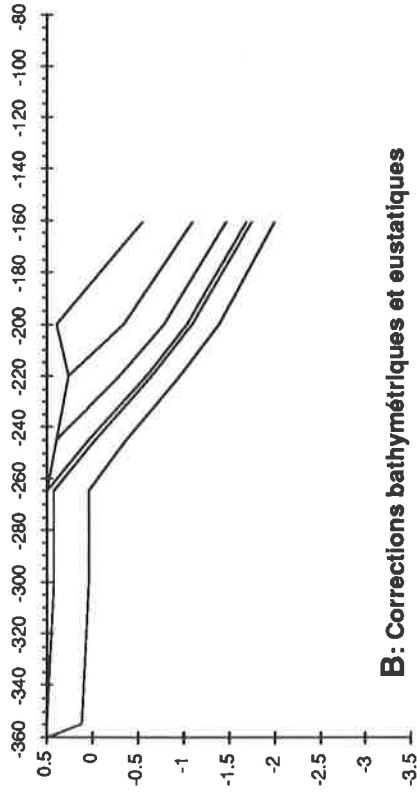
**D: Modélisation**

**Fig. 25**

Courbes de subsidence calculées et modélisées pour les sédiments du Carbonifère inf. au Crétacé sup. de la région Haut-Lahul / SE Zanskar. Le calcul de ces courbes se base sur nos propres observations, ainsi que sur une compilation des données stratigraphiques de GAETANI et al. (1986, 1990) et de SPRING (1993).



**A: Courbes de subsidence décompactées**



**Fig 26**

Courbes de subsidence calculées et modélisées pour les sédiments du Carbonifère inf. au Jurassique moyen de la région de Khamag. Pour cette région, les données stratigraphiques de STUTZ (1988) ont été utilisées.



Alors que les âges des sédiments du Paléozoïque inf. ne sont établis qu'avec une relative faible précision, étant donné leur pauvreté en fossiles, ce n'est qu'à partir des couches du Carbonifère que des datations biochronologiques précises peuvent être obtenues. Ainsi cette étude a permis de préciser l'âge Tournaisien inf. (Hastarien-Ivorien) des calcaires de la Fm. Lipak, sur la base de leur contenu en Conodontes.

Les sédiments du Paléozoïque sup. du Haut-Lahul enregistrent les signes d'activités tectoniques et magmatiques pouvant être interprétés de façon cohérente dans le cadre géotectonique du rifting et de l'ouverture de la Néo-Téthys. Ainsi un épisode de tectonique synsédimentaire d'extension, ou plus probablement de transtension, durant le Carbonifère inf. a été mis en évidence. Cet événement est probablement associé à des intrusions basaltiques tholeiitiques à alcalines (essaim filonien du Baralacha La), qui ne sont pas géochimiquement apparentées aux extrusions tholéiitiques du Permien "moyen" (Panjal Traps). Nous interprétons cet épisode comme correspondant à une phase de tectonique transtensive précoce associée au rifting de la Néo-Téthys.

Durant le Permien inf., d'importants mouvements de surrection affectent de nombreuses parties de l'Himalaya Téthysien, dont la région du Haut-Lahul. Ces mouvements, probablement responsables des discordances et lacunes stratigraphiques observées de la région du Baralacha La au Synclinal de Tandi, sont interprétées comme étant liées à une phase de surrection thermique suivant l'initiation du rifting de la Néo-Téthys. Une coupe paléogéographique synthétique de la région du Haut-Lahul au Trias moyen suggère que l'unité du Synclinal de Tandi occupait une position proche d'une zone d'épaulement de rift. Cet épaulement correspondait probablement, à partir du Permien inf., à la région de l'Himalaya Central, expliquant ainsi la séparation entre le bassin de Chamba (*rim basin*) et la Zone Téthysienne. Au Permien "moyen", des épanchements de basaltes tholéiitiques continentaux (Panjal Traps) témoignent d'une phase d'extension annonçant l'ouverture de la Néo-Téthys (océanisation). La localisation des Panjal Traps dans l'Himalaya Téthysien ainsi que la présence de laves "en coussins" suggèrent que ces épanchements ont eu lieu principalement dans des zones de bassin (marge passive et *rim basin*). Le fait que les régions du Haut-Lahul et du Spiti occupaient une position paléogéographique proche d'une zone d'épaulement pourrait expliquer la diminution de l'épaisseur des Panjal Traps du Zanskar vers le NW Spiti, ainsi que leur absence dans la partie sud-est du Spiti et dans la région du Synclinal de Tandi.

La transgression des sédiments détritiques marins au Permien sup. (Fm. Kuling) est associée à la phase de subsidence thermique de la marge passive de la Néo-Téthys, faisant suite à l'épisode de surrection. Ce changement permet une reprise de la sédimentation dans les zones préalablement soumises à l'érosion. Les sédiments les plus jeunes de la Zone Téthysienne dans la région du Haut-Lahul ont un âge Trias moyen et seul le début de l'évolution de la plate-forme carbonatée caractérisant l'histoire mésozoïque de la marge passive est enregistré. La colonne stratigraphique du Gr. Tandi atteint probablement le Jurassique moyen mais ces sédiments sont trop déformés pour permettre une étude sédimentologique détaillée. Le calcul et la modélisation de courbes de subsidence confirment que l'évolution cette partie de la Zone Téthysienne à partir du Carbonifère inf. est principalement la conséquence d'un épisode de rifting conduisant à la création d'une marge passive flexurale subsidente.

*The Walrus and the Carpenter were walking close at hand;  
They wept like anything to see such quantities of sand:  
"If this were only cleared away," they said, "it would be grand!"  
"If seven maids with seven mops swept it for half a year,  
Do you suppose", the Walrus said, "that they could get it clear?"  
"I doubt it," said the Carpenter, and shed a bitter tear.*

The Walrus and the Carpenter      Lewis Carroll

## DEUXIEME PARTIE

# EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE TERTIAIRE

## 7 EVOLUTION TECTONIQUE

### 7.1 Introduction

L'analyse structurale permet de décrire l'évolution tectonique des unités du Haut-Lahul lors de l'orogénèse himalayenne. Seule la partie sud du Haut-Lahul a été précédemment l'objet d'études structurales, parfois contradictoires (POWELL & CONAGHAN 1973, SRIKANTIA & BHARGAVA 1976, 1979, FRANK et al. 1973, 1977). Diverses interprétations tectoniques pour les parties centrale et nord de cette région ont été proposées (SRIKANTIA & BHARGAVA 1979, BAUD et al. 1984, GAETANI et al. 1985). A plus grande échelle, la région du Haut-Lahul représente la partie sud de la traverse géologique continue du Cristallin du Haut-Himalaya à la Suture de l'Indus-Yarlung étudiée par les géologues de l'Université de Lausanne. Sur la base d'une synthèse des observations géologiques de l'ensemble de cette traverse, un modèle pour la collision continentale de l'Inde et de l'Asie a été proposée par STECK et al. (1993a et b).

### Méthodologie et buts de l'étude structurale

Notre description de l'évolution tectonique du Haut-Lahul se base sur la cartographie géologique, permettant de mettre en évidence les structures à grande échelle et leur relations entre elles, ainsi que sur une analyse systématique des microstructures. Les mesures d'orientations structurales sont présentées sous forme de projections stéréographiques (canevas de Schmidt-Lambert, hémisphère inférieur), auxquelles sont associées des blocs-diagrammes schématiques établis à partir des observations de terrain et synthétisant le style des déformations ainsi que leur relations chronologiques relatives. Lorsqu'un élément structural montre une orientation variable, le domaine de variation correspond au secteur compris entre deux directions décrites dans le sens horaire. La description du style des diverses générations de plis se base notamment sur une analyse de la géométrie de ces structures d'après la méthode des variations de l'épaisseur orthogonale des couches (RAMSAY 1967, RAMSAY & HUBER 1987).

Les buts de l'analyse structurale sont de mettre en évidence:

- 1) l'ensemble des phases de déformation ayant affecté la zone de cette étude;
- 2) leur chronologie relative;
- 3) l'orientation, le style et la vergence des structures associées à ces déformations;
- 4) la localisation de ces déformations dans la région étudiée.

La numérotation des phases de déformation se base sur la succession complète des déformations observées. Il convient de signaler qu'il existe une zonation de ces déformations et qu'elles ne sont donc pas toutes systématiquement présentes dans l'ensemble de la région étudiée.

## Abréviations

Dans les descriptions structurales, les abréviations suivantes seront utilisées:

**D:** phase de déformation;

**S:** foliation, dans un sens large, il peut s'agir d'une schistosité pénétrative ou d'un clivage de crénulation plus ou moins grossier;

**L:** linéation minérale ou d'étirement;

**P:** pli.

## Zonation tectonique et résumé des résultats

La structuration des unités du Haut-Lahul pendant l'orogénèse himalayenne tertiaire est la conséquence de la succession de cinq phases de déformation (figs. 2 et 27).

- 1) La phase **D1** correspond à un intense plissement syn-métamorphique précoce à vergence NE, responsable de la création du Synclinal de Tandi. Cette déformation, dont l'influence n'est observée que dans la partie sud de la région étudiée, est responsable du fort métamorphisme caractérisant ce secteur et nous l'interprétons comme étant associée à la mise en place d'une nappe à vergence NE entre l'Eocène sup. et l'Oligocène inf. (Nappe du Shikar Beh).
- 2) La phase **D2a** se marque par d'intenses **plissements syn-métamorphiques à vergence SW**. Aucune structure majeure associée à cette phase n'a été mise en évidence dans les parties centrale et sud du Haut-Lahul, dans lesquelles cette déformation est observée. Cette déformation est associée aux charriages tectoniques dans la zone des nappes cristallines (Cristallin du Haut-Himalaya) au sud-ouest du terrain de cette étude et elle est donc contemporaine de l'activité du MCT.
- 3) La phase **D2b** regroupe un ensemble de **structures à vergence SW**, représenté par un **chevauchement**, des **failles inverses** et des **plis** dans la partie nord du Haut-Lahul, au sud du Baralacha La. L'intensité de cette déformation décroît en direction du SW.
- 4) La phase **D3** s'exprime principalement par un important mouvement de **cisaillement ductile dextre** syn- à tardi-métamorphique, observé dans un couloir de déformation suivant la zone de transition entre les gneiss de l'Himalaya Central (HHC) et la Zone Téthysienne. Cette structure a été baptisée "**Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra**". Dans les parties centrale et nord du terrain étudié, cette phase est matérialisée par une linéation **L3** orientée **WNW-ESE** à **NW-SE**, indiquant des glissements "couches sur couches" du compartiment supérieur en direction du SE parallèlement aux foliations peu inclinées et des mouvements dextres le long des structures planaires à fort pendage. Le vaste **dôme tectonique** caractérisant la partie centrale du Haut-Lahul est probablement associé, au moins en partie, à cette phase.
- 5) La phase **D4** se manifeste par des plissements "en retour", c'est-à-dire à vergence NE, observés dans l'ensemble de la partie nord du terrain de cette étude, mais exclusivement au nord du dôme tectonique.

Les principales caractéristiques de ces déformations sont résumées dans le tableau 1. Pour la description des éléments structuraux, la région étudiée a été subdivisée en trois secteurs (fig. 2).

- a) **La région du Synclinal de Tandi:** cette région correspond aux parties inférieures des vallées de la Chandra et de la Bhaga (partie sud du Haut-Lahul) et elle est limitée au sud-ouest par la chaîne du Pir Panjal. Les phases D1, D2a et D3 sont observées dans ce domaine.

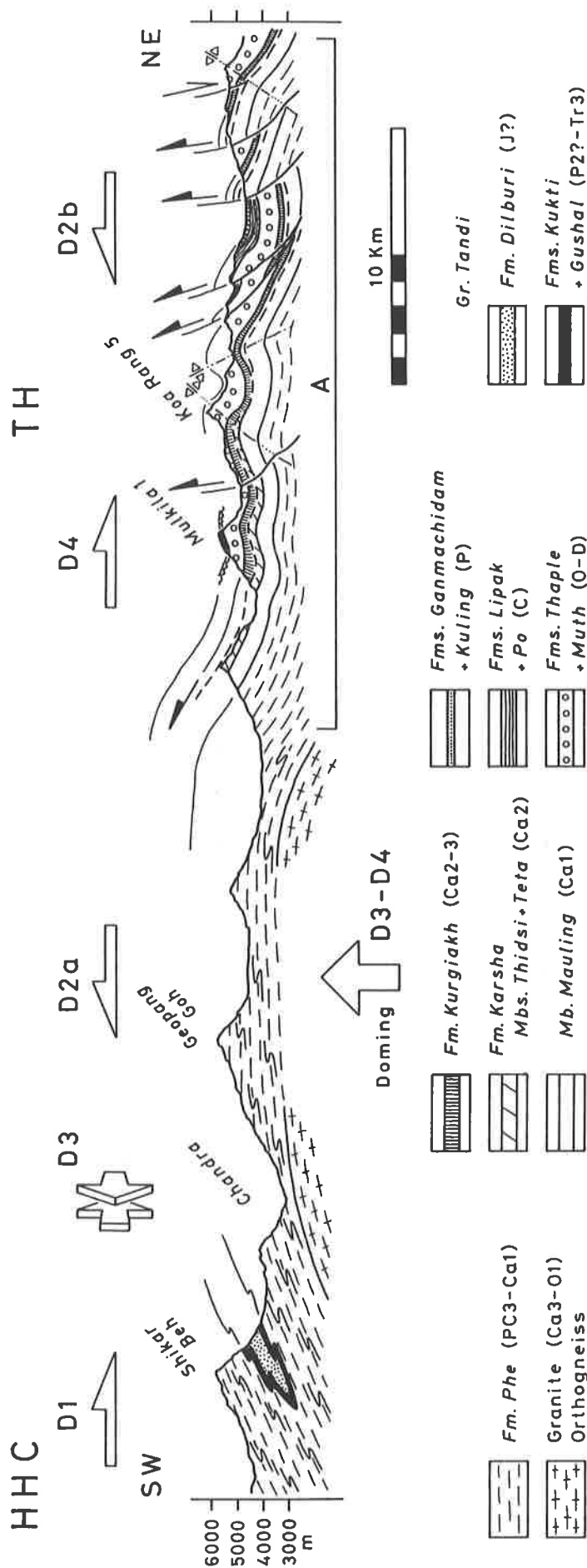


Fig. 27

Coupe tectonique générale des unités du Haut-Lahul (localisation cf. fig. 2). (A) désigne la partie de la coupe illustrée de façon plus détaillée à la fig. 32. HHC: Cristallin du Haut-Himalaya; TH: Himalaya Téthysien.

Phase	Déformation et vergence	Microstructures			Structures l'échelle cartographique	Age
		Foliation	Linéation	Plis		
D1	Plissements à vergence NE	Schistosité pénétrative S1	L1 ENE-WSW à E-W	P1 isoclinaux à sub-isoclinaux, similaires. Axes variables	Synclinal de Tandj, Nappe du Shikar Beh	Eocène sup.- Oligocène inf.
D2a	Plissements à vergence SW	Schistosité pénétrative S2a	L2a NE-SW à E-W	P2a serrés à fermés, similaires à concentriques aplatis. Axes NW-SE	Chariages vers le SW dans la zone des nappes cristallines de la Vallée de Kulu (FRANK et al. 1973, 1977)	Oligocène sup.- Miocène inf.
D2b	Chariages et plissements à vergence SW	Clivage de crénulation S2b	L2b NE-SW	P2b ouverts à fermés, concentriques aplatis à similaires. Axes NW-SE	Chevauchement, failles inverses et plissements au front de la Nappe de Nymaling-Tsarap	Oligocène sup.- Miocène inf.
D3	Cisaillement ductile dextre et doming (?)		L3 WNW-ESE à NW-SE		Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra, dôme tectonique de la partie centrale du Haut-Lahul (?)	Miocène inf.
D4	Plissements à vergence NE	Clivage de crénulation S4	L4 NE-SW à E-W	P4 ouverts à fermés, concentriques aplatis. Axes NW-SE	Plis "en retour" de la partie nord du Haut-Lahul	Miocène inf.

**Tab. 1**

Principales caractéristiques des déformations observées dans le Haut-Lahul. La chronologie proposée se base sur les datations géochronologiques discutées dans le texte.

- b) **La chaîne du Haut-Himalaya:** Il s'agit du segment de la haute chaîne himalayenne situé dans la partie nord du Haut-Lahul. Cette région de hauts sommets est délimitée par les parties supérieures des vallées de la Chandra et de la Bhaga, au sud du Baralacha La. La succession de déformation D2b, D3 et D4 caractérise ce secteur.
- c) **La partie centrale du Haut-Lahul:** il s'agit principalement de la Vallée de la Bhaga et des deux vallées latérales de la Jankar et de la Milang. D2a, D3 et D4 sont les phases mises en évidence dans cette zone.

La **Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra** est une structure se manifestant par une déformation progressive des linéations L1 et L2a, ne pouvant être mise en évidence qu'à l'échelle cartographique. Pour cette raison, les caractéristiques de cette zone seront exposées après la description de l'ensemble des autres structures observées dans les trois secteurs mentionnés précédemment.

L'analyse structurale sera suivie d'un bref exposé de l'évolution métamorphique des unités du Haut-Lahul. Après une discussion de l'ensemble de ces données, une synthèse nous permettra de décrire l'évolution tectono-métamorphique de ce segment de la marge nord-indienne lors de l'orogénèse himalayenne.

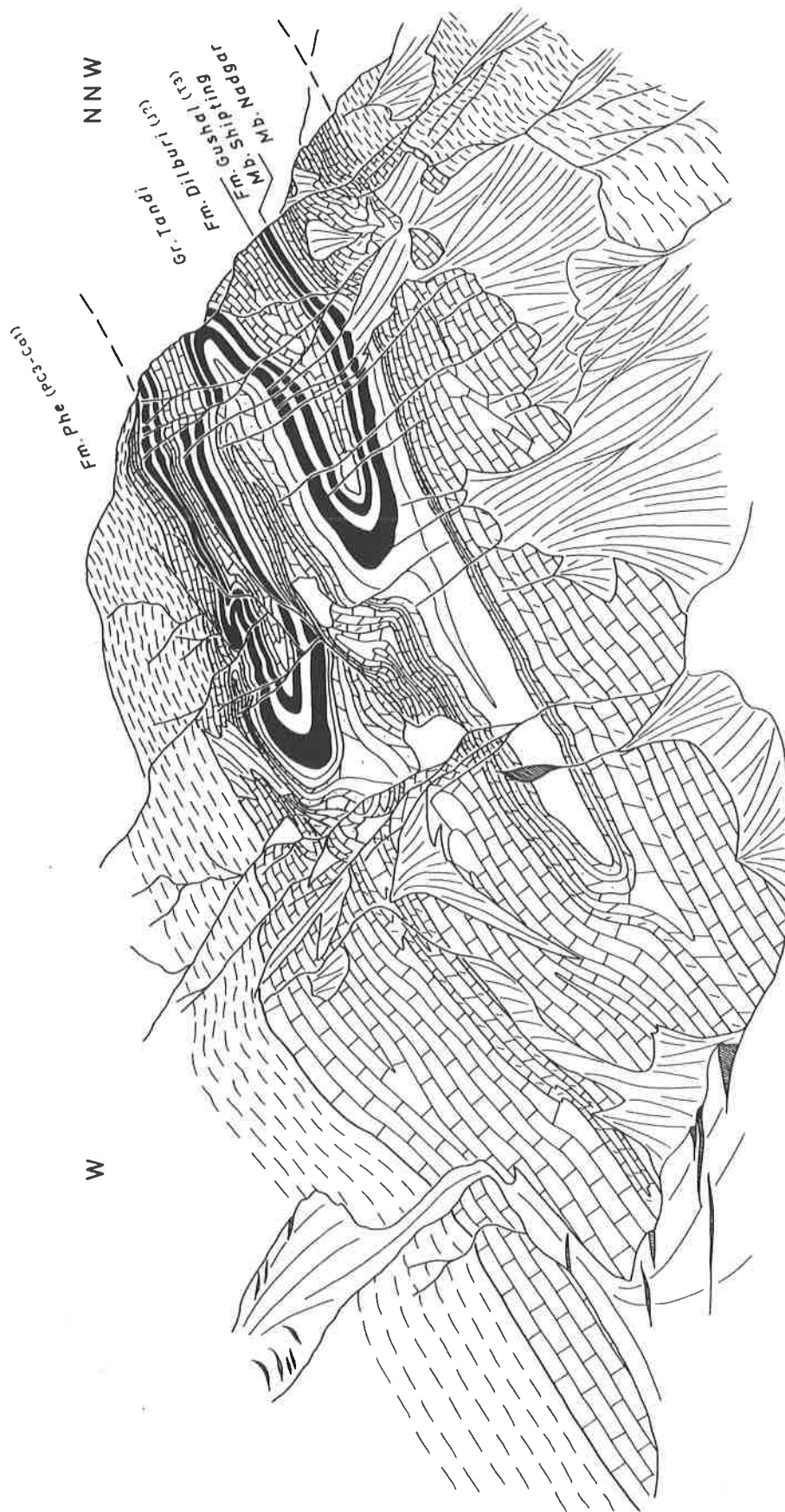
## 7.2 Les structures de déformation dans la région du Synclinal de Tandi

### Introduction

Le Synclinal de Tandi est composé de métasédiments essentiellement carbonatés, replissés dans les paragneiss de l'Himalaya Central (chaîne du Pir Panjal) dans la partie sud du Haut-Lahul (figs. 2, 27, 28 et 43). Ces paragneiss sont les équivalents métamorphiques des sédiments de la Fm. Phe (Précambrien sup. à Cambrien inf.). Le Synclinal de Tandi est composé d'une séquence d'âge Paléozoïque sup. (Permien sup. ?) à Jurassique probable (cf. ch. 2.14). Cette séquence est corrélable avec les unités stratigraphiques classiques du bassin du Zaskar-Spiti. Les sédiments du Synclinal de Tandi sont autochtones par rapport aux paragneiss encaissants. Selon notre interprétation, cette unité occupait dans la marge nord indienne une position paléogéographique proche d'une zone d'épaulement associée au rifting de la Néo-Téthys (cf. ch. 4.3).

Les implications de cette structure sur l'évolution tectonique tertiaire de cette partie de l'Himalaya sont importantes et cette unité "énigmatique" a été le sujet d'interprétations contradictoires. LYDEKKER (1883) est le premier à avoir proposé que ces métasédiments intercalés dans les gneiss de l'Himalaya Central correspondaient à un synclinal "comprimé". POWELL & CONAGHAN (1973) ont mis en évidence la nature polyphasée des déformations dans les roches de la partie sud du Haut-Lahul et ils ont démontré que la première phase tectonique, d'âge tertiaire, était responsable de la formation du Synclinal de Tandi. Cependant, avec PICKETT et al. (1975), ces auteurs interprètent cette unité comme une structure antiforme se fermant vers le NE et, par conséquent, associée à des mouvements tectoniques dirigés vers le SW. Cette hypothèse contraste avec les travaux de FRANK et al. (1973) et de SRIKANTIA & BHARGAVA (1976, 1979) qui considèrent cette structure comme une synforme se fermant vers le SW. Pour SRIKANTIA & BHARGAVA (1976, 1979), auteurs de la première étude stratigraphique et cartographique du Synclinal de Tandi, l'aspect structural le plus important de cette structure est qu'elle indique une déformation à vergence NE, opposée à la direction de déversement des principales phases de plissement observées dans le Bas-Himalaya. Notre cartographie et une étude structurale détaillée, démontrent que **l'unité de Tandi est un synclinal synforme se fermant vers le SW et associé à la plus ancienne phase de déformation himalayenne observable dans la région du Haut-Lahul.**

Une succession de trois phases de déformation a été mise en évidence dans les métasédiments du Synclinal de Tandi ainsi que dans les para et orthogneiss de la partie inférieure de la Vallée de la Chandra.



**Fig. 28**

Vue de la charnière principale synforme P1 du Synclinal de Tandl dans la vallée glaciaire située au pied du Makar Beh, au sud-sud-ouest du village de Sissu (localisation cf. fig. 43). Cette vue est légèrement oblique par rapport à l'axe général de la structure.

## La déformation D1: plissements précoces à vergence NE

L'étude des microstructures indique que la première déformation décelable dans cette région correspond à des plis syn-schisteux isoclinaux à subisoclinaux, de type similaire (classe 2; RAMSAY 1967) et souvent de grande amplitude. Une schistosité pénétrative S1, surface axiale des plis P1, ainsi qu'une linéation L1, accompagnent cette déformation. La linéation L1 est très intense et elle est marquée par l'étirement d'éléments sédimentaires (galets, fossiles) ou par des trainées de biotite. Dans le domaine le plus métamorphique, cette linéation est exprimée par l'orientation des prismes de staurotide et de disthène (POWELL & CONAGHAN 1973, FRANK et al. 1973). Dans les flancs des plis P1, la stratification S0 est parallèle à S1.

A grande échelle, une spectaculaire manifestation de la déformation D1 est représentée par le **Synclinal de Tandī**. Cette unité affleure avec une remarquable constance le long de la Vallée de Chandra, entre le Col du Rohtang (Rohtang La) au sud-est et le village de Rape au nord-ouest. La cartographie démontre qu'il s'agit d'une **structure synforme** subisoclinale dont l'axe est orienté NW-SE et dont la surface axiale plonge d'environ 30° à 40° vers le SW (fig. 43). La charnière synforme de ce pli est visible aux extrémités de l'unité, mais aussi au fond de la vallée glaciaire située au sud-sud-ouest du village de Sissu (fig. 28). Ces observations confirment la continuité entre les flancs normal et inverse affleurant de façon symétrique le long de la Vallée de la Chandra. Le Synclinal de Tandī correspond donc à une déformation parfaitement ductile. Contrairement à SRIKANTIA & BHARGAVA (1976, 1979), nous n'avons pas observé de chevauchements à vergence NE recoupant cette unité.

La création du Synclinal de Tandī est antérieure à la principale phase de déformation à vergence SW observable dans cette région et que nous avons baptisée D2a. A l'échelle régionale, la principale implication de la structure du Synclinal de Tandī est qu'elle témoigne d'une intense **déformation himalayenne précoce à vergence NE**.

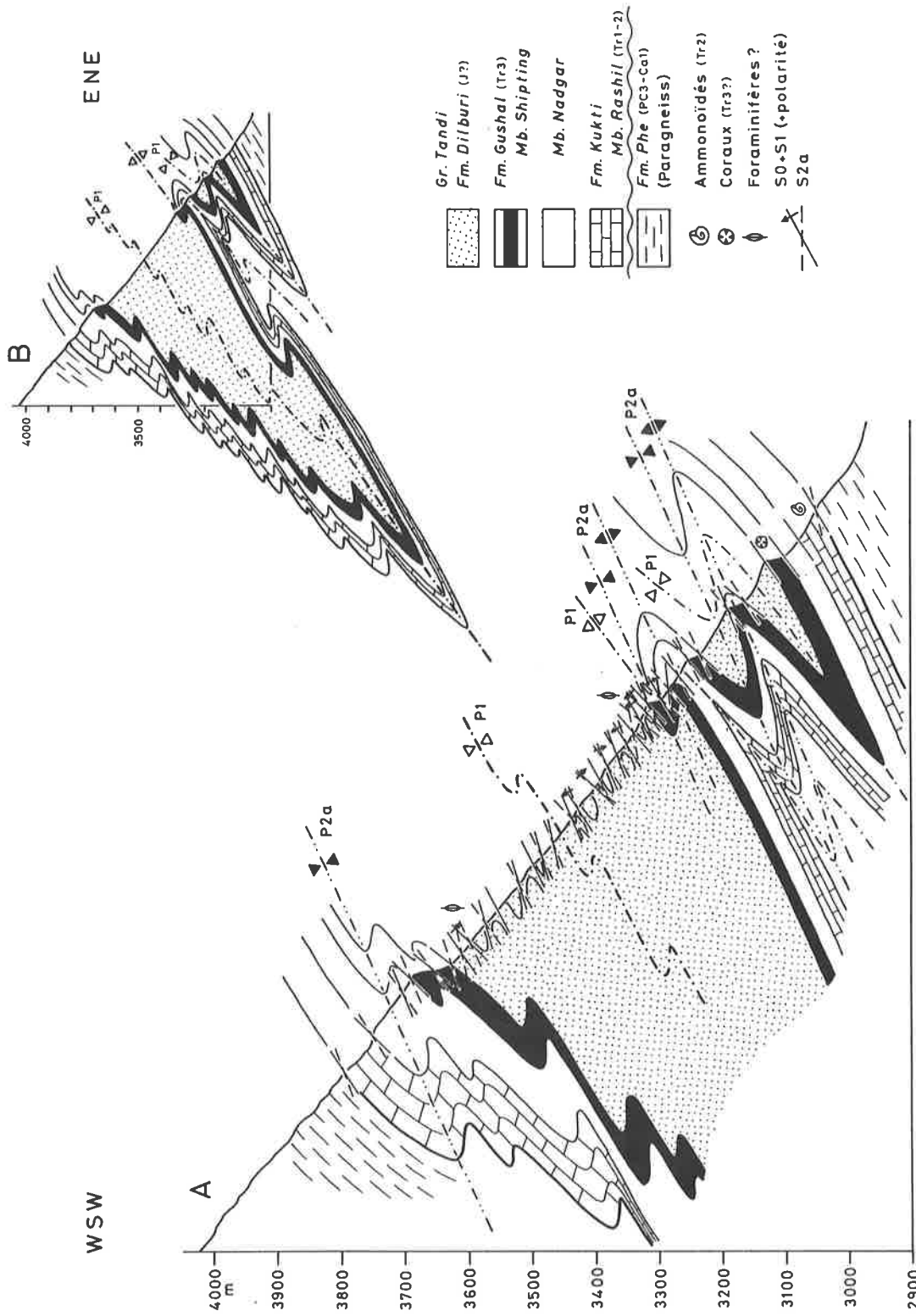
## La déformation D2a: plissements à vergence SW

La deuxième déformation régionale D2a observée au Haut-Lahul correspond à d'intenses plissements à vergence SW. Cette phase se manifeste par des plis couchés de style serré à fermé et de type similaire ou concentrique très aplati (classe 2 à 1C). Ces plis P2a sont plus ouverts et de moindre amplitude que les plis P1. La vergence SW des plis P2a a été mise en évidence dans le Synclinal de Tandī, dans lequel la polarité des couches peut être établie aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à celle de la carte (fig. 29).

Une schistosité pénétrative S2a, surface axiale des plis P2a, ainsi qu'une linéation minérale L2a, sont associées à la déformation D2a. Ces microstructures ne sont généralement distinguables que dans les zones de charnières de plis P2a. En dehors de ces zones, les microstructures des phases D1 et D2a sont parallèles et on observe une schistosité principale  $S_p = S_0 + S_1 + S_2a$  et une linéation principale  $L_p = L_1 + L_2a$ . Cette situation est assez fréquente dans les gneiss car l'homogénéité de ces roches rend les structures de plis moins évidentes que dans les métasédiments carbonatés du Synclinal de Tandī.

La chronologie relative entre D1 et D2a est démontrée par le fait qu'entre les villages de Gushal et de Rape, des plis P2a de dimensions hectométriques replissent avec la même vergence vers le SW les flancs inférieur (normal) et supérieur (inverse) du Synclinal de Tandī (fig. 43). Une coupe tectonique, construite à partir de la carte et d'une étude systématique des structures à travers cette unité, confirme que le **Synclinal de Tandī est un pli P1 synforme, intensément replissé par des plis P2a à vergence SW** (fig. 29). Les relations entre S0+S1, la polarité des couches (lorsqu'elle est déterminable) et S2a, permettent aussi de situer approximativement la trace axiale principale de cette structure synforme dans les calcaires marneux de la Fm. Dilburi formant le coeur du pli. A l'échelle des microstructures, la relation chronologique relative entre D1 et D2a est confirmée par des figures d'interférence de plis, ainsi que par le fait que les contacts inférieur et supérieur de l'unité sont systématiquement recoupés par une schistosité S2a montrant un pendage vers le SW plus faible que S0+S1.





**Fig. 29**

Coupe tectonique à travers le Synclinal de Tandil à l'ouest du village de Gushal (localisation cf. fig. 43). Cette coupe a été construite à partir de la carte géologique et d'une étude systématique des relations entre S0 (stratification ± polarité), S1 et S2a à travers l'ensemble de l'unité. (A) désigne la partie détaillée de la coupe dont les structures ont été cartographiées latéralement. (B) représente un coupe complète obtenue par extrapolation. Le niveau à grands foraminifères indéterminables représente un horizon marqueur dans la Fm. Dilburi.

L'axe général NW-SE du Synclinal de Tandi, tel qu'il peut être estimé à partir de la carte, est compatible avec une direction de charriage tectonique orientée NE-SW. Cependant, ce fait ne se vérifie pas à l'échelle des microstructures. En effet, les microplis P1 montrent des orientations axiales assez variables, souvent dirigées entre NNE-SSW et WNW-ESE c'est-à-dire obliques ou perpendiculaires au Synclinal de Tandi (fig. 30). Cette direction correspond de façon générale à celle des linéations L1 et L2a, orientées généralement ENE-WSW à E-W. Nous proposons l'explication suivante pour les orientations particulières de ces microstructures.

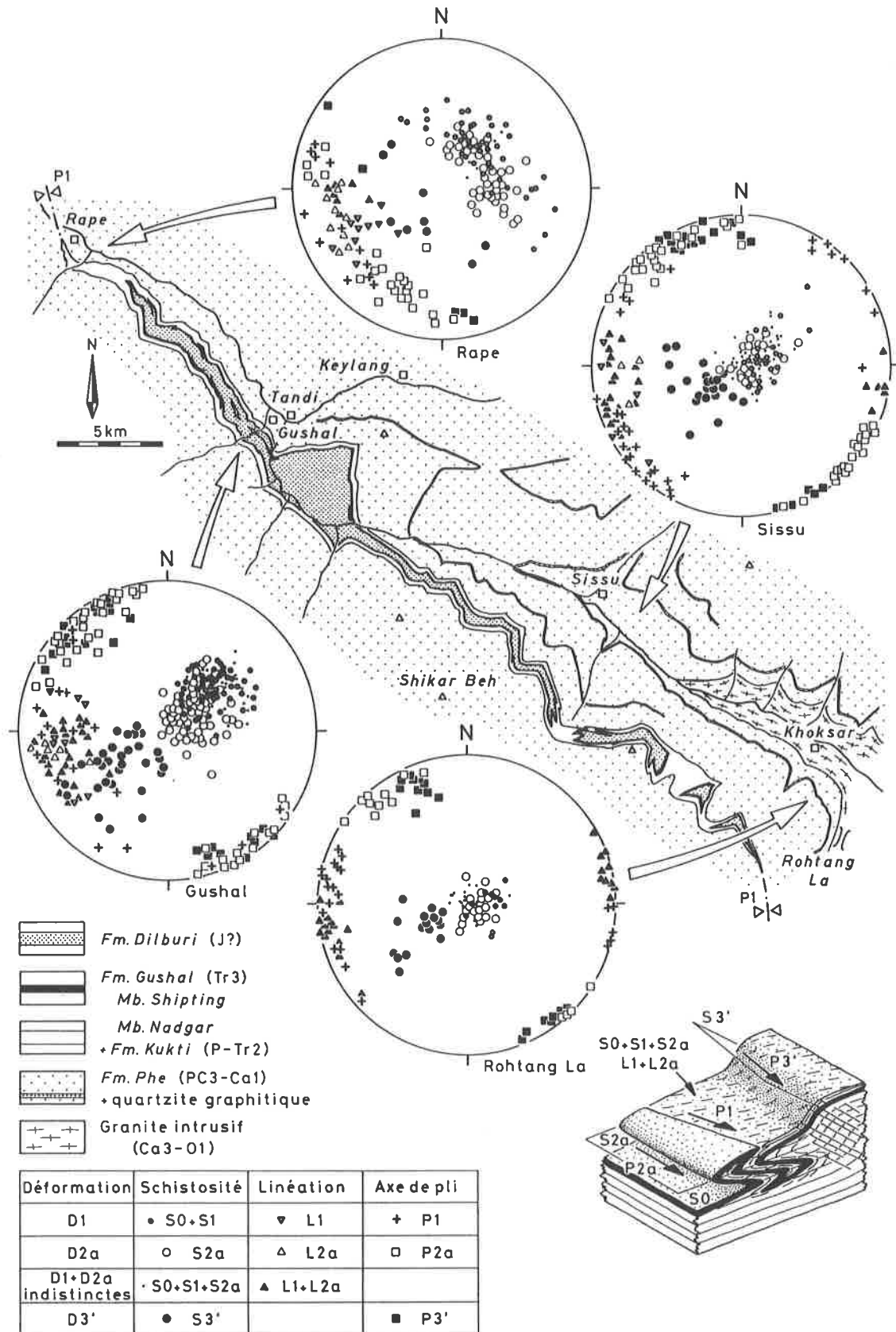
- 1) Bien que les linéations L1 et L2a soient associées à des déformations de vergences contraires, leur orientation commune est probablement une caractéristique originelle, comme le suggère le fait que l'axe général du Synclinal de Tandi (D1) est plus ou moins parallèle aux axes des plis P2a. Il n'est cependant pas possible d'exclure une réorientation partielle de L1 lors de la phase D2a.
- 2) La variabilité et l'orientation générale des axes des microplis P1 sont principalement la conséquence d'une réorientation de ces structures dans la direction de L2a durant la déformation cisailante D2a. Notons à ce sujet que dans la zone des nappes cristallines au sud du terrain de cette étude, FRANK et al. (1973) et THÛNI (1977) observent aussi que les plis les plus anciens sont généralement parallèles à la linéation minérale syn-métamorphique, orientée NE-SW dans cette région.
- 3) L'obliquité des linéations L1 et L2a, ainsi que d'une partie des axes de microplis P1, par rapport à l'axe général du Synclinal de Tandi et aux axes des plis P2a, traduit l'influence d'une déformation plus tardive. Il sera démontré plus loin que cette déformation correspond à un important cisaillement ductile dextre (cf. ch. 7.5).

La linéation L1 n'est donc pas représentative de l'orientation originale de la déformation D1. Cette déformation était dirigée vers le NE si l'on admet qu'elle était plus ou moins perpendiculaire à l'axe général NW-SE du Synclinal de Tandi.

La vergence, le style, l'intensité et la localisation de la phase D2a indiquent que cette déformation est associée aux importants mouvements tectoniques à vergence SW mis en évidence par FRANK et al. (1973, 1977) et THÛNI (1977) dans la zone des nappes cristallines de la Vallée de Kulu, au sud du terrain de cette étude. Les orientations des microstructures de la phase D2a sont relativement constantes depuis les gneiss du Col du Rohtang jusqu'aux métasédiments du Synclinal de Tandi près du village de Gushal (fig. 30). Les axes des plis P2a sont orientés NW-SE, la schistosité S2a est ordinairement inclinée vers le SW et la direction de la linéation L2a varie entre ENE-WSW et E-W.

A la terminaison nord-ouest du Synclinal de Tandi, près du village de Rape, on observe que la linéation L2a garde son orientation caractéristique E-W mais que les axes des plis P2a prennent une orientation variant entre le S et l'WNW. Le changement de la direction axiale des plis P2a à l'extrémité du Synclinal de Tandi traduit une variation de l'orientation de l'intersection entre les surfaces déformées (S0+S1) et le plan d'aplatissement XY de l'ellipsoïde de la déformation finie liée à la phase D2a et matérialisé dans les roches par la schistosité S2a. Une rotation des contraintes de la déformation D2a nous semble peu probable étant donné la constance des orientations des microstructures de la phase D2a dans le reste de la région (fig. 30).

Ce changement indique donc probablement une modification latérale, vers la limite nord-ouest de l'unité de Tandi, des orientations initiales de S0+S1 et par conséquent de l'orientation et de la morphologie de la charnière principale P1. En conclusion, si la carte du Synclinal de Tandi révèle la remarquable cylindricité de ce pli dans la plus grande partie de son extension, cette cylindricité n'est plus respectée à l'extrémité nord-ouest de la structure. Cette limite correspond donc à la terminaison non-cylindrique du Synclinal de Tandi et il ne s'agit donc pas simplement d'une limite d'érosion. Ce fait explique que cette unité ne se prolonge pas vers le NW, et il est possible qu'il en soit de même pour la terminaison sud-est de cette structure. Il apparaît donc que le Synclinal de Tandi représente une partie de la séquence mésozoïque de la bordure sud de la Zone Téthysienne exceptionnellement préservée dans les paragneiss du Cristallin du Haut-Himalaya à la faveur d'un pli synforme.



**Fig. 30**

Carte des orientations des structures dans la région du Synclinal de Tandil. Les stéréogrammes Rape et Gushal représentent des structures mesurées principalement dans les métasédiments du Synclinal de Tandil. Les stéréogrammes Sissu et Rohtang La sont constitués de mesures effectuées essentiellement dans les para-orthogneiss. (Projection Schmidt-Lambert/hémisphère inférieur).

### **La déformation D3: cisaillement ductile dextre longitudinal**

Dans la partie sud du Haut-Lahul, la phase D3 se manifeste principalement par un important cisaillement ductile dextre déformant le contact entre les gneiss du Cristallin du Haut-Himalaya et la Zone Téthysienne. Cette structure, baptisée la **Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra**, sera décrite plus loin (cf. ch. 7.5).

On observe aussi dans cette région une **deuxième phase de plissements à vergence SW** que nous interprétons comme étant liée à un **stade tardif D3' de la déformation D3**. Cette phase se marque par des plis à vergence SW de style ouvert, de type similaire (classe 2) et de faible amplitude. Il s'agit souvent de plis "en kink". Les axes des plis P3' ont une orientation générale NW-SE à NNW-SSE. Un clivage de crénulation fruste S3' incliné vers le NE à ENE est associé à cette phase (fig. 30). Ces plissements se superposent aux structures antérieures plus ductiles des phases D1 et D2a et ils ne sont observés que dans le flanc sud de l'important dôme tectonique de la partie central du Haut-Lahul (fig. 27). Les observations structurales ne permettent pas d'établir la relation chronologique relative entre ces plissements P3' et les structures des phases D2b et D4 visibles dans la partie nord du Haut-Lahul. Sur la base de leur style tectonique et de leur localisation, nous interprétons les plissements de la phase D3' comme étant associés à la création du dôme tectonique (cf. ch. 7.4).

## **7.3 Les structures de déformation dans la chaîne du Haut-Himalaya au Haut-Lahul**

### **Introduction**

La partie nord du Haut-Lahul se situe dans la chaîne du Haut-Himalaya (figs. 2 et 44). Paléogéographiquement, cette région s'insère dans la bordure sud du bassin sédimentaire du Zaskar-Spiti. La base de la colonne lithostratigraphique constituant cette région est formée de l'épaisse série de sédiments argilo-gréseux de la Fm. Phe (Précambrien sup. à Cambrien inf.). Aucun soubassement cristallin n'est visible. La Fm. Phe est surmontée par environ 2500 m de sédiments d'âge Cambrien inf. à Trias moyen. Certaines caractéristiques de cette lithostratigraphie ont en partie influencé le style et, dans une certaine mesure, les orientations des structures tertiaires. Ainsi, si ces sédiments principalement détritiques ont subi une déformation relativement peu ductile, la présence dans cette séquence d'une série constituée essentiellement d'argilites (Mb. Surichun de la Fm. Kurgiakh, cf. ch. 2.4) a déterminé la localisation d'un important niveau de décollement. De plus, les failles normales anté-himalayennes observées dans ces sédiments ont été en partie réactivées lors des déformations compressives himalayennes. Une succession de trois phases de déformations a été observée dans le Haut-Himalaya du Haut-Lahul.

### **La déformation D2b: Charriages et plissements à vergence SW**

Trois types de structures à vergence SW caractérisent cette phase. Il s'agit d'un chevauchement, de failles inverses à fort pendage et de plis. Les failles inverses et les plis de la phase D2b sont contemporains et leur relation chronologique relative avec les structures de la phase D2a est démontrée sans ambiguïté dans la partie sud-est du Haut-Lahul (STECK et al. 1993a). Par contre, ces failles et plis sont postérieurs au chevauchement et la relation de ce dernier avec la déformation D2a n'est pas fermement établie. Toutefois, nous avons regroupé ces trois types de structures dans une seule phase (D2b) sur la base de leur style, de leur vergence et de leur localisation.

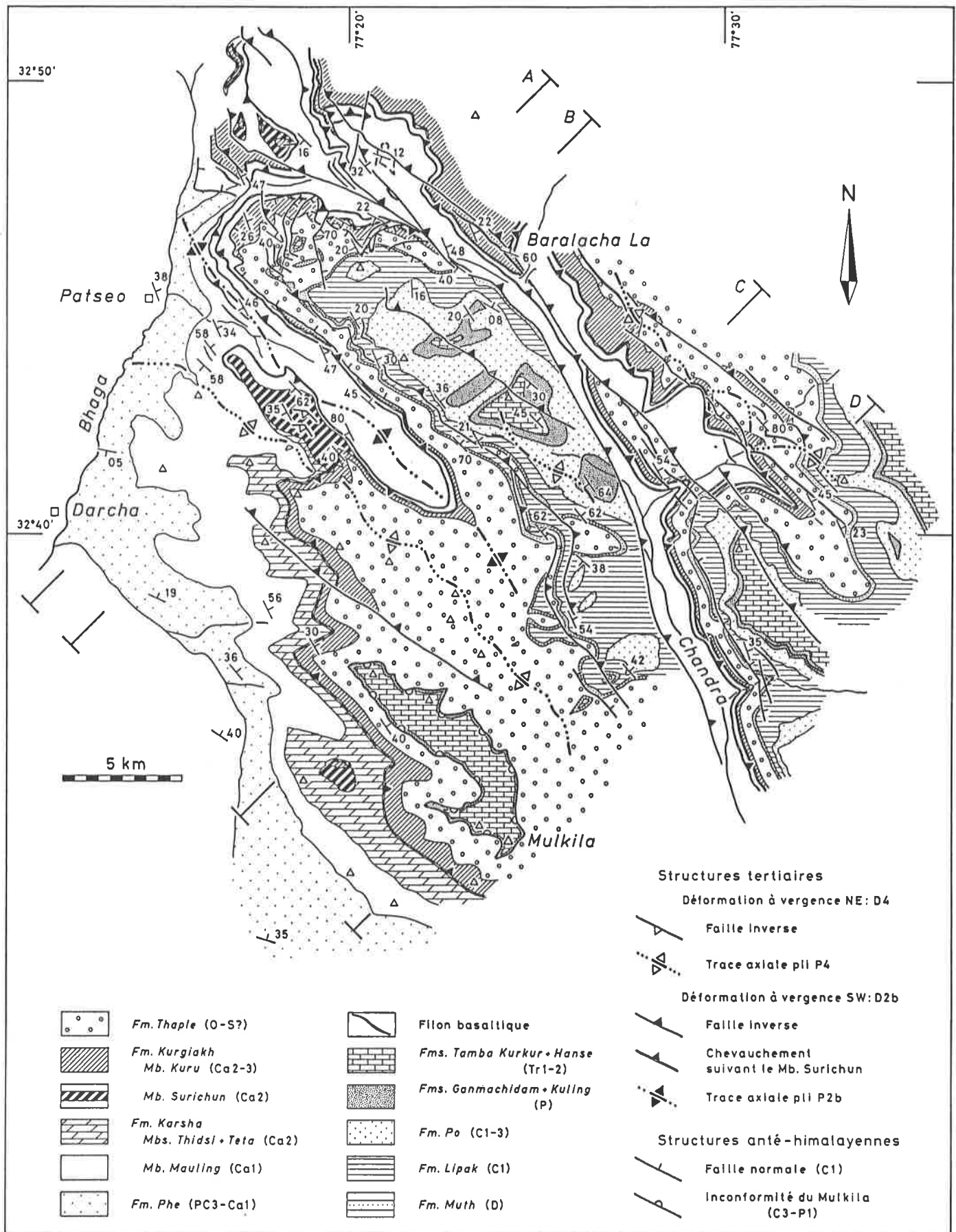


Fig. 31

Carte structurale du Haut-Himalaya au Haut-Lahul. Cette carte a été établie à partir de la carte géologique levée au 1/50'000 (fig. 44). (A) à (D) désignent la position des coupes tectoniques présentées à la fig. 32.

### *Le chevauchement de l'Unité de Kenlung Sarai*

Ce chevauchement, observée dans l'Himalaya Téthysien de la partie nord du Haut-Lahul, correspond à un **décollement** suivant les argilites cambriennes du Mb. Surichun de la Fm. Kurgiakh (figs. 31 et 32). La continuité cartographique entre la zone de cette étude et la région adjacente au nord démontre que l'unité chevauchante correspond à l'**Unité de Kenlung Sarai**, affleurant dans la partie supérieure de la Vallée de la Yunam, au nord du Baralacha La (SPRING & CRESPO-BLANC 1992, SPRING 1993). L'unité inférieure a été baptisée **Unité de Darcha** (STECK et al. 1993a et b).

Ce chevauchement important, mais relativement discret, a pu être mise en évidence par l'étude stratigraphique associée à une cartographie détaillée. De la région du Baralacha La, au nord-est, à la vallée située à l'est du hameau de Patseo, au sud-ouest, l'Unité de Kenlung Sarai est constituée d'une séquence stratigraphique allant de la partie supérieure du Mb. Mauling (Cambrien inf.) de la Fm. Karsha, jusqu'à la Fm. Hanse (Trias moyen). Ces lithologies chevauchent les argilites du Mb. Surichun (Cambrien moyen) de la Fm. Kurgiakh, terminant la stratigraphie de l'Unité de Darcha. Le chevauchement suit ces argilites qui ont joué le rôle de niveau de décollement. Ce style de déformation indique une **tectonique relativement superficielle de type "rampes et plats"**.

Bien que ne perturbant que relativement peu la séquence stratigraphique normale, ce contact tectonique se manifeste donc à l'échelle cartographique par la répétition d'une séquence constituée de la partie supérieure de la Fm. Karsha (partie supérieure du Mb. Mauling, Mbs. Thidsi et Teta) ainsi que du Mb. Surichun de la Fm. Kurgiakh (figs. 33 et 34). Cette répétition à la base de l'Unité de Kenlung Sarai implique la présence d'une "rampe" et d'un décollement dans le Mb. Mauling, au nord-est du terrain de cette étude. Cependant, en raison de l'augmentation de l'intensité des déformations et du métamorphisme au nord du Baralacha La, de telles structures n'ont pas pu être mises en évidence (SPRING 1993).

Vers le SW, dans la partie sud de la vallée située à l'est de Patseo, l'épaisseur de la séquence dédoublée diminue rapidement, pour finalement disparaître (*hanging wall ramp monocline*; fig. 32). On observe ainsi plus au sud-ouest une séquence stratigraphique "normale". Cependant, l'absence dans cette zone d'importants plis à vergence SW indique qu'il n'y pas d'amortissement par plissement de la déformation (déplacement) liée au chevauchement. Il est donc probable que ce chevauchement se prolonge vers le SW sous forme d'un décollement suivant les argilites du Mb. Surichun. L'extension de ce chevauchement parallèlement à la direction de mouvement (indiquée par la linéation L2b) implique un **transport tectonique d'au minimum 15 km**.

### *Le système de failles inverses de la région du Baralacha La*

La région du Baralacha La est affectée par un système de failles inverses à vergence SW recoupant les unités de Darcha et de Kenlung Sarai (figs. 31, 32 et 44). La trace de la plus importante de ces failles passe juste au sud du col et elle suit les parties supérieures des vallées de la Bhaga et de la Chandra. Cette faille met en contact le Mb. Mauling (Cambrien inf.) de la Fm. Karsha au nord-est avec les sédiments du Paléozoïque sup. au sud-ouest. Son rejet maximal atteint 1800 m. Vers le NW, dans la partie supérieure de la Vallée de la Bhaga, cette structure se sépare en plusieurs failles disposées en éventail. Cette faille est accompagnée de nombreuses failles inverses de même orientation et de moindre importance (fig. 35), constituant un système responsable d'un **rejet cumulé maximal de 5 km**.

La localisation et l'orientation de ces failles inverses ont été influencées par la présence dans cette région de failles normales anté-himalayennes d'âge Carbonifère inf., fréquemment injectées par des filons basaltiques (cf. ch. 2.7 et VANNAY & SPRING 1993). En effet, l'orientation des failles inverses est la même que celle des failles normales et des filons. De plus, on observe parfois la présence de filons basaltiques appartenant à la même suite comagmatique, aussi bien injectés le long de failles normales que suivant la trace de failles inverses. Le fait que ces filons soient métamorphisés et recoupés par la schistosité S2b confirme qu'il s'agit bien d'intrusions anté-himalayennes.



Au sud du Baralacha La, on observe notamment un tel filon au contact entre les roches cambriennes et dévoniennes, le long de la principale faille inverse. Par conséquent, **les failles inverses correspondent, au moins en partie, à une réactivation des failles normales anté-himalayennes lors des déformations compressives tertiaires**. Le système de failles inverses de la région du Baralacha La est donc la conséquence d'une inversion tectonique.

### *Les plissements à vergence SW*

La phase D2b se manifeste aussi par des déformations plus ductiles, représentées par des plissements à vergence SW. Il s'agit de plis de style ouvert à fermé, de type concentrique aplati à similaire (classe 1C à 2) et de relativement faible amplitude. Les axes de ces plis montrent une orientation générale NW-SE et leurs surfaces axiales plongent vers le NE. Une schistosité S2b ainsi qu'une linéation d'étirement L2b accompagnent cette déformation. Le flanc inverse des plis P2b est généralement très cisailé et il correspond souvent à une faille inverse (plis-failles). On remarque parfois qu'un plissement dans des roches relativement ductiles correspond à un amortissement de la déformation associée à une faille inverse recoupant des roches sous-jacentes plus compétentes. Une telle relation s'observe par exemple entre les calcaires du Carbonifère inf. (Fm. Lipak) et les quartzarénites dévoniennes (Fm. Muth). A grande échelle, le plus important pli P2b de cette région affleure dans la vallée située à l'est de Patseo (figs. 31, 32 et 34).

### *Les microstructures associées à la déformation D2b*

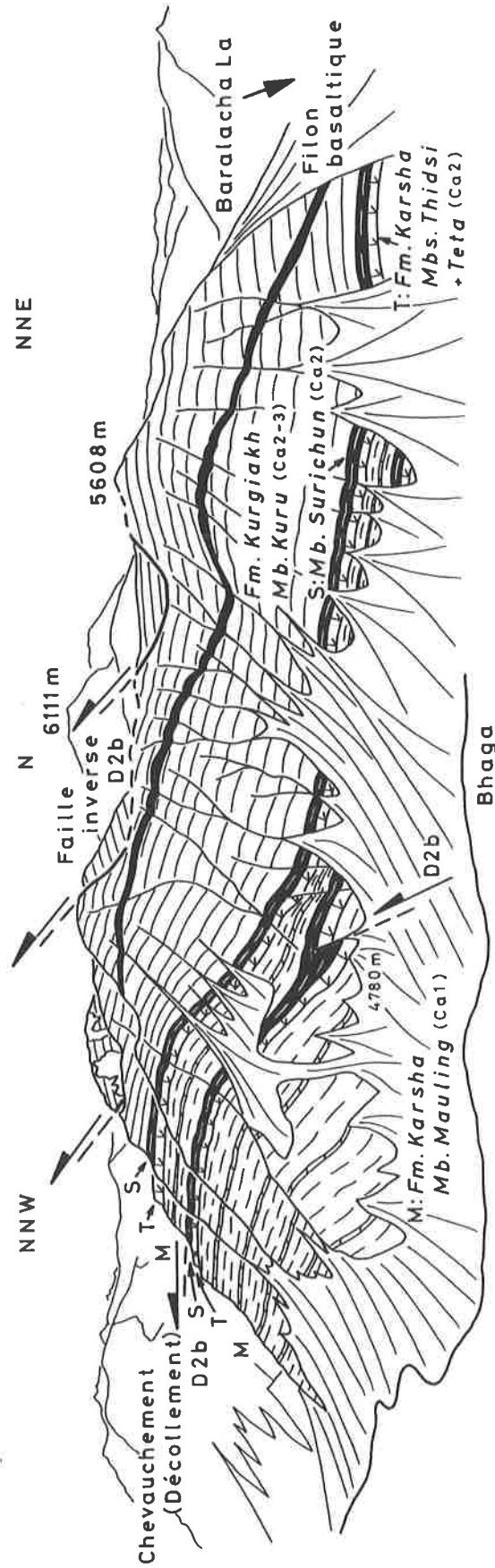
La microstructure liée à la phase D2b la plus fréquemment observée est une **foliation S2b**, recoupant généralement avec un assez fort angle la stratification S0. Dans les lithologies pélitiques, S2b correspond à une schistosité pénétrative bien développée. Dans les roches plus compétentes, cette structure n'apparaît plus que sous forme d'un clivage espacé plus ou moins grossier. S2b plonge assez fortement vers le NE et, malgré la réfraction provoquée par les différences de compétences des roches, elle montre une orientation relativement constante (fig. 36). On remarque que l'orientation de S2b correspond, de façon générale, à celle des failles normales anté-himalayennes, ainsi qu'à celle des filons basaltiques. Ce fait indique que l'orientation des contraintes liées à la phase D2b est compatible avec une réactivation des structures anté-tertiaires.

Une linéation minérale L2b, orientée généralement NE-SW et marquée par des fibres de quartz ou de calcite ainsi que par des stries, est parfois visible sur S2b, ainsi que sur S0, c'est-à-dire sur les surfaces de couches (cf. figs. 36 et 38). L'orientation de l'ensemble de ces microstructures confirme la direction et la vergence vers le SW de la déformation D2b. Toutefois, si les critères de sens de cisaillement ("marches" aux extrémités des fibres) associés à L2b sont conformes à des mouvements compressifs, on observe parfois sur S2b une linéation parallèle à L2b mais indiquant un mouvement plus tardif en faille normale. Ces microstructures traduisent très probablement l'influence dans la région du Baralacha La des importants mouvements extensifs observés dans la Vallée de la Lingti, un vingtaine de km plus au nord (SPRING & CRESPO-BLANC 1992, SPRING 1993).

## **La déformation D3: cisaillement dextre longitudinal**

Cette déformation se manifeste essentiellement par une **linéation minérale L3** orientée NW-SE (figs. 36 et 38). Cet étirement est marqué par des fibres de quartz, calcite ou chlorite, ainsi que par des stries. Cette linéation est observée aussi bien sur la stratification S0 que sur S2b. Des critères de sens de cisaillement, représentés par des "marches" aux extrémités des fibres, indiquent systématiquement un mouvement vers le SE du bloc supérieur le long des foliations peu inclinées. Ce mouvement montre une composante dextre sur les structures planaires à relativement fort pendage, notamment sur S2b inclinée vers le NE.





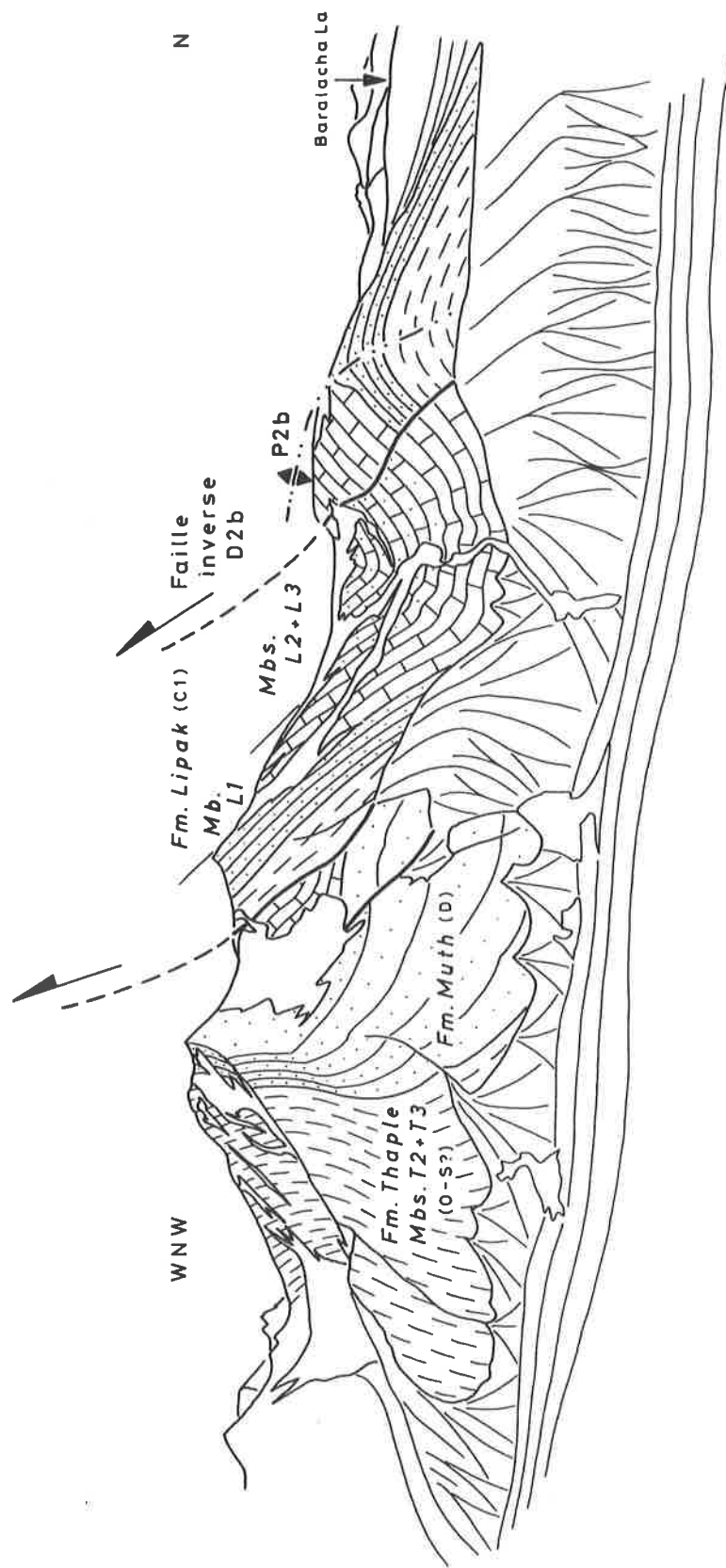
**Fig. 33**

Le chevauchement de l'Unité de Kenlung Sarai à l'ouest du Baralacha La. Cette structure correspond à un décollement suivant les argilites du Mb. Surichun. Une faille inverse de la phase D2b recoupe la ligne de crête. La petite faille inverse (D2b) déformant les Mbs. Thidsi et Teta à la base de la montagne semble recoupée par le chevauchement. Il est cependant plus probable que le rejet de faille soit amorcé par une déformation plus ductile dans les argilites du Mb. Surichun. En effet, on observe à l'échelle cartographique que les failles inverses majeures recoupent systématiquement le chevauchement.



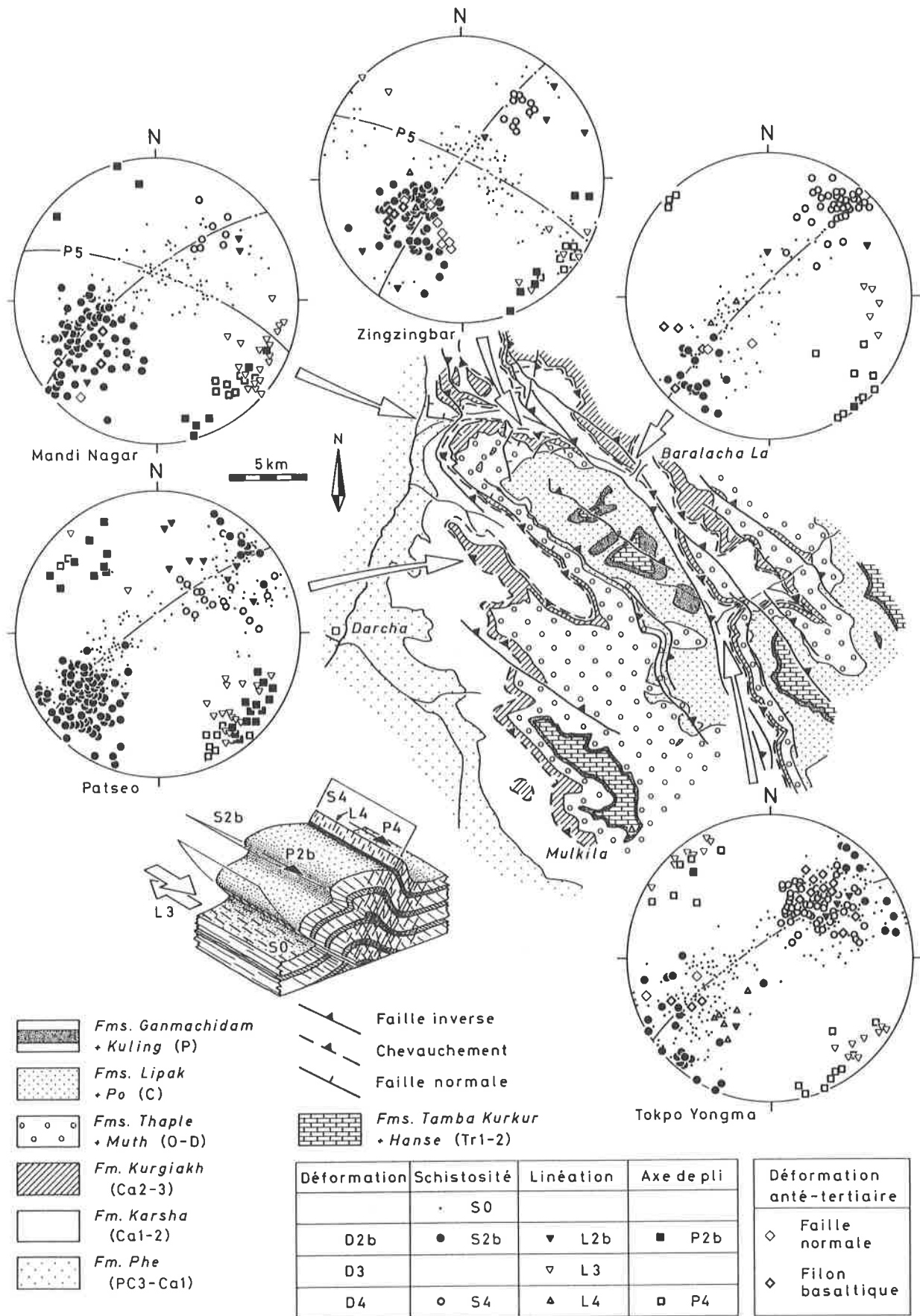
**Fig. 34**

Superposition à grande échelle de structures associées aux phases D2b et D4 dans la vallée située à l'est de Patseo. Le chevauchement suivant les argilites du Mb. Surichun à la base de l'Unité de Kenlung Sarai est déformé par des plis P2b à vergence SW. Des plis et failles inverses à vergence NE de la phase D4 se superposent aux structures de la phase D2b. On observe localement un important épaississement du Mb. Surichun dans la charnière synclinale du principal pli "en retour" P4. Par contre, l'importante et rapide augmentation latérale d'épaisseur des dolomies du Mb. Thidisi entre le nord-est et le sud-ouest de cette vallée est un phénomène stratigraphique régional (cf. fig. 44). Ce fait pourrait témoigner de l'existence de structures synsédimentaires ayant influencé la concentration de structures himalayennes tertiaires dans ce secteur.



**Fig. 35**

Failles inverses à vergence SW associées à la déformation D2b. Ces structures sont cartographiées latéralement sur plusieurs km. On remarque qu'un plissement à vergence SW caractérise aussi la phase D2b. (3 km à l'ouest-sud-ouest de Tokpo Yongma, Vallée de la Chandra).



**Fig. 36**

Carte des orientations des structures dans le Haut-Himalaya au Haut-Lahul. (Projection Schmidt-Lambert/hémisphère inférieur).

La déformation D3 est généralement peu intense et elle correspond essentiellement à un glissement “couches sur couches”. Cependant, l’intensité de cette déformation est plus forte aux alentours de la faille inverse principale de la région du Baralacha La. Si cette faille est la plupart du temps recouverte par des alluvions quaternaires, on peut observer son influence sur quelques affleurements exposés à la faveur de rivières. Il s’agit de roches intensément laminées par une schistosité S2b subverticale et on observe sur cette foliation un fort développement de la linéation L3, liée à des critères de cisaillement confirmant un mouvement dextre. De plus, dans les sédiments avoisinants la déformation D3 peut provoquer un étirement des fossiles. Il apparaît donc que le système de failles inverses a en partie “canalisé” la déformation cisailante dextre associée à la phase D3.

#### **La déformation D4: plissements à vergence NE**

La dernière déformation importante affectant la partie nord du Haut-Lahul a une vergence NE. Elle se manifeste par des plis P4 “en retour”, de style ouvert à fermé, de type concentrique aplati (classe 1C) et de faible amplitude. Les plis P4 déforment les microstructures associées à la phase D2b, notamment la schistosité S2b.

A l’échelle cartographique, un important pli P4 déformant les sédiments du Paléozoïque inf. a été cartographié dans la vallée située à l’est de Patseo (figs. 31, 32 et 34). Dans cette région, les argilites cambriennes du Mb. Surichun sont déformées par des plis P4, associés à des failles inverses mineures à vergence NE. Ces failles inverses correspondent probablement à un stade tardif de la phase D4. Elles ne sont pas affectées par les plis D2b à vergence SW. Ce fait confirme la relation chronologique relative entre les phases D2b et D4.

La direction axiale des plis P4 est NW-SE (fig. 36). Une schistosité S4, inclinée vers le SW est bien marquée dans les lithologies pélitiques. S4 est parfois porteuse d’une linéation L4 plongeant vers le SW et marquée par des fibres de quartz, calcite et chlorite ou par des stries. Notons encore que pour les régions de Mandi Nagar et de Zingzingbar, les mesures structurales mettent en évidence la présence d’une phase tardive de déformation correspondant à un “serrage” longitudinal et se manifestant par un plissement peu intense (P5) autour d’un axe dirigé vers le SW (fig. 36).

## **7.4 Les structures de déformation dans la partie centrale du Haut-Lahul**

### **Introduction**

La partie centrale du Haut-Lahul est constituée essentiellement d’une épaisse et monotone série de sédiment argilo-gréseux correspondant à la Fm. Phe (Précambrien sup. à Cambrien inf.) (fig. 2). De la région de Patseo au nord-est vers la chaîne du Pir Panjal au sud-ouest, l’augmentation du degré du métamorphisme transforme graduellement ces sédiments en paragneiss. Les seules roches cristallines s.s. observées dans cette région sont des granites intrusifs d’âge cambro-ordovicien (FRANK et al. 1973, 1977). Nous avons regroupé sous l’appellation d’Unité de Darcha l’ensemble des lithologies situées entre l’Unité de Kenlung Sarai au nord-est et le Synclinal de Tandri au sud-ouest.

La grande homogénéité des lithologies de la Fm. Phe rend les structures difficiles à déceler et à suivre, particulièrement à grande échelle. L’analyse structurale de cette région se base donc principalement sur l’observation des microstructures. La cartographie révèle toutefois que cette région correspond à un vaste dôme tectonique (fig. 27).

### **La déformation D1: plissements précoces à vergence NE**

Cette phase de déformation est associée à la formation du Synclinal de Tandî (cf. ch. 7.2). Dans les paragneiss de l'Unité de Darcha, la présence de la phase D1 n'est généralement révélée que par la présence d'une schistosité antérieure aux microstructures dominantes de la phase D2a. On observe ainsi parfois une schistosité S1 sous forme de microlithons dans les charnières des plis P2a. Si la schistosité S1 est parfois difficile à observer à l'échelle de l'affleurement, on la retrouve par contre presque systématiquement à l'échelle microscopique sous forme de microlithons délimités par S2a. En remontant la Vallée de la Bhaga depuis le village de Tandî en direction du NE, l'influence de la déformation D1 décroît et finalement disparaît entre les villages de Keylang et Tinoo (fig. 37).

### **La déformation D2a: plissements à vergence SW**

Comme nous l'avons vu dans le chapitre consacré au Synclinal de Tandî, la déformation D2a correspond à un intense plissement à vergence SW (cf. ch. 7.2). L'empreinte de cette déformation semble par contre absente dans la partie nord du Haut-Lahul. Du NE vers le SW, des microstructures associées à la phase D2a n'ont été observées qu'à partir du village de Darcha, ainsi que dans les vallées de la Jankar et de la Milang. Cette déformation se marque par des plis P2a synschisteux, de style serré à subsoclinal et de type concentrique aplati à similaire (classe 1C à 2). Les axes de ces plis sont orientés NW-SE. Une schistosité pénétrative S2a ainsi qu'une linéation minérale et d'étirement L2a orientée vers le SW sont associées à cette phase (fig. 37). En descendant la Vallée de la Bhaga, on remarque que l'intensité de la déformation D2a augmente en direction du SW. Entre les villages de Tinoo et de Keylang, on observe parfois des plis couchés P2a de dimensions hectométriques. Ces structures ne sont pas cartographiables, mais elles confirment que la phase D2a déforme intensément l'Unité de Darcha.

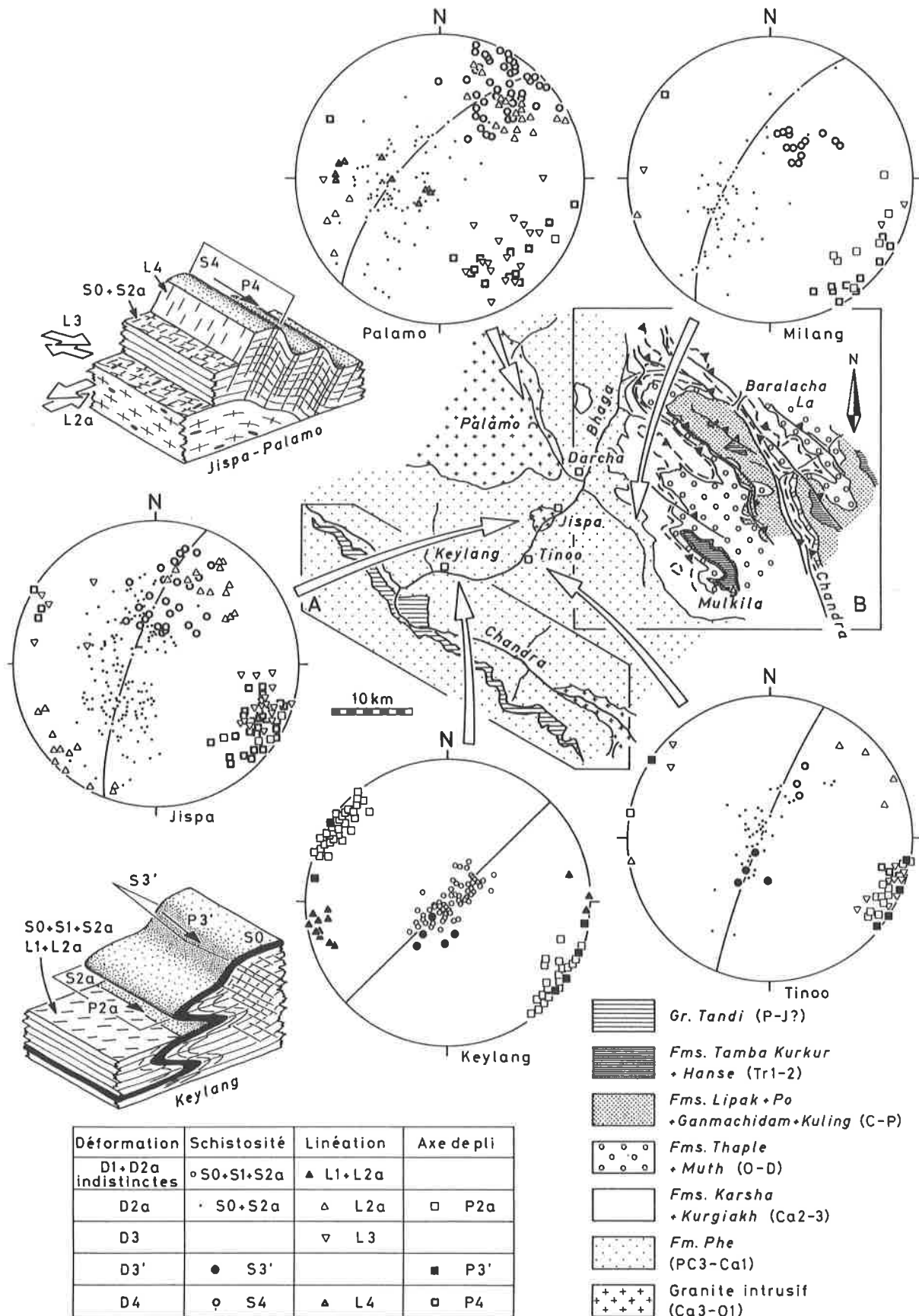
### **La déformation D3: cisaillement dextre longitudinal**

Comme dans la partie nord du Haut-Lahul, cette phase ne se manifeste que par une **linéation L3**, dont l'orientation varie entre WNW-ESE et NW-SE (fig. 37). Cette linéation est marquée par des stries ou par des fibres de quartz ou de calcite sur les contacts lithologiques ou sur la schistosité principale S2a. Des critères de sens de cisaillement indiquent un déplacement vers le SE du compartiment supérieur. Cet étirement est moins pénétratif que la linéation L2a. Ainsi, dans le granite de Jispa on observe que la linéation L3 est marquée par des stries et fibres de quartz localisées sur certaines surfaces de schistosité S2a. La linéation L2a influence au contraire l'ensemble de la fabrique de la roche et elle est particulièrement bien soulignée par l'orientation préférentielle des prismes de tourmaline, ainsi que par l'étirement des enclaves microgrenues. Du NE au SW, la linéation L3 est observée du Baralacha La jusqu'à la hauteur du village de Tinoo dans la Vallée de la Bhaga. Cet étirement est absent de la région du Synclinal de Tandî.

Dans la partie sud du dôme tectonique de la partie centrale du Haut-Lahul, on voit apparaître de façon sporadique une **deuxième phase de plissements à vergence SW**, représentée par des **plis P3'** de faible amplitude. Un clivage de crénulation S3' incliné vers le NE est lié à ces plis. Nous interprétons ces structures comme étant associées à un stade tardif D3' de la phase D3. Ces plis deviennent de plus en plus fréquents lorsque l'on se dirige vers le SW, c'est-à-dire en direction de la région du Synclinal de Tandî (cf. ch. 7.2).

### **La déformation D4: plissements à vergence NE**

Cette déformation est exprimée par des plis P4 de style fermé, de type concentrique aplati à similaire (classe 1C à 2) et de faible amplitude. Ces plis ont souvent une morphologie "en chevrons". Un clivage de crénulation S4 incliné vers le SW est bien visible dans les métasédiments (fig. 37). Dans les granites, S4 correspond à une foliation fortement inclinée vers le SW et souvent associée à des zones de cisaillement. Une linéation minérale L4, marquée par des trainées de biotite, est parfois observée sur S4.



**Fig. 37**

Carte des orientations des structures dans la partie centrale du Haut-Lahul. (A) et (B) indiquent respectivement la position des cartes des orientations des structures pour les régions du Synclinal de Tandi (fig. 30) et du Haut-Himalaya (fig. 36). (Projection Schmidt-Lambert/hémisphère inférieur).

Il est important de noter que les plis P4 ne sont observés qu'au nord-est du dôme tectonique caractérisant la partie centrale du Haut-Lahul. Ce phénomène de doming est postérieur aux phases syn-métamorphiques D1 et D2a qu'il déforme. Par contre, ce doming n'affecte pas les structures de la phase D4. En effet, les schistosités surfaces axiales S4 ne sont pas moins inclinées aux abords du flanc nord du dôme (figs. 27 et 37) que dans les régions plus au nord ne subissant pas son influence (fig. 36). S4 garde au contraire une orientation généralement constante dans la région étudiée. L'ensemble de ces informations indique que le doming est donc contemporain soit de la phase D4, soit de la phase antérieure D3. Mentionnons à ce sujet que la chronologie relative entre D3 et D4 n'est pas fermement établie car elle se base sur le fait que la linéation L3 n'a pas été observée sur les schistosités S4. Cette "non-observation" suggère que les plis en retour sont postérieurs aux mouvements cisailants dextres. Cependant il nous semble possible que les structures des phases D3 et D4 soient les manifestations d'une même déformation. Dans ce cas, le cisaillement dextre, le doming et les plis en retour seraient plus ou moins contemporains et associés.

## 7.5 La Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra (phase D3)

Dans les parties nord et centrale du Haut-Lahul, les linéations minérales et d'étirement associées aux déformations à vergence SW (L2a et L2b) montrent une orientation NE-SW relativement constante (fig. 38). Cette orientation est perpendiculaire aux axes des plis des mêmes phases (figs. 36 et 37) et de façon plus générale à cette partie de la chaîne himalayenne. Dans la partie sud du Haut-Lahul, dans la région du Synclinal de Tandî, la linéation dominante est orientée E-W à ENE-WSW (figs. 30 et 38). L'analyse structurale de cette région démontre que la superposition des deux déformations syn-métamorphiques D1 et D2a est responsable de la fabrique principale des roches. La linéation principale correspond donc généralement à la somme L1+L2a. Lorsqu'elles sont distinguables, on remarque que ces deux linéations sont plus ou moins parallèles. La phase D1 correspond à un intense plissement à vergence NE, responsable de la création du Synclinal de Tandî. La phase D2a se marque par des plissements à vergence SW. La principale particularité de cette linéation L1+L2a est son orientation oblique par rapport au Synclinal de Tandî (D1), aux axes des plis P2a et, plus généralement, à ce segment de la chaîne himalayenne.

Au sud du terrain de cette étude, dans la zone des nappes cristallines de la Vallée de Kulu, FRANK et al. (1973, 1977) et THÖNI (1977) observent que la linéation minérale syn-métamorphique montre une orientation NE-SW "classique" (fig. 39). Cette linéation est interprétée comme étant principalement liée aux chevauchements des nappes cristallines en direction du SW et par conséquent aux mouvements tectoniques le long du *Main Central Thrust* (MCT). A plus grande échelle, une telle linéation est observée dans les gneiss du Cristallin du Haut-Himalaya (HHC) de l'ensemble de l'Himalaya et elle caractérisée par la remarquable constance de son orientation (BRUNEL 1986).

### Fig. 38

Carte des linéations dans le Haut-Lahul. Dans la région du Synclinal de Tandî, la linéation L1, associée aux plissements précoces à vergence NE, et la linéation L2a, liée aux plissements à vergence SW, sont généralement parallèles (fig. 30) et elles ont été confondues dans cette carte. L'orientation actuelle de cette linéation L1+L2a est la conséquence d'une réorientation lors d'une déformation cisailante ductile plus tardive D3 (fig. 39). L'orientation initiale de la déformation D1 est admise comme étant perpendiculaire à la direction régionale de l'axe du Synclinal de Tandî. L2b est associée aux plissements et failles inverses à vergence SW de la région du Baralacha La. Cette linéation s'observe aussi bien sur S0 que sur S2b. L3 correspond à des mouvements à vergence ESE à SE, montrant une composante dextre sur les foliations à fort pendage (S2b). L4 désigne une linéation relativement peu fréquente observée sur la schistosité de surface axiale S4 des plis tardifs à vergence NE.



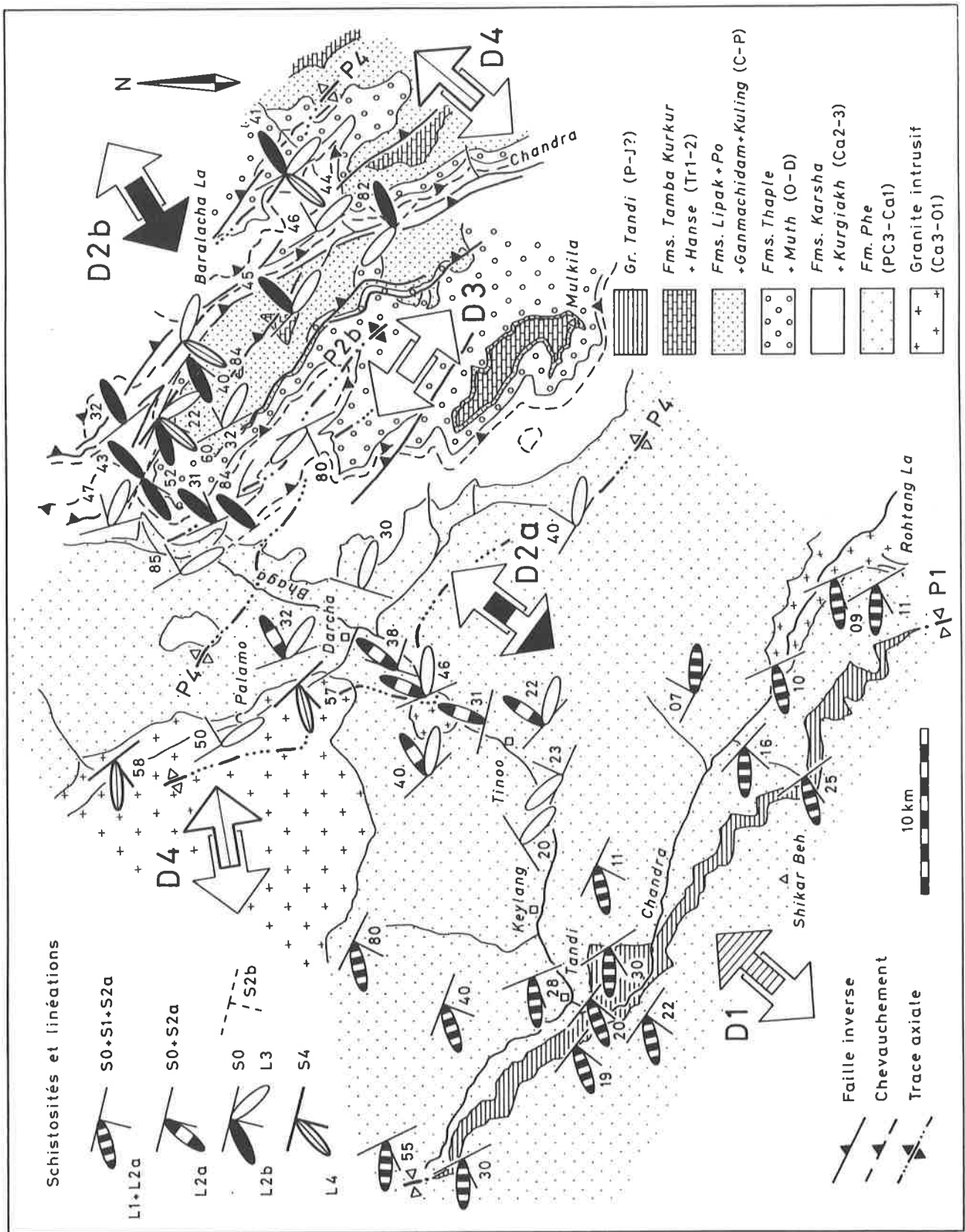


Fig. 38

Il apparaît donc que la linéation E-W de la partie sud du Haut-Lahul est localisée dans une zone orientée NW-SE d'environ 20 km de largeur, suivant la Vallée de la Chandra et longitudinale à l'Himalaya du NW (fig. 39). De part et d'autre de cette zone, la linéation E-W se relie à la linéation NE-SW par une rotation rapide mais graduelle. Le fait que la linéation E-W soit cantonnée à une zone relativement limitée indique qu'elle ne peut pas être la conséquence d'un changement de l'orientation des contraintes tectoniques responsables des mouvements chevauchants vers le SW (D2a).

Nous interprétons la linéation E-W de la Vallée de la Chandra comme étant la conséquence d'une **réorientation progressive des linéations syn-métamorphiques, dirigées originellement NE-SW, dans une zone de cisaillement ductile dextre**. Cette zone de cisaillement représente la principale structure associée à la phase D3 dans le Haut-Lahul. L'obliquité entre la linéation E-W et l'orientation de cette zone de cisaillement, telle que révélée par la carte (fig. 39), indique que la déformation n'a pas été suffisamment intense pour pouvoir réorienter ces marqueurs linéaires passifs parallèlement à la direction de cisaillement. Les axes des microplis P1, souvent orientés plus ou moins parallèlement à la linéation L1+L2a, ont aussi été affectés par le cisaillement dextre après avoir subi une réorientation dans la direction de L2a, lors de la déformation D2a (fig. 30).

Dans la Vallée de la Chandra, la zone de cisaillement dextre ne se marque que par la déformation passive des linéations antérieures. Nous n'avons pas observé dans cette zone de microstructures associées directement à ce cisaillement D3. Le fait que ce cisaillement déforme comme un marqueur passif la linéation syn-métamorphique associée aux charriages vers le SW (L2a) indique qu'elle est postérieure à l'initiation de ces mouvements tectoniques. De plus, le style ductile de cette déformation cisailante suggère qu'elle est syn- à tardi-métamorphique. Etant donné que les âges de refroidissement pour les biotites de cette région se situent autour de 16 Ma (FRANK et al. 1977), il est probable que **le cisaillement ait été principalement actif durant le Miocène inf.** Nous proposons le nom de **"Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra"** pour cette structure affectant la zone de transition entre les gneiss du Cristallin du Haut-Himalaya et les séries sédimentaires de l'Himalaya Téthysien.

### Fig. 39

Carte des linéations symmétamorphiques associées aux principaux mouvements tectoniques transverses à la chaîne himalayenne, dans les régions du Haut-Lahul et de la Vallée de Kulu. L1 désigne la linéation liée à la phase de plissement précoce à vergence NE (D1), responsable de la création du Synclinal de Tandi. La direction originelle de cette déformation est estimée perpendiculaire à l'axe de cette unité. L2a est associée aux plissements et charriages à vergence SW dans le HHC. Les linéations L1 et L2a sont parallèles et elles ont été confondues dans cette carte. La présence de L1 dans la région située au sud du Synclinal de Tandi est soupçonnée mais pas confirmée. L2b est associée aux plissements et charriages des unités de la Zone Téthysienne vers le SW (Nappe de Nyimaling-Tsarap). La flèche D2 indique la direction globale des déformations à vergence SW (D2a et D2b).

Unités tectoniques et structures: MBT: *Main Boundary Thrust*; LKRW: fenêtre tectonique de Larji-Kulu-Rampur; MCT: *Main Central Thrust*; HHC: Cristallin du Haut-Himalaya; CDSZ: Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra; TH: Himalaya Téthysien.

Cette carte a été établie à partir d'une compilation des données structurales de FRANK et al. (1973, 1977), POWELL & CONAGHAN (1973), THONI (1977), STECK et al. (1993a) ainsi que de nos propres observations. (Projection Schmidt-Lambert/hémisphère inférieur).

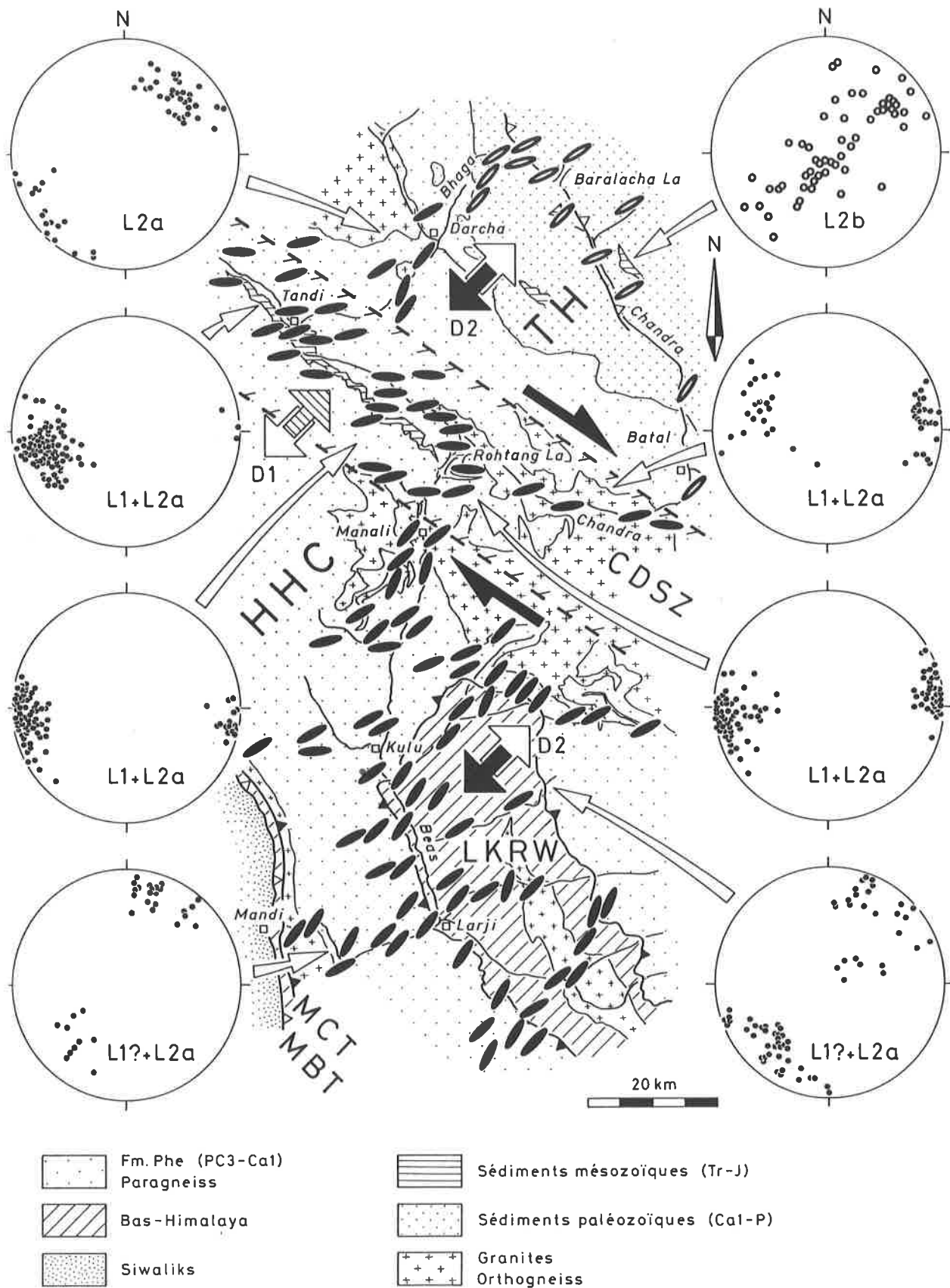


Fig. 39

## 8 EVOLUTION METAMORPHIQUE

### 8.1 Introduction

Les unités de la région du Haut-Lahul se situent à la limite de deux grands domaines géologiques himalayens. Au nord, les unités sédimentaires du bassin du Zaskar-Spiti (Zone Téthysienne) sont affectées par d'importants charriages tectoniques à vergence SW (STECK et al. 1993a et b). Au sud, une zone de nappes cristallines est aussi caractérisée par de considérables mouvements chevauchants dirigés vers le continent indien (FRANK et al. 1973, 1987). La compréhension des relations entre les unités du Haut-Lahul et ces domaines adjacents nécessite une connaissance des conditions métamorphiques caractérisant ces régions.

Le métamorphisme de la partie sud du Haut-Lahul ainsi que des unités situées au sud du terrain de cette étude a été précédemment analysé par FRANK et al. (1973, 1977). Quelques indications sur le métamorphisme de la partie nord du Haut-Lahul sont fournies par GARZANTI & BRIGNOLI (1989). Au nord de notre zone d'étude, le métamorphisme des unités de la Zone Téthysienne au SE Zaskar a été décrit par SPRING (1993), SPRING et al. (1993) et STECK et al. (1993a). Dans cette étude, le métamorphisme de la région du Haut-Lahul est décrit essentiellement sur la base de l'analyse des paragenèses minérales, ainsi qu'à partir des observations de FRANK et al. (1973 et 1977). Deux types de paragenèses ont été principalement étudiées:

- a) des paragenèses de la **séquence pélitique**, observées notamment dans la Fm. Phe constituant la plus grande partie de la zone d'étude. Notons toutefois que ces métasédiments sont rarement purement pélitiques et qu'il s'agit essentiellement de méta-siltites et de méta-arkoses;
- b) des paragenèses de la **séquence basique**, correspondant à des filons basaltiques observés principalement dans la partie nord du Haut-Lahul, mais aussi plus sporadiquement dans le reste de la zone d'étude.

La carte des paragenèses métamorphiques (fig. 40) met en évidence trois caractéristiques importantes du métamorphisme de la région du Haut-Lahul:

- 1) une **zone de faible métamorphisme** est observée dans les sédiments cambriens à triasiques de la partie nord de cette région;
- 2) un **métamorphisme progressif de type barrowien**, augmentant du NE vers le SW, caractérise l'ensemble de la région;
- 3) un **fort métamorphisme** est atteint dans une zone limitée, située dans la région de Khoksar dans la partie sud du Haut-Lahul.

Dans les chapitres suivants, le métamorphisme progressif du Haut-Lahul est décrit du NE au SW.

### 8.2 La zone de faible métamorphisme de la région du Baralacha La

Dans la partie nord du Haut-Lahul, au sud du Baralacha La, les sédiments de la Zone Téthysienne n'ont été affectés que par un faible métamorphisme et ils ont gardé essentiellement leurs caractéristiques sédimentaires. Dans les roches détritiques, l'empreinte métamorphique se marque généralement par une recristallisation en illite, mica blanc et chlorite de la matrice argileuse. Les micas blancs et chlorites détritiques (clastes) sont généralement préservés. Seules les roches pélitiques ou situées dans des zones de relativement intense déformation (plis, failles) possèdent une schistosité pénétrative (S2b). Pour la région du Baralacha La, une mesure des cristallinités de l'illite et de la chlorite dans un échantillon du Mb. Mauling (Cambrien inf.) de la Fm. Karsha indique des conditions métamorphiques correspondant à l'**anchizone supérieure** (GARZANTI & BRIGNOLI 1989). Un âge K/Ar de  $117 \pm 4$  Ma obtenu pour cette illite confirme que le métamorphisme n'a pas été suffisamment intense pour remettre à zéro "l'horloge" de ce système (BONHOMME & GARZANTI 1991).

Une étude systématique des cristallinités de l'illite dans cette région n'a pas été entreprise. Cependant, les paragenèses de la séquence basique confirment le faible degré métamorphique de cette zone. Les roches de cette séquence correspondent à des filons basaltiques anté-himalayens, recoupant les sédiments du Cambrien inf. au Carbonifère. Ces filons sont systématiquement métamorphisés et ils sont souvent recoupés par une schistosité pénétrative (S2b). Néanmoins, on observe par endroits une préservation partielle des textures et des paragenèses magmatiques, la recristallisation n'affectant que la matrice fine des roches. Une telle préservation des caractères primaires de roches basiques est fréquemment observé dans les zones de faible métamorphisme (LIU et al. 1987).

Dans les roches basiques, trois types de paragenèses métamorphiques sont observées:

- A) albite, chlorite, mica blanc, épidote-clinozoïsite ± calcite;
- B) albite, chlorite, épidote-clinozoïsite, actinote-trémolite, pumpellyite ± stilpnomélane, mica blanc, (sphène);
- C) albite, chlorite, épidote-clinozoïsite, actinote-trémolite ± stilpnomélane et/ou biotite verte, mica blanc, (sphène, calcite).

La paragenèse A domine dans les roches de la zone de faible métamorphisme. Bien qu'indiquant un très faible métamorphisme, cette paragenèse n'est pas typique. Une analyse par diffraction RX n'a pas révélé l'éventuelle présence de zéolites dans ces roches. Si la paragenèse A n'est pas incompatible avec le début du faciès schistes verts, l'absence d'actinote, de stilpnomélane et de biotite verte, présents dans la paragenèse C, suggère que ces conditions ne sont pas atteintes. Notons que l'analyse géochimique prouve que ces filons appartiennent à une même suite comagmatique. Les paragenèses métamorphiques sont donc peu influencées par des variations du chimisme originel de ces roches.

Sur plus de 50 échantillons analysés, la pumpellyite n'a été identifiée avec certitude que dans une seule roche. La paragenèse B est typique du faciès pumpellyite-actinote. La paragenèse C est caractéristique du début du faciès schistes verts. Cet assemblage minéral s'observe essentiellement dans les roches récoltées au nord de la principale faille inverse de la région du Baralacha La et il n'a été trouvé que dans un seul échantillon de la zone faiblement métamorphique.

En conséquent, la distribution des paragenèses de la séquence basique dans la partie nord du Haut-Lahul permet de délimiter une **zone de faible métamorphisme** correspondant à des conditions situées entre le **faciès pumpellyite-actinote** et le **début du faciès schistes verts**. Ces observations sont cohérentes avec la température de métamorphisme se situant autour des 300° indiquée par la couleur noire des conodontes extraits des carbonates du Carbonifère inf. de cette zone (Conodont color index no 5, EPSTEIN et al. 1977).

Dans la région du Baralacha La, au nord des vallées de la Bhaga et de la Chandra, le passage au faciès schistes verts se marque par l'apparition de l'actinote, du stilpnomélane et de la biotite verte dans les paragenèses basiques. Vers le NE, le métamorphisme augmente rapidement pour atteindre la faciès amphibolite (zone à staurotide-disthène) au sud de Sarchu, soit 15 km au nord-nord-est du Baralacha La (SPRING et al. 1993, SPRING 1993).

### 8.3 La zone à chlorite

Dans les roches essentiellement détritiques des parties centrales et sud du Haut-Lahul, FRANK et al. (1973) ont démontré l'existence d'une zonation métamorphique caractérisant un métamorphisme de type barrowien. En descendant la Vallée de la Bhaga du Baralacha La vers le village de Darcha en direction du SW, on observe une oblitération progressive de la texture détritique originelle des sédiments, associée à un développement intensif de la chlorite et du mica blanc. Une schistosité pénétrative (S2a) apparaît.

Une paragenèse métamorphique à **quartz, chlorite, mica blanc ± albite** caractérise ces roches de la **séquence pélitique**. Deux mesures de cristallinité de l'illite pour les régions Patseo et de Darcha indiquent le début de l'épizone (GARZANTI & BRIGNOLI 1989).

## 8.4 La zone à biotite

Dans les roches de la **séquence pélitique**, la zone à biotite apparaît au sud-ouest du village de Darcha et elle est caractérisée par un paragenèse à **quartz, biotite, mica blanc, chlorite ± albite-oligoclase**. En descendant la Vallée de la Bhaga vers le SW, la biotite devient de plus en plus importante dans les métasédiments. La texture détritique est généralement effacée et on observe une schistogenèse intense. Au sud-ouest du village de Tinoo, la schistosité principale (S2a) se superpose à une structure pénétrative plus ancienne (S1), préservée sous forme de microlithons. Comme le mentionnent FRANK et al. (1973), le passage entre les zones à chlorite et à biotite se fait graduellement dans une zone de 100 à 200 m d'épaisseur.

Quelques rares échantillons de **roches basiques** découvertes dans cette zone sont caractérisés par une paragenèse à **hornblende verte, albite-oligoclase, biotite et clinozoïsite**, caractéristiques du **faciès amphibolite à épidote**. Le granite de Jispa, ainsi qu'une partie du granite de Kade se situent aussi dans la zone à biotite. Lorsque ces roches sont peu déformées, on observe un remplacement de la biotite magmatique par de la chlorite et par une biotite métamorphique, parfois de couleur verte. De plus, la clinozoïsite apparaît et le plagioclase est systématiquement séricitisé et albitisé. Dans les zones plus déformées, on observe une recristallisation intense du quartz, de la biotite et du mica blanc.

## 8.5 La zone à grenat

La zone à grenat est localisée dans la Vallée de la Chandra, entre le village de Sissu et le Rohtang La. Une **paragenèse pélitique à quartz, biotite, grenat, oligoclase ± albite, mica blanc et chlorite** est typique de cette zone. Les phases minérales de cet assemblage semblent stables la plupart du temps. Cependant, on observe parfois des traces de déstabilisation se manifestant par une rétomorphose plus ou moins avancée des grenats en un assemblage de chlorite, mica blanc ± biotite. De rares **paragenèses basiques à hornblende verte, oligoclase, clinozoïsite et grenat** confirment des conditions métamorphiques entre le **faciès amphibolite à épidote** et le **faciès amphibolite inférieur**

### Fig. 40

Zonation métamorphique dans le Haut-Lahul et dans les régions adjacentes. Cette carte a été établie à partir de nos observations et d'une compilation des données de FRANK et al. (1973, 1977), SPRING et al. (1993), SPRING (1993) et STECK et al. (1993a). (A) à (D) indiquent la localisation des datations radiométriques suivantes (âges en Ma):

(A) Mb (mica blanc)  $22.8 \pm 0.5$  et Bi (biotite)  $20.8 \pm 0.4$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (SPRING 1993).

(B) Bi:  $20 \pm 0.3$ ,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (POGNANTE et al. 1990).

(C) Bi:  $21 \pm 2$ , K/Ar (PANDE & KUMAR 1974).

(D) Mb:  $29 \pm 4$  (moyenne) et Bi:  $16.5 \pm 2$  (moyenne),  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (FRANK et al. 1977). Mb:  $28 \pm 1$  à  $24 \pm 1$  et Bi:  $18 \pm 0.5$  à  $15.3 \pm 0.5$ ,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (MEHTA 1977).

Abréviations: Qz: quartz; Mb: mica blanc; Chl: chlorite; Ab: albite; Olig: oligoclase; Bi: biotite; Gr: grenat; Clz: clinozoïsite; Ep: épidote; Act: actinote; Tr: trémolite; Pu: pumpellyite; Stilp: stilpnomélane; Cc: calcite; Hbl: hornblende verte.

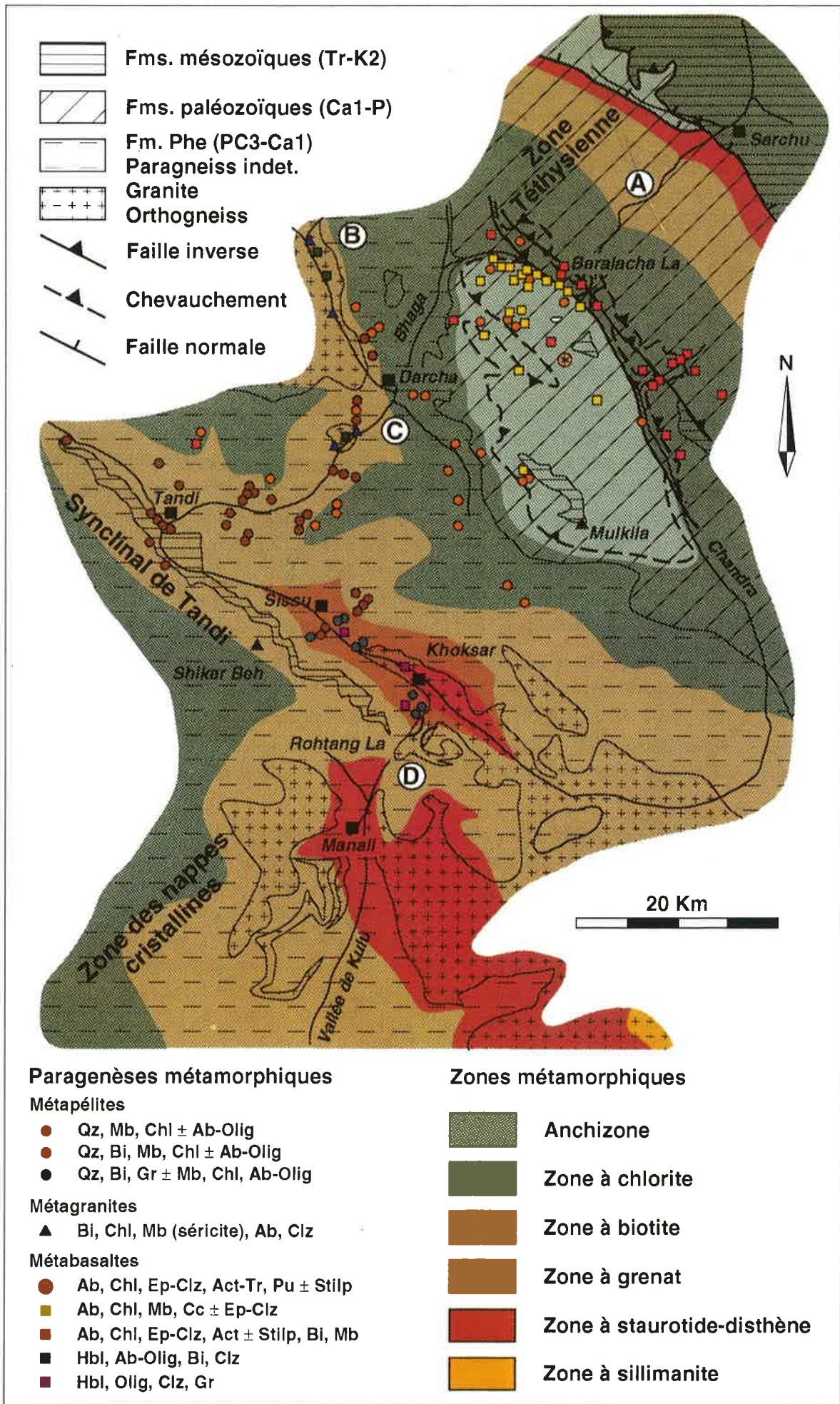


Fig. 40

## 8.6 La zone à staurotide-disthène

Nous n'avons pas trouvé de paragenèses à staurotide-disthène dans nos échantillons et nous basons donc notre description de cette zone sur les observations de FRANK et al. (1973, 1977). Selon ces auteurs, l'apparition du disthène et généralement combinée à celle de la staurotide et elle est limitée aux roches occupant le fond de la Vallée de la Chandra au sud-est du village de Khoksar. Toutefois ces occurrences minérales sont rares, probablement en conséquence du chimisme global des roches. La présence de sillimanite dans ces roches est exceptionnelle. Cette zone à staurotide-disthène correspond à une "fenêtre métamorphique" associée au fort métamorphisme de la zone des nappes cristallines dans la Vallée de Kulu, au sud du Rohtang La.

## 8.7 L'âge du métamorphisme

Dans le Haut-Lahul, des datations géochronologiques de minéraux métamorphiques ont été effectuées par plusieurs équipes. Les âges obtenus sont indiqués dans la fig. 40. Selon FRANK et al. (1977), les âges  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  situés entre 21 et 16 Ma des biotites de la zone des nappes cristallines de la Vallée de Kulu sont liés au chevauchement de ces unités vers le SW. Dans la région du Rohtang La, des âges comparables varient entre 18 et 15 Ma pour les mêmes minéraux et par la même méthode sont donnés par MEHTA (1977). Plus au NW, dans le Cristallin du Haut-Himalaya de la Vallée de la Chenab au sud de Kishtwar, des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de micas blancs (21-22 Ma) et de biotites (~16 Ma) indiquent pour FRANK et al. (1993) que le MCT n'était actif qu'à partir de 23 Ma. Il convient toutefois de noter qu'il s'agit d'âges de refroidissement et que l'âge de l'initiation du MCT reste encore relativement mal contraint (LEFORT 1989).

Dans la partie centrale du Haut-Lahul, des âges K/Ar et  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  situés entre 21 et 20 Ma ont été mesurés pour des biotites par PANDE & KUMAR (1974) et POGNANTE et al. (1990). Ce métamorphisme est donc plus ou moins contemporain du magmatisme granitique tertiaire représenté au NW du terrain de cette étude par le Granite du Gumborajan, dont l'âge se situe autour de 19 Ma (VILLA & ODDONE 1988), ainsi que par le Granite d'Oji Bihal d'âge Oligocène-Miocène (22-24 Ma, monazite,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , données personnelles inédites)

Selon FRANK et al. (1977), une phase métamorphique plus ancienne est mise en évidence par les datations dans la partie sud du Haut-Lahul. En effet, selon ces auteurs la différence d'âge ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ) entre les biotites (âge moyen  $16 \pm 2$  Ma) et les micas blancs (âge moyen  $29 \pm 4$  Ma) de la région du Rohtang La ne peut pas être interprétée comme étant liée à un seul processus de refroidissement. Pour la même région, MEHTA (1977) obtient par la même méthode des âges de micas blancs situés entre  $28 \pm 1$  et  $24 \pm 1$  Ma. Pour FRANK et al. (1977), les âges de refroidissement des micas blancs de cette région indiqueraient que le pic du métamorphisme dans la région du Haut-Lahul se situe entre 30 et 40 Ma et cet événement métamorphique serait donc plus ancien que l'initiation du MCT.

En conclusion, deux épisodes de métamorphisme sont mis en évidence par les datations géochronologiques dans les unités du Haut-Lahul; le premier, d'âge Eocène sup. à Oligocène inf., précède l'activation du *Main Central Thrust* et le second, d'âge Miocène inf., est contemporain de l'initiation du MCT.



## 9 DISCUSSION DES DONNEES STRUCTURALES ET METAMORPHIQUES

### 9.1 La phase D1: le Synclinal de Tandi et la Nappe du Shikar Beh

Le Synclinal de Tandi correspond à une structure synforme associée à la première phase de déformation régionale tertiaire D1, observable dans cette partie de l'Himalaya (cf. ch. 7.2). Nos observations ne confirment donc qu'en partie les interprétations de POWELL & CONAGHAN (1973), pour lesquels l'unité de Tandi est une antiforme de première phase, et celles de SRIKANTIA & BHARGAVA (1976, 1979), pour lesquels il s'agit d'une synforme de deuxième phase.

La principale implication de cette structure sur l'évolution tectonique himalayenne est qu'elle témoigne d'une déformation précoce à vergence NE. Cette vergence est opposée à celle des principales phases de chevauchements et de plissements caractérisant classiquement l'orogénèse himalayenne. Si des plis "en retour", c'est à dire à vergence NE, sont souvent typiques des stades tardifs de la tectonique tertiaire de l'Himalaya (e.g. STUTZ 1988, SPRING 1993, STECK et al. 1993), le **Synclinal de Tandi** est à ce jour le seul exemple de **structure himalayenne à vergence NE précédant les importants procharriages vers le SW**.

SRIKANTIA & BHARGAVA (1976, 1979) expliquent la vergence "anormale" de cette structure par la présence d'un plan de chevauchement majeur à vergence NE (*South Lahaul Thrust*), antithétique et contemporain du *Main Central Thrust* (MCT) et recoupant le flanc supérieur du Synclinal de Tandi. Notre étude ne confirme pas l'existence d'un tel chevauchement. Le Synclinal de Tandi correspond au contraire à une déformation ductile continue, associée à un intense cisaillement vers le NE. Pour FRANK et al. (1987), la vergence NE de cette structure traduirait une hétérogénéité des déformations dépendant de la distribution locale de "blocs" rigides, lors du charriages des nappes cristallines vers le SW.

Nous interprétons la vergence inhabituelle du Synclinal de Tandi comme témoignant du charriage vers le NE d'une nappe responsable de l'intense métamorphisme régional de la partie sud du Haut-Lahul (cf. ch. 9.6). Cette structure a été baptisée la **Nappe du Shikar Beh** (STECK et al. 1993 a et b). Notons encore que dans le cadre de cette étude, la phase D1 n'a été mise en évidence que dans la partie sud du Haut-Lahul. En effet, l'empreinte de cette déformation disparaît environ 16 km au nord-est du Synclinal de Tandi. L'intensité de cette déformation indique qu'elle affecte aussi très probablement les unités du Cristallin du Haut-Himalaya dans la Vallée de Kulu, au sud du terrain de cette étude.

L'étude stratigraphique démontre que la bordure nord du continent indien correspondait à une marge de type flexural lors du rifting de la Néo-Téthys (cf. ch. 5). Ce fait implique que le détachement initial et les principales failles pouvant être associées dans la marge devaient être inclinée vers le SW (e.g. NIELSEN & BROOKS 1981, STAMPFLI et al. 1991, FAVRE & STAMPFLI 1992), c'est-à-dire en direction de l'Inde. Les mouvements tectoniques précoces à vergence NE responsables de la création du Synclinal de Tandi pourraient être la conséquence de la réactivation d'une telle faille intracrustale, lors des premiers stades de la collision continentale. Durant de la tectogénèse éoalpine précoce des Montagnes d'Oman, un tel phénomène est responsable de plissements à vergence NE de la couverture de la plaque arabe, lors des stades précoces de la subduction de cette dernière vers le NE, sous la lithosphère de la Néo-Téthys (LEMÉTOUR 1988, fig. VIII 45).

## 9.2 La phase D2a: la zone des racines des nappes cristallines

Aucune structure majeure associée à la phase D2a n'a été mise en évidence dans le Haut-Lahul. Cette déformation ductile syn-métamorphique correspond à d'intenses plissements à vergence SW (cf. ch. 7.2). Son influence apparaît dans la partie centrale du Haut-Lahul et son intensité augmente en direction du SW. Cette phase replisse le Synclinal de Tandi (D1). La déformation D2a est associée aux importants charriages et plissements à vergence SW caractérisant la zone des nappes cristallines (HHC) dans la Vallée de Kulu, au sud du terrain de cette étude (FRANK et al. 1973, 1977, THÖNI 1977). La phase D2a est donc contemporaine de l'activité du MCT. La zonation de la phase D2a confirme les données métamorphiques indiquant que la partie centrale du Haut-Lahul représente la zone d'origine (zone des racines) des nappes cristallines du HHC (cf. ch. 9.6).

## 9.3 La phase D2b: le front de la Nappe de Nyimaling-Tsarap

La structuration des unités du Haut-Himalaya au Haut-Lahul est principalement la conséquence d'une déformation à vergence SW (D2b). Cette déformation se caractérise par plusieurs types de structures (cf. ch. 7.3). Un chevauchement discret, correspondant à un décollement suivant des argilites cambriennes, ne perturbe que relativement peu la séquence stratigraphique normale et indique une tectonique de type "rampes et plats". Un système de failles inverses marque sans doute la dispersion des déformations au front d'un chevauchement situé plus en profondeur vers le NE. Ces failles inverses correspondent, au moins en partie, à une réactivation de structures d'extension anté-himalayennes.

La plus importante de ces failles inverses a été l'objet de différentes interprétations. Alors que NANDA & SINGH (1977) la considèrent comme une structure de compression, SRIKANTIA & BHARGAVA (1976) et FUCHS (1987) la représentent comme une faille verticale dans leurs coupes tectoniques. Pour KANWAR & AHLUWALIA (1979), il s'agit d'une faille normale se verticalisant et passant à une faille inverse vers le SE. Ces contradictions sont liées au fait que les pendages vers le NE des failles inverses de la région du Baralacha La ont été fortement redressés, voire même parfois renversés par la déformation D4 à vergence NE.

Les plissements à vergence SW liés à la phase D2b sont relativement peu importants. Nous n'avons pas observé dans les formations carbonifères composant les sommets situés juste au sud du Baralacha La de grand plis isoclinaux couchés et deversés vers le NE comme le propose FUCHS (1987). La déformation D2b correspond donc à une tectonique généralement peu ductile, caractéristique d'un niveau crustal relativement superficiel. L'ensemble de ces structures indique un raccourcissement crustal de plus de 18 km.

Si on ne considérait que les structures à vergence SW observées dans la région du Baralacha La, il ne serait pas possible d'exclure que le chevauchement suivant les argilites du Mb. Surichun et l'ensemble des failles inverses se relie en profondeur vers le NE à un ou plusieurs importants niveaux de décollement discret (*imbricate fan*; BOYER & ELLIOT 1982), caractérisant une tectonique de style "thin skinned". Un tel style tectonique a été proposé pour les nappes de la Zone Téthysienne du Zaskar et parfois de façon plus générale pour l'ensemble de l'Himalaya du NW (SEARLE 1986, SEARLE et al. 1987, 1988, McELROY et al. 1990).

L'étude cartographique et structurale de la traverse continue de la Suture de l'Indus-Yarlung au Cristallin du Haut-Himalaya dans laquelle s'inscrit notre travail démontre sans ambiguïté qu'un tel style de tectonique n'est pas envisageable à grande échelle pour les nappes de cette région (STUTZ & STECK 1986, STUTZ 1988, SPRING & CRESPO-BLANC 1992, SPRING 1993, STECK et al. 1993a et b). Dans les nappes du SE Zaskar (Nappe de Nyimaling-Tsarap), les structures "cassantes" des niveaux structuraux superficiels sont relayés en profondeur par une déformation ductile représentée par d'intenses plissements et cisaillements. Le chevauchement basal de la Nappe de Nyimaling-Tsarap ne correspond pas à un niveau de décollement discret mais plutôt à une importante zone de cisaillement ductile.

Le passage de structures superficielles “cassantes” à des déformations profondes ductiles liées à une importante zone de cisaillement est caractéristique d’une tectonique de type “structures imbriquées” (DE MARGERIE & HEIM 1888).

Nous interprétons les structures de la phase D2b de la région du Baralacha La comme correspondant à une telle structure imbriquée, associée à la partie frontale de la Nappe de Nyimaling-Tsarap (STECK et al. 1993a et b).

## 9.4 La phase D3: la Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra

Dans la Vallée de la Chandra, POWELL & CONAGHAN (1973) sont les premiers à avoir mis en évidence l’orientation inhabituelle E-W de la linéation principale qu’ils considèrent comme étant associée essentiellement à la phase D1. Si ces auteurs admettent que l’orientation de cette linéation n’est pas compatible avec la direction classique de transport tectonique vers le SW des unités himalayennes, ils ne proposent pas d’explication à cette observation. Ils suggèrent néanmoins que l’intense développement de cette linéation indique que cette structure se prolonge probablement dans les districts adjacents. Pour MEHTA (1977, 1978), la constance de l’orientation de cette linéation démontre qu’elle ne peut pas être associée à une déformation précoce et il l’interprète comme étant liée à une phase himalayenne “D3”, postérieure à deux phases tectoniques anté-himalayennes.

Notre analyse structurale démontre que la déformation responsable de la création du Synclinal de Tandî correspond à la première phase tectonique (D1) observable dans cette partie de l’Himalaya (cf. ch. 7.2), en accord avec les observations de POWELL & CONAGHAN (1973). Le fait que cette déformation affecte aussi bien les paragneiss que les métasédiments du Synclinal de Tandî prouve qu’elle est au moins postérieure aux sédiments les plus jeunes de cette unité, c’est-à-dire au Trias, voire probablement au Jurassique. De plus, la cristallisation des minéraux marquant la linéation L1 dans les gneiss est contemporaine du métamorphisme tertiaire. Par conséquent, l’évolution tectono-métamorphique des unités du Haut-Lahul est essentiellement liée à l’orogénèse himalayenne (POWELL & CONAGHAN 1973, 1978, FRANK et al. 1973, 1977).

L’orientation E-W de la linéation dans la partie sud du Haut-Lahul est la conséquence d’une réorientation de ces structures par une déformation cisailante postérieure (cf. ch. 7.5). Les principales caractéristiques de la **Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra** peuvent être résumées de la façon suivante:

- 1) il s’agit d’un couloir de déformation cisailante ductile dextre longitudinal à la chaîne himalayenne et suivant la zone de transition progressive entre le Cristallin du Haut-Himalaya et l’Himalaya Téthysien;
- 2) cette structure est postérieure à l’initiation des principaux mouvements tectoniques à vergence SW et elle est probablement syn- à tardi-métamorphique. Elle a donc probablement été active durant le Miocène inf.

Plusieurs structures cisailantes majeures occupant une position tectonique comparable ont été mises en évidence récemment dans de nombreuses parties de l’Himalaya. Au sud-est du Haut-Lahul, ces structures ont été observées au **Garhwal** (PÊCHER & SCAILLET 1989), au **Népal central** (PÊCHER et al. 1984, 1991, PÊCHER & BOUCHEZ 1987, PÊCHER 1991) et au **sud Tibet** (BURG et al. 1984, BRUN et al. 1985, BURCHFIEL & ROYDEN 1985, BURCHFIEL et al. 1992). Ces structures ont plusieurs caractéristiques en commun:

- 1) il s’agit d’un “corridor” de cisaillement ductile situés au contact entre le Cristallin du Haut-Himalaya (HHC) et la Zone Téthysienne (Zone Tibétaine);

- 2) ce cisaillement est principalement dextre, mais il peut être associé à des structures d'extension plus ou moins importantes;
- 3) lorsque l'on monte dans la pile tectono-métamorphique du HHC et que l'on s'approche du contact avec l'Himalaya Téthysien, le cisaillement dextre se marque par une rotation progressive, dans le sens horaire, des linéations syn-métamorphiques NE-SW liées aux charriages vers le SW. Une linéation syn-métamorphique contemporaine du cisaillement est parfois observée;
- 4) ces structures cisailantes ont été active entre l'Oligocène sup. et le Miocène moyen (15-25 Ma). Cet âge est contraint par le fait que ces mouvements cisailants sont contemporains à postérieurs à l'emplacement de granites d'âge Oligocène sup. à Miocène inf. et qu'il sont parfois associés à des recristallisations syn-métamorphiques d'âge Miocène inf. à moyen (PÊCHER et 1991). Dans la région du Mt. Everest, des datations géochronologiques démontrent que les structures d'extension ont été actives entre 19 et 22 Ma, c'est-à-dire durant le Miocène inf. (HODGES et 1992).

Au nord-ouest du Haut-Lahul, le contact entre le HHC et l'Himalaya Téthysien est aussi affecté par d'intenses mouvements cisailants. Au Zaskar, une zone de cisaillement normal (d'extension) est responsable d'un passage très rapide mais progressif entre les sédiments anchimétamorphiques de la Zone Téthysienne, au nord-est, et les gneiss hautement métamorphiques du HHC, au sud-ouest (HERREN 1987, KÜNDIG 1989). Cette importante zone de cisaillement de 2 à 7 km de largeur est cartographiée sur plus de 100 km et elle est associée à un rejet de plus de 19 km. Vers le NW, cette zone de cisaillement en extension passe latéralement, dans la Vallée de la Suru, à une zone de cisaillement ductile dextre associée à une linéation E-W (PÊCHER 1991, GAPAIS et al. 1993). Pour GAPAIS et al. (1993), ces structures sont associées à une extension orientée globalement E-W affectant l'ensemble du HHC au Ladakh-Zaskar. Cette extension est plus ou moins contemporaine de l'intrusion de granites d'âge Oligocène sup. à Miocène inf. (25 Ma). Pour ces auteurs, les dômes granitiques et gneissiques mis en évidence dans cette région (HONEGGER et al. 1982, HONEGGER 1983, KÜNDIG 1988, 1989) sont associés à ce phénomène d'extension. Selon MATTAUER & BRUNEL (1989) et GUILLOT et al. (1993) la mise en place des granites tertiaires serait aussi une conséquence de cette extension.

Il apparaît donc que dans de nombreuses parties de l'Himalaya, la zone de passage entre le Cristallin du Haut-Himalaya et la Zone Téthysienne est fréquemment le lieu d'intenses déformations cisailantes à composante dextre et/ou normale. L'ensemble de ces structures est interprété comme constituant un système majeur de "détachements" structuraux, nommé *North Himalayan Shear Zone* (PÊCHER et al. 1991) ou *South Tibetan Detachment System* (BURCHFIEL et al. 1992).

L'analyse structurale du Haut-Lahul ainsi que des régions adjacentes plus au nord (STUTZ & STECK 1986, STUTZ 1988, SPRING & CRESPO-BLANC 1992, SPRING 1993, STECK et al. 1993a et b) fournit plusieurs indications quant au lien entre la zone de cisaillement normal du Zaskar et les structures cisailantes généralement dextres décrites vers le SW au Garhwal, au Népal et au sud Tibet. Dans la région du Haut-Lahul, plusieurs auteurs ont interprété le passage entre les gneiss HHC et la Zone Téthysienne comme étant un contact tectonique. Il s'agit du chevauchement de la "Nappe de Phugtal", séparant la Fm. Phe ou la Fm. Karsha de métasédiments attribués au HHC (BAUD et al 1984, GAETANI et al. 1985). Après la découverte de la Zone de Cisaillement du Zaskar (HERREN 1987), il a été proposé que cette structure se prolonge vers le SE à travers le Haut-Lahul (SEARLE et al. 1987, 1988). De même, dans le but de relier la Zone de Cisaillement du Zaskar aux structures comparables du Kumaun et du Népal pour en faire une structure continue (*Trans-Himadri fault*), VALDIYA (1989) réinterprète en faille normale le chevauchement de la "Nappe de Phugtal".

Contrairement à ces hypothèses, notre étude démontre sans ambiguïté que dans le Haut-Lahul, le passage entre le Cristallin du Haut-Himalaya (HHC) et la Zone Téthysienne est progressif et se fait sans discontinuité tectonique majeure, ni saut du métamorphisme. Ce fait confirme donc les observations de FRANK et al. (1973, 1977) et de FUCHS (1987). Par conséquent, contrairement aux domaines situés au NW et au SE, on n'observe pas, dans le Haut Lahul, de "détachement" structural entre ces deux unités.

Dans le but d'expliquer ce contraste, une synthèse des données structurales associées aux principales déformations cisailantes observées dans l'Himalaya du NW a été effectuée (fig. 41). Les principaux points mis en évidence sont les suivants.

- 1) Du district de Chamba (NW) au Garhwal (SE), la linéation principale syn-métamorphique associée aux chevauchements vers le SW dans le HHC montre une orientation NE-SW relativement constante.
- 2) A la transition HHC-Zone Téthysienne, la Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra (*Chandra Dextral Shear Zone*: CDSZ) semble pouvoir se relier vers le SE à la Zone de Cisaillement Dextre du Garhwal mise en évidence par PÊCHER et SCAILLET (1989). Cependant, vers le NW la CDSZ se prolonge dans le HHC et elle ne suit donc plus le contact avec la Zone Téthysienne. La CDSZ ne se relie donc pas directement à la Zone de Cisaillement du Zaskar. Il convient d'ailleurs de noter que la CDSZ n'est pas associée à une composante extensive importante. On n'observe notamment pas de perturbation des isogrades dans la Vallée de la Chandra (FRANK et al. 1973, 1977).
- 3) Il est par contre très probable que la Zone de Cisaillement du Zaskar se prolonge vers le SE dans la Vallée de la Lingti, à la frontière entre le Haut-Lahul et le SE Zaskar. Dans les unités de la Zone Téthysienne de cette région, SPRING & CRESPO-BLANC (1992), SPRING (1993) et STECK et al. (1993a et b) ont mis en évidence que les déformations à vergence SW sont suivies par: a) un cisaillement dextre tardi-métamorphique déformant les linéations syn-métamorphiques antérieures (**Zone de Cisaillement Dextre de Sarchu**); b) une importante phase de plis et de chevauchements à vergence NE ("en retour") post-métamorphique; c) une extension le long de failles normales inclinées vers le NE et dont la **Faille de Sarchu** représente l'expression la plus tardive. L'ensemble de ces structures post-métamorphiques est associé à la formation d'un dôme tectonique. La Faille de Sarchu est interprétée comme étant la continuation de la Zone de Cisaillement du Zaskar dans un niveau structural plus élevé. Ainsi, dans la partie SE du Zaskar, cette structure ne suit plus le contact entre le HHC et l'Himalaya Téthysien mais elle recoupe ce dernier domaine.

Si on reconsidère, pour l'ensemble du Cristallin du Haut-Himalaya et de la Zone Téthysienne, les informations concernant les déformations cisailantes postérieures à l'initiation des grands charriages himalayens vers le SW, on peut faire les remarques suivantes.

- 1) Dans les parties centrale et sud-ouest de l'Himalaya (Garhwal, Népal et S Tibet), le contact HHC-Zone Téthysienne est affecté par un cisaillement ductile principalement dextre, mais auquel est parfois liée une composante extensive plus ou moins importante. Cette structure correspond à un couloir de déformation relativement étroit (PÊCHER 1991, PÊCHER et al 1991).
- 2) Dans la partie nord-ouest de l'Himalaya (Zaskar-Ladakh), une extension plus généralisée affecte l'ensemble du HHC (HERREN 1987, KÜNDIG 1989, GAPAIS et al. 1993). L'expression la plus intense de cette extension est représentée par la Zone de Cisaillement normal du Zaskar. Cette structure ne possède pas de composante dextre mais elle passe latéralement vers le NW à une zone de cisaillement dextre, dans la Vallée de la Suru.
- 3) Entre ces deux domaines, dans les régions du Haut-Lahul et du SE Zaskar, les composantes dextre (Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra: CDSZ) et normale (Faille de Sarchu; SPRING 1993) de la déformation cisailante sont séparées et éloignées de plus de 80 km.

Remarquons que la déformation associée à la CDSZ semble moins intense que dans les structures équivalentes décrites plus au sud-est (Garhwal, Népal, S Tibet). En effet, ces dernières sont souvent caractérisées par la présence de zone de cisaillement intense avec recristallisation de minéraux syn-métamorphiques (sillimanite), par une réorientation complète des linéations antérieures parallèlement à la direction de cisaillement, par des fabriques C-S dans les roches ou encore par la présence de zones mylonitiques (e.g. PÊCHER 1991). Dans la CDSZ, aucun de ces phénomènes n'est observé. Il semble donc que l'intensité du cisaillement dextre augmente du NW (Zaskar-Lahul) vers le SE (Garhwal, Népal, S Tibet).

Dans le sens contraire, l'intensité de la Zone de Cisaillement normal du Zaskar semble diminuer du NW vers le SE. En effet, alors que le rejet vertical de cette structure est estimé à 19 km dans la partie centrale du Zaskar (HERREN 1987), le rejet de la Faille de Sarchu est de 10 km pour la partie nord-ouest de la structure, et il n'est plus que de 4 à 5 km dans la partie SE (SPRING 1993). Il convient de noter toutefois que le rejet de la Faille de Sarchu est calculé sur la base de la différence de degré du métamorphisme dans les unités mises en contact par la faille. La variation latérale du rejet apparent de la Faille de Sarchu pourrait donc aussi être la conséquence de déformations antérieures ayant perturbé les isogrades métamorphiques (SPRING 1993).

La Zone de Cisaillement normal du Zaskar ne se relie donc pas directement au couloir de déformation cisailante caractérisant la zone de transition HHC-Zone Téthysienne du Garhwal au S Tibet. Nous interprétons les structures cisailantes du Haut-Lahul (CDSZ) et du SE Zaskar (Faille de Sarchu) comme étant associées à une zone de relais "en échelon" entre un domaine au sud-est caractérisé par une déformation cisailante principalement dextre et localisée dans un couloir relativement étroit, et un domaine plus vaste au nord-ouest subissant principalement une extension (fig. 42).

Cette interprétation implique que la déformation cisailante au Haut-Lahul et SE Zaskar soit plus dispersée que dans les régions adjacentes au nord-ouest et au sud-est. Ce fait expliquerait parfaitement le passage progressif et continu entre le HHC et l'Himalaya Téthysien observé dans le Haut-Lahul. A plus grande échelle, cette interprétation implique que la *North Himalayan Shear Zone* ne soit pas continue du Zaskar au S Tibet, et il est par conséquent peu probable que cette structure représente la réactivation d'un chevauchement comme le proposent VALDIYA (1989) et JAIN et al. (1992).

### Fig. 41

Carte des principales structures cisailantes observées dans l'Himalaya du NW. Les ellipses en noir représentent les linéations syn-métamorphiques associées aux principaux mouvements tectoniques transverses à la chaîne himalayenne (Eocène-Miocène inf.). Les ellipses en blanc indiquent les linéations liées aux cisaillements dextres et ou normaux syn- à tardi-métamorphiques (Oligocène sup.-Miocène inf.). L'encadré (A) désigne la région représentée à la fig. 39.

Unités tectoniques et chevauchements: MBT: *Main Boundary Thrust*; LH: Bas-Himalaya; KW et LKRW: fenêtres tectoniques de Kishtwar et de Larji-Kulu-Rampur; MCT: *Main Central Thrust*; VT: *Vaikrita Thrust*; HHC: Cristallin du Haut-Himalaya; TH: Himalaya Téthysien; IYS: Suture de l'Indus-Yarlung; LB: Batholithe du Ladakh; OBG: Granite d'Oji Bihal ( $22.05 \pm 1$  à  $24.3 \pm 1$  Ma, monazites,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ , ROM Toronto, analyste F. Bussy, données personnelles inédites)

Principales zones de cisaillement: ZSZ: Zone de Cisaillement normal du Zaskar (HERREN 1987, KÜNDIG 1988, 1989, GAPAIS et al. 1993); NDSZ: Z. C. Dextre de Nyimaling (STUTZ & STECK 1986, STUTZ 1988); SDSZ et SF: Z. C. Dextre et Faille de Sarchu (SPRING & CRESPO-BLANC 1992, SPRING 1993, STECK et al. 1993a et b); CDSZ: Z. C. Dextre de la Chandra (ce travail); GDSZ: Z. C. Dextre du Garhwal (PÊCHER & SCAILLET 1989).

Structures quaternaires: KF: Faille du Karakorum; LPH et SB: horst de Leo Pargil et bassin de la Sutlej (bassin en "pull apart" (?); NI & BARAZANGI 1985).

La géologie et les mesures de linéations ont été compilées à partir des travaux précédemment cités et de FRANK et al. (1973, 1977, 1987), POWELL & CONAGHAN (1973), THAKUR & TANDON (1976), THÖNI (1977), GUPTA et al. (1978), SINGH (1979), HONEGGER (1983), JAIN & ANAND (1988), STÄUBLI (1989), POGNANTE et al. (1990), de données inédites de B. Grasmann et de P. Guntli, ainsi que de nos propres observations.

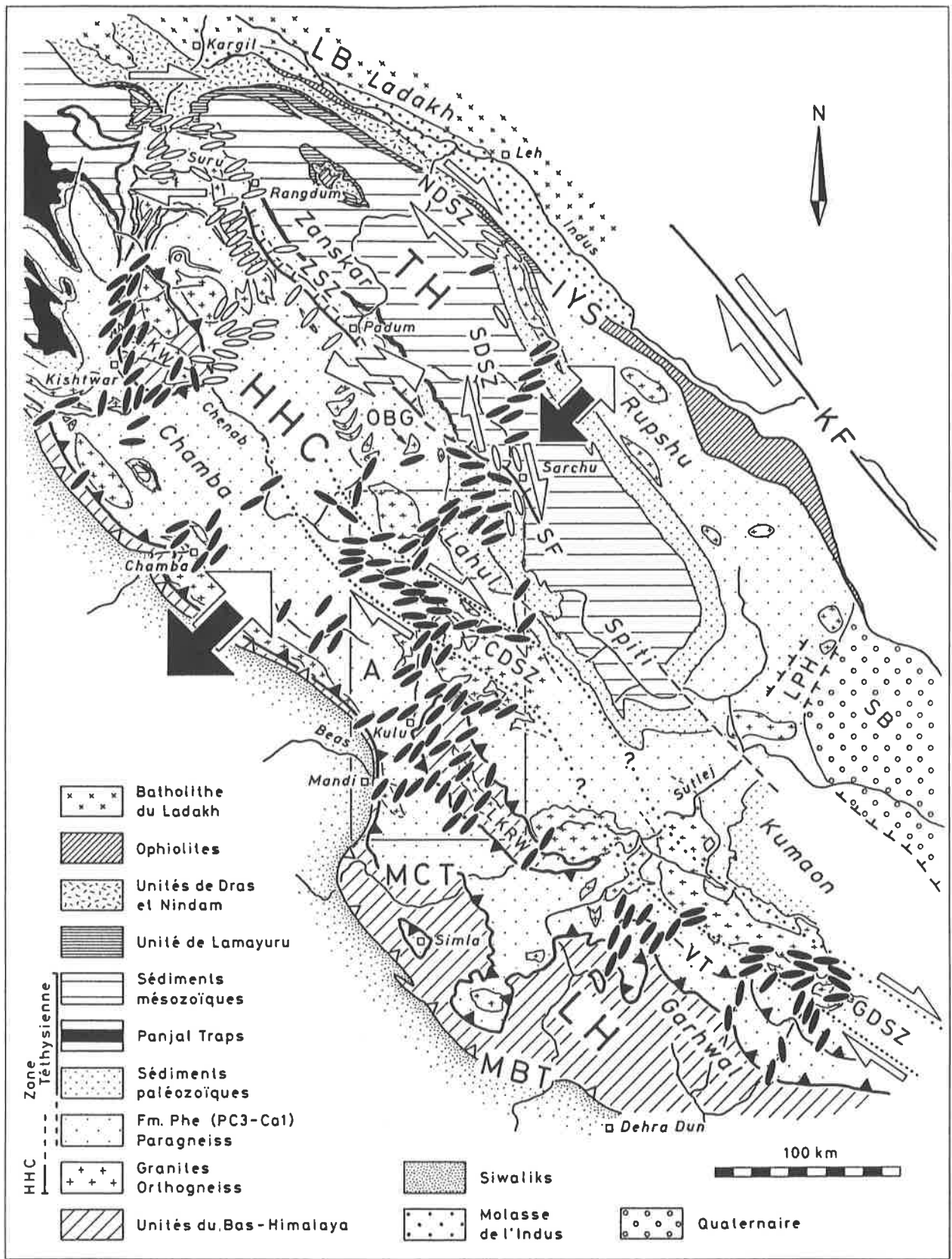


Fig. 41

Au nord-est de la CDSZ, la déformation D3 se marque essentiellement par la linéation L3, correspondant à des glissements “couches sur couches” du compartiment supérieur en direction du SE parallèlement aux foliations peu inclinées et à des cisaillements dextres le long des foliations à fort pendage (cf. chs. 7.3 et 7.4). L3 représente soit des mouvements plus tardifs de la phase D3, soit son expression dans des niveaux structuraux plus élevés. Cette dernière possibilité nous semble la plus probable étant donné que si cette linéation est observée dans l’ensemble des roches relativement peu métamorphiques (anchizone supérieure à début de la zone à biotite), son empreinte disparaît dans la partie sud du Haut-Lahul (zone à biotite et zone à staurotide-disthène) où elle est très probablement relayée par une déformation plus ductile (cf. figs. 38 et 40).

Le vaste **dôme tectonique** affectant la partie centrale du Haut-Lahul est probablement aussi associé à la phase D3. Ce doming semble être provoqué par la surrection des granites cambro-ordovicien (FRANK et al 1977) du Kade, de Jispa et de Khokar (fig. 2) dont la signature géochimique commune suggère qu’ils pourraient constituer un seul pluton en profondeur (données personnelles inédites). Il est possible que comme pour les régions de la Suru (GAPAIS et al. 1993) et du Massif de Nyimaling (STUTZ & STECK 1986, STUTZ 1988), ce phénomène de doming soit la conséquence de mouvements tectoniques cisailants dextres et/ou normaux (fig. 42 A).

## Fig. 42

Structures cisailantes dextres et/ou normales de l’Oligocène sup.-Miocène moyen dans l’Himalaya et les cisaillements quaternaires au Tibet

- A) Relais progressif “en échelon” entre le système en extension Zone de Cisaillement du Zaskar (ZSZ)-Faille de Sarchu (SF) et les zones de cisaillement de la Chandra (CDSZ) et du Garhwal (GDSZ) à composante principalement dextre. D’après les mêmes références qu’à la fig. 41. Les dômes tectoniques du Zaskar (ZD: KÜNDIG 1989, GAPAIS et al. 1993), de Nyimaling (ND: STUTZ & STECK 1986, STUTZ 1988), de Sarchu (SD: SPRING 1993) et du Lahul (LD) sont interprétés comme étant associés à ces mouvements cisailants. De plus, la contemporanéité entre ces mouvements tectoniques et l’intrusion du granite d’Oji Bihal (OBG: 22-24 Ma, données personnelles inédites) suggère aussi une relation étroite entre ces deux événements.
- B) Principales structures cisailantes dextres et extensives syn-orogéniques dans l’Himalaya (en noir. Géologie d’après GANSSER 1981): M: Faille de Martoli (SHAH & SINHA 1974); N: zone de cisaillement dextre du Népal central (PÉCHER 1991); ST: z. c. normal et dextre du S Tibet (BURG et al. 1984, BURCHFIEL et al. 1992). L’ensemble de ces structures forme très probablement un système continu pour lequel les noms de *North Himalayan Shear Zone* (PÉCHER et al. 1991) ou de *South Tibetan Detachment System* (BURCHFIEL et al. 1992) ont été proposés. Structures décrochantes quaternaires actives au Tibet (en blanc; d’après TAPPONNIER 1986): ATF: Faille de l’Altyr Tagh; KLF: F. de Kun Lun, KF; F. du Karakorum, GCF, BCF et JF; système de failles “en échelon” de Gyaring Co-Beng Co-Jiali; TB: bassin du Tarim.



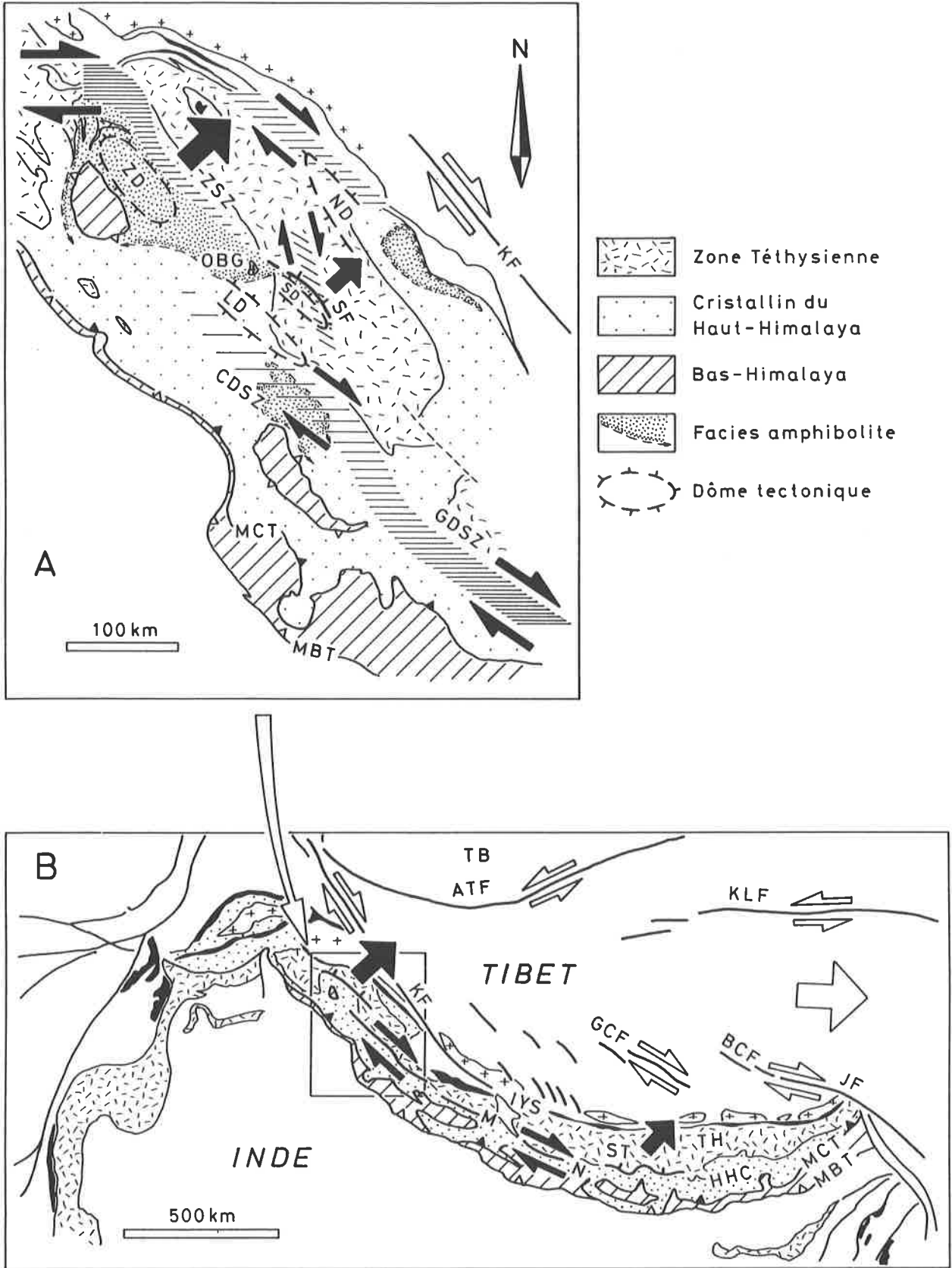


Fig. 42

## 9.5 La phase D4: les plissements “en retour”

Dans la région du Haut-Lahul, les plis P4 à vergence NE ne sont observés qu’au nord-est du dôme tectonique. Plusieurs processus pourraient expliquer ces mouvements de rétro-plissements.

- 1) La présence en profondeur de chevauchements à vergence NE (rétro-charriages).
- 2) Un phénomène de glissement gravitaire. Ce modèle a été proposé initialement pour expliquer l’apparent paradoxe que représente la présence, à la limite HHC-Zone Téthysienne au S Tibet, de mouvements cisailants extensifs majeurs contemporains des chevauchements à vergence SW le long du MCT, c’est-à-dire dans un système globalement en compression (BURG et al. 1984, BURCHFIEL & ROYDEN 1985, BURCHFIEL et al. 1992). Selon ce modèle, les mouvements himalayens syn- à tardi-métamorphiques à vergence NE pourraient être associés à un rééquilibrage gravitaire faisant suite à l’important épaissement crustal lié aux chevauchements vers le SW. Ce mécanisme n’est envisagé que pour les déformations des niveaux structuraux élevés et il pourrait être engendré par une fusion et une production de liquides granitiques dans la croûte moyenne.
- 3) Une rotation des foliations par rapport à l’orientation des contraintes. La composante extensive des importants cisaillements dextres pouvant être responsable de la création d’un dôme tectonique, au nord-est de ce dernier le soulèvement associé peut amener la foliation à prendre un pendage vers le NE plus raide que la contrainte compressive  $\sigma_1$  et par conséquent les plissements auraient une vergence vers le NE. Dans ce cas, le doming et les plissements “en retour” seraient deux manifestations de la même déformation cisailante dextre.

Dans le cadre de cette étude nous n’avons pas d’arguments permettant de trancher entre ces hypothèses et il n’est pas exclu que plusieurs de ces phénomènes aient agi conjointement. Notons cependant que si il semble y avoir, dans l’ensemble de l’Himalaya, une relation étroite entre les cisaillements dextres et normaux, le doming, le magmatisme granitique tertiaire, les rétro-plissements et les rétro-charriages, le rapport entre l’influence de la gravité et des contraintes cisailantes dextres et/ou extensives sur ces phénomènes n’est pas établi. Ces déformations pourraient représenter les conséquences diverses d’un important cisaillement dextre affectant globalement l’Himalaya, les mouvements gravitaires pouvant être subordonnés.

Selon PÊCHER (1991) et PÊCHER et al. (1991), la gravité ne peut pas être le moteur principal des cisaillements miocènes observés dans l’Himalaya et ces structures pourraient représenter des équivalents ductiles des importants mouvements cisailants dextres quaternaires observés dans le S Tibet, et exprimés notamment par la faille du Karakorum (fig. 42). Ces mouvements pourraient être associés soit à l’extrusion vers l’E du Tibet (ARMIJO et al. 1986, TAPPONNIER et al. 1982, 1986, ENGLAND & MOLNAR 1990), soit à une extension ductile E-W de la croûte tibétaine après son épaissement lors de l’orogénèse himalayenne (HOUSEMAN & ENGLAND 1986, ENGLAND & HOUSEMAN 1989). Pour PÊCHER et al. (1991), l’apparente augmentation de l’intensité des mouvements cisailants au contact HHC-Zone Téthysienne depuis le Zanskar (NW) jusqu’au Népal (SE) favoriserait la deuxième hypothèse.

Pour notre part, il nous semble possible que l’intense cisaillement principalement dextre et limité à un couloir relativement étroit, observé du Népal au Garhwal, soit relayé, dans l’Himalaya du NW (Lahul-Zanskar-Ladakh), par plusieurs structures cisailantes à composantes dextre et extensive affectant une plus vaste région. La dispersion de ces déformations pourrait expliquer l’apparente diminution de l’intensité de la *North Himalayan Shear Zone* (NHSZ) dans la partie nord-ouest de l’Himalaya. Ce changement de style de la déformation cisailante pourrait être liée à la variation de l’orientation de la chaîne himalayenne par rapport à la direction d’extrusion du Tibet vers l’E.

## 9.6 Le métamorphisme

Du point de vue du métamorphisme, l'une des principales caractéristiques de la région du Haut-Lahul est la présence d'une zone de faible métamorphisme au sud du Baralacha La. Au nord de cette zone, les conditions métamorphiques augmentent rapidement jusqu'au faciès amphibolite (zone à staurotide-disthène) dans la région située au sud de Sarchu (SPRING 1993, SPRING et al. 1993, STECK et al. 1993). De même, au sud de la zone faiblement métamorphique de la région du Baralacha La, le métamorphisme s'accroît progressivement pour atteindre la zone à staurotide-disthène dans la région de Khoksar et, de façon plus générale, dans la zone des nappes cristallines de la Vallée de Kulu, au sud du terrain de cette étude (FRANK et al. 1973, 1977).

On n'observe donc pas une augmentation graduelle constante du métamorphisme de la Zone Téthysienne (bassin du Zaskar-Spiti), au nord-est, vers la zone des nappes cristallines, au sud-ouest. **La zone faiblement métamorphique de la région du Baralacha La sépare deux domaines hautement métamorphiques**, pour lesquels deux processus distincts d'empilement de nappes doivent être invoqués. Ce fait indique notamment que les unités impliquées dans les nappes cristallines de la vallée de Kulu ne peuvent pas provenir d'un domaine situé plus au nord que la partie centrale du Haut-Lahul. Cette région représente donc bien la zone d'origine des nappes cristallines, comme le proposent POWELL & CONAGHAN (1973). Cependant, cette "zone des racines" ne correspond pas à une zone subverticale comme l'illustrent ces auteurs.

L'absence de données thermobarométriques ne permet pas une quantification précise des conditions métamorphiques ayant affecté les roches du Haut-Lahul. Des estimations peuvent toutefois être proposées sur la base des paragenèses observées et en admettant un gradient géothermique normal moyen de 30°/km.

- 1) Pour la zone faiblement métamorphique de la région du du Baralacha La, les conditions P-T les plus basses sont indiquées par la paragenèse à pumpellyite-actinote, typique du faciès du même nom et observées dans un filon recoupant des sédiments carbonifères. Pour un gradient géothermique normal, cette paragenèse implique une pression lithostatique entre 3 et 3.5 kbar (LIU et al. 1987), soit une surcharge maximale d'environ 10 à 12 km de roches.
- 2) Pour la zone à staurotide-disthène de la région de Khoksar, la paragenèse à staurotide, disthène ± sillimanite suggère une pression d'environ 5.5 à 6 kbar (RICHARDSON et al. 1969, CARMICHAEL 1978), soit environ 18 à 20 km de surcharge.

Au nord de la zone de cette étude, le fort métamorphisme de la région de Sarchu (zone à staurotide-disthène) est interprété comme étant la conséquence d'un empilement d'unités tectoniques du NE vers le SW. Ces unités constituent la Nappe de Nyimaling-Tsarap affectant l'ensemble des terrains sédimentaires de la partie orientale du Zaskar (STUTZ 1988, SPRING 1993, STECK et al. 1993).

Dans la partie sud du terrain de cette étude, la zone à staurotide-disthène ± sillimanite de la région de Khoksar est associée au fort métamorphisme caractérisant la zone des nappes cristallines de la Vallée de Kulu. Selon FRANK et al. (1973, 1987, 1993), ce métamorphisme est lié au chevauchement des nappes cristallines vers le SW, à partir du début du Miocène. Cependant, les considérations suivantes montrent qu'un charriage d'unités tectoniques uniquement du NE vers le SW ne permet pas d'expliquer de façon satisfaisante le fort métamorphisme de la région de Khoksar.

- 1) Les unités constituant les nappes cristallines ne peuvent pas provenir d'une région située plus au nord que le Haut-Lahul, qui représente la "zone des racines" de ces nappes.
- 2) Notre étude confirme les observations de FRANK et al. (1973, 1977) pour lesquels le passage entre la zone des nappes cristallines et la Zone Téthysienne est progressif. On observe aucun contact chevauchant majeur, ni saut du métamorphisme dans les parties centrale et sud du Haut-Lahul.

3) L'épaisseur maximale totale des lithologies du Protérozoïque (3000 - 4000 m) et du Paléozoïque (3000 m) du bassin du Zaskar-Spiti atteint environ 7000 m. Celle de l'ensemble des sédiments du Mésozoïque et du Tertiaire se situe aux environs de 3000 m (GAETANI & GARZANTI 1991, FUCHS 1982b). L'épaisseur maximale totale de la colonne stratigraphique qui a pu exister dans la région du Haut-Lahul s'élève à environ 10'000 m. Dans la partie sud de cette région, cette épaisseur était même probablement moindre si on considère les 2000 m environ de lacune stratigraphique entre la Fm. Phe et les métasédiments du Synclinal de Tandri (cf. ch. 2.14). Même si on admet une intense déformation interne des sédiments des parties centrale et sud du Haut-Lahul par des plissement à vergence SW, un tel mécanisme paraît insuffisant pour justifier l'important surépaississement crustal (18-20 km) indiqué par le métamorphisme de la région de Khoksar.

Le fort métamorphisme de la région de Khoksar doit être considéré en parallèle avec la caractéristique structurale principale de cette zone qui est l'existence d'**importants mouvements tectoniques précoces à vergence NE** (déformation D1), responsables de la création du Synclinal de Tandri, et précédant les importants charriages himalayens à vergence SW. Le style de la déformation D1 témoigne d'une intense tectonique cisailante ductile, caractéristique d'un niveau structural relativement profond. L'intensité de cette phase indique qu'il s'agit d'un phénomène tectonique régional. L'empreinte de cette déformation est très probablement présente au sud du terrain de cette étude, dans la zone des nappes cristallines de la Vallée de Kulu. La mise en évidence de structures de la phase D1 dans cette région nécessitera une étude structurale et métamorphique détaillée étant donné la grande homogénéité des lithologies et l'intensité de la déformation à vergence SW subséquente (D2a).

Un argument en faveur de la contemporanéité de la phase D1 et du fort métamorphisme de la région de Khoksar est fourni par POWELL & CONAGHAN (1973). Selon ces auteurs, les paragenèses à staurotide-disthène de la région de Khoksar sont limitées à des lentilles de gneiss enrobées dans des roches plus schisteuses à biotite et muscovite. Ces lentilles sont interprétées comme correspondant à des reliques d'un métamorphisme précoce de haut degré lié à la déformation D1 et préservées d'une rétro-morphose postérieure lors de la phase D2a. FRANK et al. (1973) observent aussi des disthènes anté-cinématiques (anté-D2a) partiellement rétro-morphosés dans ces roches. Ces observations sont cohérentes avec le fait que les datations de FRANK et al. (1977) mettent en évidence l'existence d'une phase métamorphique entre 30 et 40 Ma, antérieure à l'initiation du MCT.

En conséquent, nous interprétons le fort métamorphisme de la région de Khoksar comme étant lié à un important charriage tectonique précoce en direction du NE, associé à la mise en place, entre l'Eocène sup. et l'Oligocène inf., d'une nappe pour laquelle le nom de **Nappe du Shikar Beh** est proposé (STECK et al. 1993a et b). Cet événement tectono-métamorphique précéderait donc les grands charriages à vergence SW le long du MCT durant l'Oligocène sup. à Miocène inf.

La nature polyphasée du métamorphisme dans l'Himalaya est un fait désormais clairement établi (e.g. PÉCHER 1989, KÜNDIG 1989, LE FORT 1986, HODGES & SILVERBERG 1988, HODGES et al. 1989, POGNANTE & LOMBARDO 1989, STÄUBLI 1989, POGNANTE et al. 1990). Ce métamorphisme est caractérisé par une première phase barrowienne, probablement antérieure à 40 Ma (Eocène, TRELOAR & REX 1990), suivie d'une phase "haute température/basse pression", contemporaine de l'activité du MCT durant le Miocène inf. Pour expliquer le métamorphisme "anté-MCT", SORKHABI & STUMP (1993) soupçonnent l'existence, entre la Suture de l'Indus-Yarlung et le Main Central Thrust (MCT), d'un chevauchement plus ancien que ce dernier. Ces auteurs suggèrent que la *North Himalayan Shear Zone (South Tibetan Detachment System)* pourrait correspondre à la réactivation d'un tel chevauchement, comme le proposent VALDIYA (1989) et JAIN et al. (1992). Cette dernière hypothèse nous semble très peu probable, la *North Himalayan Shear Zone* n'étant pas une structure continue dans l'Himalaya du NW. La Nappe du Shikar Beh par contre est associée à une phase de chevauchement d'âge Eocène sup. à l'Oligocène inf., c'est-à-dire antérieure à l'activité du MCT. Il est donc probable que cette unité soit le témoin d'un événement tectono-métamorphique majeur à l'échelle de l'Himalaya.

## 10 SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS STRUCTURALES ET METAMORPHIQUES

Durant l'orogénèse himalayenne, cinq phases caractérisent l'évolution tectono-métamorphique du segment de la marge nord du continent indien correspondant à la région du Haut-Lahul. Lors de la collision Inde-Asie, la formation d'un chevauchement intracontinental (MCT) dans la plaque indienne est responsable d'importants charriages tectoniques en direction du SW. Cependant, dans la région du Haut-Lahul on observe que cette déformation est précédée par des mouvements tectoniques précoces à vergence NE.

Cette première déformation **D1** est responsable de la création du **Synclinal de Tandi**, représentant une partie de la séquence mésozoïque de la Zone Téthysienne exceptionnellement préservée dans les paragneiss de l'Himalaya Central à la faveur d'un important pli synforme. Le style de cette structure indique une intense déformation cisailante dans un niveau structural relativement profond. Nous interprétons cette déformation comme étant associée à un empilement d'unités tectoniques du SW vers le NE. Le fort métamorphisme de la partie sud du Haut-Lahul serait la conséquence de cet épaissement crustal lié à la formation d'une nappe pour laquelle le nom de **Nappe du Shikar Beh** est proposé (STECK et al. 1993a et b). Nous interprétons l'âge Eocène sup. à Oligocène inf. (30-40 Ma) du pic du métamorphisme dans la partie sud du Haut-Lahul (FRANK et al. 1973) comme représentant l'âge de la mise en place de cette nappe.

La deuxième phase de déformation régionale observée dans la région de cette étude correspond à des plissements à vergence SW. Cette déformation **D2a** est associée à l'initiation du **Main Central Thrust** (Oligocène sup.-Miocène inf.) et à la structuration des **nappes cristallines** de la Vallée de Kulu (FRANK et al. 1973, 1977, THÖNI 1977, STECK et al. 1993a et b). L'empreinte de la phase D2a n'est présente que dans les parties centrale et sud du Haut-Lahul qui représente la **zone des racines** de ces nappes.

La partie nord du Haut-Lahul est affectée par une autre déformation à vergence SW (D2b) associée à un métamorphisme relativement faible (limite entre les faciès pumpellyite-actinote et schistes verts). Cette phase se manifeste par le chevauchement vers le SW de l'Unité de Kenlung Sarai (SPRING 1993) le long d'un niveau de décollement, ainsi que par un système de failles inverses correspondant en partie à la réactivation de failles normales anté-himalayennes. Les plissements associés à cette phase sont relativement peu importants. Le métamorphisme de cette région est la conséquence du charriage vers le SW de l'Unité de Chumik, que des mouvements tectoniques postérieurs à vergence NE ont ensuite ramenée environ 20 km au nord du terrain de cette étude, dans la région de la Vallée de la Lingti (SPRING 1993).

A plus grande échelle, les structures de la phase **D2b** observées dans la partie nord du Haut-Lahul (région du Baralacha La) sont interprétées comme marquant la dispersion dans un niveau structural supérieur de la déformation ductile associée au charriage de l'importante **Nappe de Nyimaling-Tsarap** affectant l'ensemble des terrains sédimentaires de la Zone Téthysienne de la partie est du Zaskar (STECK et al. 1993a et b). La partie nord du Haut-Lahul correspond donc à la partie frontale de cette nappe.

Dans la partie sud-est du Haut-Lahul, les structures de la phase D2b se superposent à celles de la phase D2a (STECK et al. 1993a). Cette relation chronologique relative entre la déformation D2a dans la zone des racines des nappes cristallines et les structures de la phase D2b au front de la Nappe de Nyimaling-Tsarap n'exclut pas que l'initiation de cette dernière soit contemporaine ou même antérieure au début de l'activité tectonique du MCT. Les âges de refroidissement du métamorphisme associé au chevauchement de la Nappe de Nyimaling-Tsarap dans la région de Sarchu (muscovite:  $22.8 \pm 0.5$  et biotite  $20.8 \pm 0.4$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , SPRING 1993) indiquent en effet que le charriage de cette unité est probablement plus ou moins contemporain, dans cette région, du chevauchement des nappes cristallines le long du MCT (biotite: 21-16 Ma,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , FRANK et al. 1977).

Entre l'Oligocène sup. et le Miocène inf. (25-15 Ma), après l'initiation des charriages tectoniques à vergence SW (phases D2a et D2b), un changement de l'orientation des contraintes associées à la collision continentale est responsable de la création d'importants mouvements tectoniques cisailants dextres et/ou normaux, syn- à tardi-métamorphiques. Dans l'ensemble de l'Himalaya, cette déformation est fréquemment la cause d'un "détachement" structural entre les unités du Cristallin du Haut-Himalaya et la Zone Téthysienne. Au sud-est du Haut-Lahul, cette déformation se marque par l'importante *North Himalayan Shear Zone* (PÊCHER et al. 1991) à composante principalement dextre et sans doute continue sur plus de 1000 km du S Tibet au Haut-Lahul. Au nord-ouest de cette dernière région, la Zone de Cisaillement normal du Zaskar (HERREN 1987) se relie très probablement à la Faille de Sarchu qui représente son prolongement dans un niveau structural plus élevé (SPRING 1993).

Au Haut-Lahul, cette déformation correspond à la phase **D3** se marquant principalement par une zone de cisaillement ductile dextre à la transition entre le Cristallin du Haut-Himalaya et l'Himalaya Téthysien. C'est la **Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra**. Cependant cette déformation n'est pas suffisamment intense pour pouvoir provoquer entre ces deux domaines le "détachement" structural observé au nord-ouest et au sud-est du terrain de cette étude. Il est proposé que le Haut-Lahul et la région adjacente du SE Zaskar correspondent à une **zone de relais "en échelon"** entre les structures cisailantes extensives au NW et les décrochements ductiles dextres au SE. Le phénomène de doming tectonique affectant la partie centrale du Haut-Lahul est probablement aussi associé aux mouvements cisailants de la phase D3.

La dernière étape de l'évolution tectonique des unités du Haut-Lahul correspond à des plissements "en retour", c'est-à-dire à vergence NE. Ces plissements de la phase **D4** ne sont observés qu'au nord du dôme tectonique et le soulèvement lié à ce dernier ne les affecte pas. Les plis en retour sont donc soit contemporains soit postérieurs au doming. Il est possible que la Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra, le doming et les plissements en retour soient les manifestations multiples d'une contrainte cisailante dextre affectant à grande échelle l'ensemble de la chaîne himalayenne.

## 11 CONCLUSIONS DE L'ANALYSE STRUCTURALE ET METAMORPHIQUE

Les principaux résultats mis en évidence par l'analyse structurale et métamorphique des unités du Haut-Lahul sont les suivants.

- 1) La plus ancienne déformation tertiaire affectant les unités de cette région (D1) a une vergence NE, opposée à la direction des principaux mouvements tectoniques généralement observés dans l'Himalaya. Cette phase D1 est responsable de la création du Synclinal de Tandi qui correspond à une structure synforme se fermant vers le SW. Le Synclinal de Tandi est une unité autochtone relativement aux paragneiss du Cristallin du Haut-Himalaya et elle représente une partie de la séquence de la Zone Téthysienne préservée de l'érosion à la faveur d'un pli synforme. Il ne s'agit donc ni d'un synclinal antiforme à vergence SW de la phase D1, correspondant à une écaïlle de l'Himalaya Téthysien transposée tectoniquement dans les gneiss de l'Himalaya Central, ni d'une structure synforme associée à une deuxième phase de déformation régionale D2, comme le proposaient les précédentes interprétations.
- 2) Nous interprétons la déformation liée à la création du Synclinal de Tandi comme étant associée à la mise en place, entre l'Eocène sup. et l'Oligocène inf., de la Nappe du Shikar Beh, responsable du fort

métamorphisme de la partie sud du Haut-Lahul.

- 3) La partie nord du Haut-Lahul correspond à la limite SW des charriages tectoniques affectant, dans la partie est du Zaskar, l'ensemble des unités de l'Himalaya Téthysien à partir de la zone de suture continentale (Nappe de Nyimaling-Tsarap). On n'observe pas de grands chevauchements dans les parties centrale et sud du Haut-Lahul et le passage entre le Cristallin du Haut-Himalaya et la Zone Téthysienne est progressif.
- 4) Un cisaillement ductile dextre relativement important a été mis en évidence au passage entre le Cristallin du Haut-Himalaya et la Zone Téthysienne dans la partie sud du Haut-Lahul (Zone de Cisaillement Dextre de la Chandra). La déformation associée à cette structure n'a cependant pas été suffisamment intense pour provoquer un "détachement" structural entre ces deux unités, tel qu'observé dans de nombreuses parties de l'Himalaya.
- 5) La transition progressive entre le Cristallin du Haut-Himalaya et la Zone Téthysienne dans le Haut-Lahul apparaît donc comme une exception dans l'Himalaya. Le Haut-Lahul et la région adjacente du SE Zaskar correspondent à une zone de relais "en échelon" entre, au nord-ouest, une structure cisailante extensive représentée par le système Zone de Cisaillement du Zaskar-Faille de Sarchu et, au sud-est, une zone de cisaillement ductile principalement dextre et probablement continue du Lahul au S Tibet.

L'évolution tectonique des unités du Haut-Lahul a souvent été l'objet d'interprétations contradictoires. Si ce travail apporte une solution à ces controverses, il met aussi en évidence certains points qui peuvent avoir des implications majeures sur l'évolution de l'orogénèse himalayenne. En effet, le métamorphisme éocène précédant l'activité du MCT semble être un phénomène général dans l'Himalaya et il pourrait être lié à des chevauchements plus anciens que le MCT. Si notre interprétation proposant un relais "en échelon" entre la Zone de Cisaillement du Zaskar et les cisaillements observés du Lahul au S Tibet est correcte, il serait peu probable que ces structures correspondent à la réactivation d'un tel chevauchement. Le Synclinal de Tandi et la Nappe du Shikar Beh associée attestent par contre d'une phase tectono-métamorphique antérieure aux charriages le long du MCT. Le Synclinal de Tandi pourrait donc témoigner d'un événement géologique majeur à l'échelle de l'Himalaya

*Rien n'est plus vulnérable qu'une théorie scientifique, car elle n'est qu'une tentative éphémère pour expliquer des faits, et non pas une vérité éternelle en soi.*

C. G. Jung

### **Fig. 43**

Carte géologique du Synclinal de Tandi d'après un levé original au 1/50'000.

(A) désigne la position de la coupe tectonique de l'unité présentée à la fig. 29. (B) indique la charnière synforme illustrée à la fig. 28. La qualité de l'affleurement du Synclinal de Tandi est telle, que la présentation d'une esquisse tectonique est superflue. Pour cette raison, certaines indications structurales (traces axiales et axes de plis) sont indiquées directement sur cette carte. La zone représentée par des traits interrompus correspond à la partie de l'unité affleurant au sud-ouest de la chaîne du Pir Panjal et dont la cartographie est interpolée sur la base de l'étude de l'image-satellite.

### **Fig. 44**

Carte géologique du Haut-Himalaya au Haut-Lahul. Cette carte a été établie à partir d'un levé original au 1/50'000.



# Carte géologique du Synclinal de Tandi

levée par Vannay J.C.

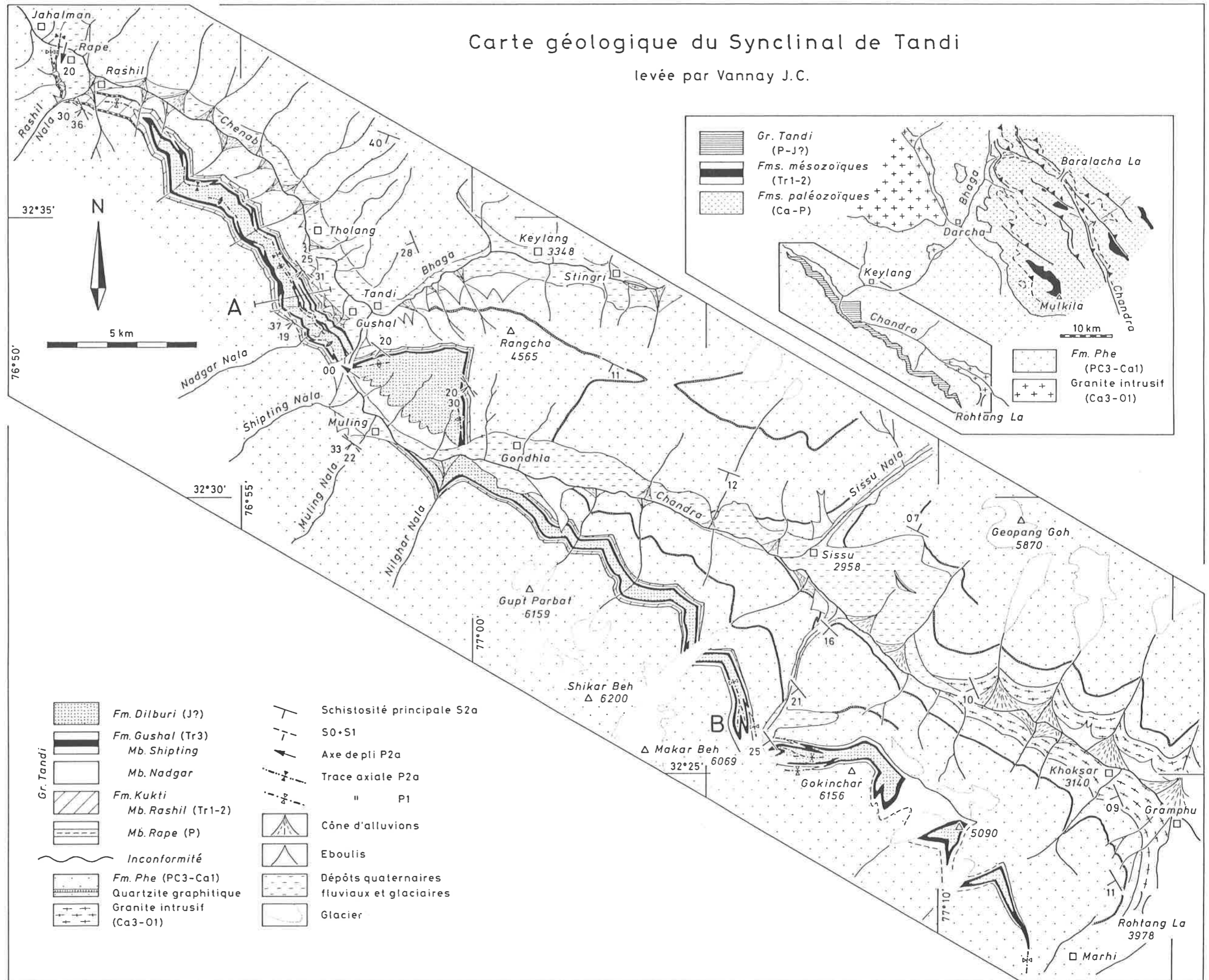


Fig. 43



## REFERENCES

- ACHARYYA, S.K. (1973): Late Paleozoic glaciation vs. volcanic activity along the Himalayan Chain with special reference to the eastern Himalaya. *Himalayan Geol.* (Dehra Dun) 3, 209-230.
- AGER, D.V. & WALLACE, P. (1970): The distribution and significance of trace fossils in the uppermost Jurassic rocks of the Boulonnais, Northern France. In: CRIMES, T.P. & HARPER, J.C. (Eds.): *Trace fossils* (p. 1-18). Geol. J. Spec. Issue 3. Seel House Press, Liverpool.
- AHLUWALIA, A.D. (1989): The peripatetic fossils: part 3. *Nature* 341, 13-15.
- ALLEN, J.R.L. (1982a): Sedimentary structures, their character and physical basis vol. 1. *Developments in sedimentology* 30A. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.
- ALLEN, J.R.L. (1982b): Sedimentary structures, their character and physical basis vol. 2. *Developments in sedimentology* 30B. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.
- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R.L. (1990): *Basin analysis: principles and applications*. Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- ANDREW-SPEED, C.P. & BROOKFIELD, M.E. (1982): Middle Palaeozoic to Cenozoic Geology and tectonic evolution of the Northwestern Himalaya. *Tectonophysics* 82, 253-275.
- ARMJO, R., TAPPONNIER, P., MERCIER, J.L. & TONG-LIN, H. (1986): Quaternary extension in southern Tibet: field observations and tectonic implications. *J. geophys. Res.* 91, 803-872.
- BAGATI, T.N. (1990): Lithostratigraphy and facies variation in Spiti Basin (Tethys), Himachal Pradesh, India. *J. Himalayan Geol.* 1, 35-47.
- BASSOULLET, J.P., BOULIN, J., COLCHEN, M., MARCOUX, J., MASCLE, G. & MONTENAT, C. (1980): L'évolution des domaines téthysiens au pourtour du Bouclier indien du Carbonifère au Crétacé. *Mém. B.R.G.M.* 115, 180-198.
- BASSOULLET, J.P., COLCHEN, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J., MASCLE, G. & REIBEL, G. (1984): Geological studies in the Indus Suture Zone of Ladakh (Himalayas). *Contr. to Himalayan Geol.* (Delhi) 2, 97-123.
- BASSOULLET, J.P., COLCHEN, M., MARCOUX, J. & MASCLE, G. (1981): Les masses calcaires du flysch triasico-jurassique de Lamayuru (zone de la suture de l'Indus, Himalaya du Ladakh): klippe sédimentaires et éléments de plate-forme remaniés. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.* 86(4), 825-844.
- BAUD, A., ARN, R., BUGNON, P., CRISINEL, A., DOLIVO, E., ESCHER, A., HAMMERSCHLAG, J.G., MARTHALER, M., MASSON, H., A., S. & TIÈCHE, J.C. (1982): Le contact Gondwana/péri-Gondwana dans le Zaskar oriental (Ladakh, Himalaya). *Bull. Soc. géol. France* 24(2), 341-361.
- BAUD, A., GAETANI, M., GARZANTI, E., FOIS, E., NICORA, A. & TINTORI, A. (1984): Geological observations in southeastern Zaskar and adjacent Lahul area (northwestern Himalaya). *Eclogae geol. Helv.* 77(1), 171-197.
- BAUD, A., MARCOUX, J. & STAMPLI, G. (1989): Late Permian-Early Triassic Tethyan margin of India: Evolution from rifting to drifting (Salt-Range, Kashmir, Zaskar traverse). *28th Intern. Geol. Congress*, Washington. Abstract vol. 1 (p. 103).
- BHARGAVA, O.N. (1980): Pre-Tertiary orogenies in the Himalaya: a review of various evidences. *Geol. Rdsch.* 69, 811-823.
- BHARGAVA, O.N. (1987): Stratigraphy, microfacies and palaeoenvironment of the Lilang Group (Scythian-Dogger), Spiti Valley, Himachal Himalaya, India. *J. Paleont. Soc. India* 32, 92-107.
- BHARGAVA, O.N. & SRIKANTIA, S.V. (1985): Trilobite and other trace fossils from the Kunzam La Formation, Eastern Lahaul Valley, Himachal Himalaya. *J. Geol. Soc. India* 26, 880-886.
- BHAT, M.I. & ZAINUDDIN, S.M. (1979): Origin and evolution of Panjal Volcanics. *Himalayan Geol.* (Dehra Dun) 9, 421-461.
- BHATT, D.K., FUCHS, G., PRASHRA, K.C., KRISTYN, L., ARORA, R.K. & GOLEBIOWSKI, R. (1980): Additional ammonoid layers in the Upper Permian sequence of Spiti. *Bull. Indian Geol. Assoc.* (Chandigarh) 13(1), 57-61.
- BHATT, D.K. & KUMAR, G. (1980): Discovery of conodonts in the Cambrian of Spiti. *Curr. Sci.* (Bangalore) 49(9), 357-358.
- BONHOMME, M. & GARZANTI, E. (1991): Age of metamorphism in the Zaskar Himalaya (India). *Géol. alp.* (Grenoble) Mém. H.S. 16, 15-16.

- BOULIN, J. (1981): Afghanistan structure, Greater India concept and Eastern Tethys evolution. *Tectonophysics* 72, 261-287.
- BOYER, S.E. & ELLIOTT, D. (1982): Thrust systems. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 66, 1196-1230.
- BROMLEY, R.G. (1990): *Trace fossils, biology and taphonomy*. Special Topics in Paleontology. Unwin Hyman, London.
- BROOKFIELD, M.E. (1984): Eolian sands. In: WALKER, R.G. (Ed.): *Facies models* (p. 91-103). Geoscience Canada, reprint series 1. Ainsworth Press Ltd., Kitchener.
- BROOKFIELD, M.E. (1993): The Himalayan passive margin from Precambrian to Cretaceous times. *Sediment. Geol.* 84, 1-35.
- BRUN, J.P., BURG, J.P. & MING, C.G. (1985): Strain trajectories above the Main Central Thrust (Himalaya) in southern Tibet. *Nature* 313, 388-390.
- BRUNEL, M. (1986): Ductile thrusting in the Himalayas: shear sense criteria and stretching lineations. *Tectonics* 5(2), 247-265.
- BURCHFIELD, B.C. & ROYDEN, L.H. (1985): North-south extension within the convergent Himalayan region. *Geology* 13, 679-682.
- BURCHFIELD, B.C., ZHILIANG, C., HODGES, K.V., YUPING, L., ROYDEN, L.H., CHANGRONG, D. & JIENE, X. (1992): The South Tibetan Detachment System, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.* 269, 1-41.
- BURG, J.P., BRUNEL, M., GAPAIS, D., CHEN, G.M. & LIU, G.H. (1984): Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). *J. struct. Geol.* 6(5), 535-542.
- CANNAT, M. & MASCLE, G. (1990): Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Himalaya du Ladakh. *Bull. Soc. géol. France* 6(4), 553-582.
- CARMICHAEL, D.M. (1978): Metamorphic bathozones and bathograds: a measure of the depth of post-metamorphic uplift and erosion on a regional scale. *Amer. J. Sci.* 278, 769-797.
- COLCHEN, M. (1975): Palaeogeographic and structural evolution of the Tibetan area of the Nepal Himalaya (Annapurna region). *Himalayan Geol.* (Dehra Dun) 5, 83-103.
- COLEMAN, R.G. & MCGUIRE, A.V. (1988): Magma systems related to the Red Sea opening. *Tectonophysics* 150, 77-110.
- COLLINSON, J.D. & THOMPSON, D.B. (1989): *Sedimentary structures*. Unwin Hyman, London.
- COURTILLOT, V., BESSE, J., VANDAMME, D., MONTIGNY, R., JAEGER, J.J. & CAPPETA, H. (1986): Deccan flood basalts at the Cretaceous / Tertiary boundary ? *Earth and Planet. Sci. Lett.* 80, 361-374.
- CRIMES, T.P. (1970): The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and paleoecology with examples from Lower Palaeozoic strata. In: CRIMES, T.P. & HARPER, J.C. (Eds.): *Trace fossils* (p. 101-126). Geol. J. Spec. Issue 3. Seel House Press, Liverpool.
- DIENER, C. (1915): The Anthracolithic faunae of Kashmir, Kannaar and Spiti. *Paleont. Indica* (n. s.), 5(2), 1-135.
- DUPUY, C. & DOSTAL, J. (1984): Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 67, 61-69.
- ELLIOTT, T. (1986a): Deltas. In: READING, H.R. (Ed.): *Sedimentary environments and facies* (p. 113-154). Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- ELLIOTT, T. (1986b): Siliciclastic Shorelines. In: READING, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies* (p. 155-188). Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- ENGLAND, P. & HOUSEMAN, G.A. (1989): Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau. *J. geophys. Res.* 94, 3664-3676.
- ENGLAND, P. & MOLNAR, P. (1990): Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet. *Nature* 344, 140-142.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont color alteration-an index to organic metamorphism. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper* 955.
- FARROW, G.E. (1966): Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast of Yorkshire, England. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 2, 103-151.

- FAVRE, P. & STAMPFLI, G.M. (1992): From rifting to passive margin: the examples of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine Tethys. *Tectonophysics* 215, 69-97.
- FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 27, 211-218.
- FLÜGEL, E. (1982): *Microfacies analysis of limestones*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg New-York.
- FRANK, W., BAUD, A., HONEGGER, K. & TROMMSDORFF, V. (1987): Comparative studies on profiles across the northwest Himalayas. In: SCHAEER, J.P. & RODGERS, J. (Eds.): *The anatomy of mountain ranges* (p. 261-275). Princeton University Press, Princeton.
- FRANK, W., GANSSER, A. & TROMMSDORFF, V. (1977): Geological observations in the Ladakh area (Himalayas), a preliminary report. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 57, 89-113.
- FRANK, W., GRASEMANN, B., CHONAWETZ, E. & MILLER, C. (1992): Age and palaeographic setting of Proterozoic rock series in the NW-Himalayas. *7th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop*, Oxford. Abstract vol. (p. 26).
- FRANK, W., GRASEMANN, B., GUNTLI, P. & MILLER, C. (1993): Cooling history of the MCT-process in the NW-Himalayas in the light of geochronology, thermal modelling and palaeogeography. *8th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop*, Vienna. Abstract volume (p. 17-18).
- FRANK, W., HOINKES, G., MILLER, C., PURTSCHELLER, F., RICHTER, W. & THÖNI, M. (1973): Relations between metamorphism and orogeny in a typical section of the Indian Himalayas. *Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt.* 20, 303-332.
- FRANK, W., THÖNI, M. & PURTSCHELLER, F. (1977): Geology and petrography of Kulu-South Lahul area. *Colloq. int. CNRS* (Paris) 268, 147-160.
- FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. (1984): Trace fossil facies models. In: WALKER, R.G. (Ed.): *Facies models* (p. 189-207). Geoscience Canada, reprint series 1. Ainsworth Press Ltd., Kitchener.
- FUCHS, G. (1967): Zum Bau des Himalaya. *Denkschr. Osterr. Akad. Math. Naturw. Kl.* 113, 1-211.
- FUCHS, G. (1975): Contributions to the geology of the North-Western Himalayas. *Abh. geol. Bundesanst.* (Wien) 32, 1-59.
- FUCHS, G. (1977): The geology of the Karnali and Dolpo regions, Western Nepal. *Jb. geol. Bundesanst.* (Wien) 120(2), 165-217.
- FUCHS, G. (1979): On the geology of Western Ladakh. *Jb. geol. Bundesanst.* (Wien) 122(2), 513-540.
- FUCHS, G. (1982a): The geology of the Pin Valley in Spiti, H. P., India. *Jb. geol. Bundesanst.* (Wien) 124(2), 325-359.
- FUCHS, G. (1982b): The geology of Western Zaskar. *Jb. geol. Bundesanst.* (Wien) 125(1-2), 1-50.
- FUCHS, G. (1987): The geology of Southern Zaskar (Ladakh)-Evidence for the autochthony of the Tethys Zone of the Himalaya. *Jb. geol. Bundesanst.* (Wien) 130(4), 465-491.
- FUCHS, G. (1992): Pre-Alpine and Alpine orogenic phases in the Himalaya. In: SINHA, A.K. (Ed.): *Himalayan orogen and global Tectonics* (p. 19-34). Balkema, Rotterdam.
- GAETANI, M., CASNEDI, R., FOIS, E., GARZANTI, E., JADOU, F., NICORA, A. & TINTORI, A. (1986): Stratigraphy of the Tethys Himalaya in Zaskar, Ladakh: initial report. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.* 91(4), 443-478.
- GAETANI, M. & GARZANTI, E. (1991): Multicyclic history of the northern India continental margin (Northwestern Himalaya). *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 75(9), 1427-1446.
- GAETANI, M., GARZANTI, E. & TINTORI, A. (1990): Permo-Carboniferous stratigraphy in SE Zaskar and NW Lahul (NW Himalaya, India). *Eclogae geol. Helv.* 83(1), 143-161.
- GANESAN, T.M., RAZDAN, M.L., RAZDAN, R.K. & MUTHU, V.T. (1981): Stratigraphy, structure and geological history of the Zaskar basin in the North-Western parts of the Zaskar mountains, Ladakh, Jammu and Kashmir. In: SINHA, A.K. (Ed.): *Contemporary Geoscientific Researches in Himalaya* (p. 177-188), Dehra Dun.
- GANSSER, A. (1964): *Geology of the Himalayas*. Interscience Publishers, London, New York, Sidney.
- GANSSER, A. (1981): The geodynamic history of the Himalaya. In: GUPTA, H.K. & DELANY, F.M. (Eds.): *Zagros-Hindu Kush-Himalaya Geodynamic evolution* (p. 111-121). Geodynamic Series 3, Washington.
- GAPAIS, D., GILBERT, E. & PÉCHER, A. (1984): Structures et trajectoires de déformation dans la zone de suture de l'Indus-Tsangpo en Himalaya du Ladakh, région de la Suru. *C. R. Acad. Sc. Paris* 299(4), 179-182.

- GAPAIS, D., PÉCHER, A., GILBERT, E. & BALLEVRE, M. (1993): Syn-convergence spreading of the central sheet, Ladakh Himalaya. *Tectonics* (in press).
- GARZANTI, E., BAUD, A. & MASCLE, G. (1987): Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia. *Geodinamica Acta* 1, 87-102.
- GARZANTI, E. & BRIGNOLI, G. (1989): Low temperature metamorphism in Zaskar sedimentary nappes (NW Himalaya, India). *Eclogae geol. Helv.* 82(2), 669-684.
- GARZANTI, E., CASNEDI, R. & JADOUL, F. (1986): Sedimentary evidence of a Cambro-Ordovician orogenic event in the Northwestern Himalaya. *Sediment. Geol.* 48, 237-265.
- GHOSH, D.K. (1980): Stratigraphy of the Dhauladhar Range in the Chamba district, Western Himachal Himalaya. In: VALDIYA, K.S. & BHATIA, S.B. (Eds.): *Stratigraphy and correlations of Lesser Himalaya formations* (p. 126-138). Hindustan Publ. Corp., Delhi.
- GOEL, R.K. & NAIR, N.G.K. (1977): The Spiti Ordovician Silurian succession. *J. Geol. Soc. India* 18, 47-48.
- GOTHAN, W. & SAHNI, B. (1937): Fossil plants from the Po Series of Spiti N.W. Himalaya. *Rec. Geol. Surv. India* 22(3), 195-206.
- GRIESBACH, C.L. (1891): Geology of the Central Himalaya. *Mem. Geol. Surv. India* (Calcutta) 23(1), 1-232.
- GUILLOT, S., PÉCHER, A. & LEFORT, P. (1993): Emplacement of the Himalayan leucogranites records Tibetan extrusion. *Late orogenic extension in mountain belts*, Montpellier. Abstract volume (document du BRGM n° 219) (p. 86-87).
- GUPTA, B.C., KANWAR, R.C. & KAPILA S. P. (1978): Evidences of mobilization of crystalline basement in the rocks of Salkhala Formation around Drabsala, Doda district, Jammu and Kashmir. *Himalayan Geol.* (Dehra Dun) 8, 456-465.
- GUPTA, K.R., GERGAN, J.T. & KUMAR, S. (1983): Geochemistry of the volcanic rocks of the Northwestern Himalaya and its bearing on tectonics-a review. In: SINHA, A.K. (Ed.): *Contemporary Geoscientific Researches in Himalaya* 2 (p. 9-18), Dehra Dun.
- HÄNTZSCHEL, W. (1975): Trace fossils and problematica. In: TEICHERT, K. (Ed.): *Treatise on invertebrate paleontology*, part W, Miscellanea (p. W1-W269). Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas Press.
- HAWKESWORTH, C.J., KEMPTON, P.D., RODGERS, N.W., ELLAM, R.M. & VAN CALSTEREN, P.W. (1990): Continental mantle lithosphere and shallow level enrichment processes in Earth's mantle. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 96, 256-268.
- HAYDEN, H.H. (1904): The geology of Spiti, with parts of Bashahr and Rupshu. *Mem. Geol. Surv. India* (Calcutta) 36(1), 1-129.
- HAYDEN, H.H. (1908): *Geography and geology of the Himalaya* (part 4), Calcutta.
- HEIDLUF, D.T., HSUI, A.T. & KLEIN, G. (1986): Tectonic subsidence analysis of the Illinois Basin. *J. Geol.* 94, 779-794.
- HEIM, A. & GANSSER, A. (1939): Central Himalaya, geological observations of the Swiss expedition 1936. *Mém. Soc. Helv. Sci. Nat.* 73(1), 1-245.
- HELLINGER, S.J. & SCLATER, J.G. (1983): Some comment on two-layer extensional models for the evolution of sedimentary basins. *J. geophys. Res.* 88(B10), 8251-8269.
- HERREN, E. (1987): Zaskar shear zone: Northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India). *Geology* 15, 409-413.
- HODGES, K.V., HUBBARD, M.S. & SILVERBERG, D.S. (1989): Metamorphic constraints on the thermal evolution of the central Himalayan orogen. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* 326, 257-280.
- HODGES, K.V., PARRISH, R.R., HOUSH, T.B., LUX, D.R., BURCHFIELD, B.C., ROYDEN, L.H. & CHEN, Z. (1992): Simultaneous Miocene extension and shortening in the Himalayan Orogen. *Science* 258, 1466-1469.
- HODGES, K.V. & SILVERBERG, D.S. (1988): Thermal evolution of the Greater Himalaya, Garhwal, India. *Tectonics* 7, 583-600.
- HONEGGER (1983): Strukturen und metamorphose im Zaskar kristallin (Ladakh-Kashmir, Indien). Thèse de doctorat, ETH Zürich.
- HONEGGER, K., DIETRICH, V., FRANK, W., GANSSER, A., THÖNI, M. & TROMMSDORFF, V. (1982): Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsangpo suture zone). *Earth and Planet. Sci. Lett.* 60, 253-292.

- HOUSEMAN, G.A. & ENGLAND, P. (1986): Finite strain calculations of continental deformation: 2. Comparison with the India-Asia collision zone. *J. geophys. Res.* 91, 3651-3663.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. (1971): A guide to the classification of the common rocks. *Canad. J. Earth Sci.* 8, 523-548.
- JADOUL, F., GARZANTI, E. & FOIS, E. (1990): Upper Triassic-Lower Jurassic stratigraphy and paleogeographic evolution of the Zaskar Tethys Himalaya (Zangla Unit). *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.* 95(2), 351-396.
- JAIN, A.K. & ANAND, A. (1988): Deformation and strain patterns of an intracontinental collision ductile shear zone-an example from the Higher Garhwal Himalaya. *J. struct. Geol.* 10(7), 717-734.
- JAIN, A.K., GOEL, R.K. & NAIR, N.G.K. (1980): Implications of pre-Mesozoic orogeny in the geological evolution of the Himalaya and Indo-Gangetic Plains. *Tectonophysics* 62, 67-86.
- JAIN, A.K., MANICKAVASAGAM, R.M., PATEL, R.C., SINGH, S. & ASOKAN, A. (1992): Extensional tectonics in the collisional orogenic Himalayan belt. *29th International Geological Congress, Kyoto*. Abstract vol. 2 (p. 422).
- JAMES, N.P. (1984): Shallowing-upward sequences in carbonates. In: WALKER, R.G. (Ed.): *Facies models* (p. 213-228). Geoscience Canada, reprint series 1. Ainsworth Press Ltd., Kitchener.
- JENKYN, H.C. (1986): Pelagic environment. In: READING, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies* (p. 343-397). Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- JOHNSON, H.D. & BALDWIN, C.T. (1986): Shallow siliciclastic seas. In: READING, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies* (p. 229-282). Blackwell Sci. Publ., Oxford.
- JOSHI, V.K. & ARORA, R.K. (1979): On the paleontological finds in Zaskar Area, Ladakh, with special reference to the Permo-Carboniferous and Triassic sequence. *Geol. Surv. India Misc. Publ. (Calcutta)* 1, 201-211.
- KANWAR, S.S. & AHLUWALIA, A.D. (1979): Lithostratigraphy of Upper Palaeozoic tethyan sequence in Chandra Valley near Bara Lacha La, district Lahul and Spiti, Himachal Pradesh, India. *Contr. to Himalayan Geol. (Delhi)* 1, 147-153.
- KAPOOR, H.M. (1977): Lower Gondwana of Nishatbagh, Kashmir and its significance. *Geophytology* 7, 188-196.
- KAPOOR, H.M. & TUKUOKA, T. (1985): Sedimentary facies of the Permian and Triassic of the Himalayas. In: NAKAZAWA, K. & DICKINS, J.M. (Eds.): *The Tethys: her paleogeography and paleobiogeography from Paleozoic to Mesozoic* (p. 23-58). Tokai Univ. Press.
- KUMAR, G., RAINA, B.K., BHARGAVA, O.N., MAITHY, P.K. & BABU, R. (1984): The Precambrian-Cambrian boundary problem and its prospects, Northwest Himalaya, India. *Geol. Mag.* 121(3), 211-219.
- KÜNDIG, R. (1988): Kristallisation und deformation im Higher Himalaya, Zaskar (NW-Indien). Thèse de doctorat, ETH Zürich.
- KÜNDIG, R. (1989): Domal structures and high-grade metamorphism in the Higher Himalayan Crystalline, Zaskar region, north-west Himalaya, India. *J. metamorphic Geol.* 7, 43-55.
- KUNO, H. (1968): Differentiation of basalt magmas. In: HESS, H. & POLDERWAART, A. (Eds.): *Basalts* (p. 623-688). Interscience, New-York.
- LE BAS, M.J., MIAN, I. & REX, D.C. (1987): Age and nature of carbonatite emplacement in North Pakistan. *Geol. Rdsch.* 76(2), 317-323.
- LEMETOUR, J. (1988): Géologie de l'autochtone des montagnes d'Oman: la fenêtre du Saih Hatat. *Document du BRGM* 129.
- LE FORT, P. (1986): Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (Eds.): *Collision tectonics* (p. 159-172). Geological Society Special Publication (London).
- LE FORT, P. (1989): The Himalayan orogenic segment. In: SENGÖR, A.M.C. (Ed.): *Tectonic evolution of the Tethyan region* (p. 289-386). Kluwer Acad. Publishers, Dordrecht.
- LE FORT, P., DEBON, F., PÉCHER, A., SONET, J. & VIDAL, P. (1986): The 500 Ma magmatic event in Alpine Southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale. *Sci. de la Terre (Nancy)* 47, 191-209.
- LE PICHON, X. & SIBUET, J.C. (1981): Passive margins: a model of formation. *J. geophys. Res.* 86, 3708-3720.
- LE ROEX, A.P., DICK, H.J.B., ERLANK, A.J., REID, A.M., FREY, F.A. & HART, S.R. (1983): Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east. *J. Petrol.* 24, 267-318.

- LIGHTFOOT, P.C., HAWKESWORTH, C.J., DEWEY, C.W., RODGERS, N.W. & VAN CALSTEREN, P.W. (1990): Source and differentiation of Deccan Traps lavas: Implications of geochemical and mineral chemical variations. *J. Petrol.* 31, 1165-1200.
- LIGHTFOOT, P.C. & NALDRETT, A.J. (1989): Assimilation and crystallization in basic magma chambers: trace element and Nd-isotopic variations in the Kerns sill, Nissiping diabase province, Ontario. *Canad. J. Earth Sci.* 26, 737-754.
- LOUP, B. (1992): Evolution de la partie septentrionale du domaine helvétique en Suisse occidentale au Trias et au Lias: contrôle par subsidence thermique et variations du niveau marin. *Publ. dep. géol. paléont.* (Genève) 12.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S. & CHO, M. (1987): Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. In: FREY, M. (Ed.): *Low temperature metamorphism* (p. 59-113). Blackie, London.
- LYDEKKER, R. (1878): Geology of Kashmir, Kishtwar and Panghi. *Rec. Geol. Surv. India* 11, 31-64.
- LYDEKKER, R. (1883): The geology of the Kashmir and Chamba Territories, and the British district of Khagan. *Mem. Geol. Surv. India* (Calcutta) 22, 1-344.
- MAHONEY, J.J., MACDOUGALL, J.D., LUGMAIR, G.W., GOPALAN, K. & KRISHNAMURTHY, P. (1985): Origin of contemporaneous tholeiitic and K-rich alkalic lavas: a case study from the northern Deccan Plateau, India. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 72, 39-53.
- MARGERIE, D.E. & HEIM, A. (1888): *Les dislocations de l'écorce terrestre*. Wurster, Zürich.
- MATTAUER, M. & BRUNEL, M. (1989): La faille normale Nord-Himalayenne (FNNH) conséquence probable d'un diapirisme granitique. *C. R. Acad. Sc. Paris* 308, 1285-1289.
- McELROY, R., CATER, J., ROBERTS, I., PECKHAM, A. & BOND, M. (1990): The structure and stratigraphy of SE Zaskar, Ladakh Himalaya. *J. Geol. Soc. London* 147, 989-997.
- MEHTA, P.K. (1977): Rb-Sr geochronology of the Kulu-Mandi belt: its implications for the Himalayan tectogenesis. *Geol. Rdsch.* 66, 156-174.
- MEHTA, P.K. (1978): Rb-Sr geochronologic of the Kulu-Mandi belt: its implications for the Himalayan tectogenesis-a reply. *Geol. Rdsch.* 68, 383-392.
- MIAL, A.D. (1984): Deltas. In: WALKER, R.G. (Ed.): *Facies models* (p. 105-118). Geoscience Canada, reprint series 1. Ainsworth Press Ltd., Kitchener.
- MIDDLEMISS, C.S. (1910): A revision of the Silurian-Trias sequence in Kashmir. *Rec. Geol. Surv. India* 40(3), 206-260.
- MILLER, C. & FRANK, W. (1992): Geochemistry and isotope geology of Proterozoic and Early Paleozoic granitoids in the NW Himalayas. *7th Himalaya-Karakoram-Tibet Workshop*, Oxford. Abstract vol. (p. 58).
- NAKAMURA, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 757-775.
- NAKAZAWA, K. & KAPOOR, H.M. (1973): Spilitic pillow lava in Panjal Trap of Kashmir, India. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. of Geol. & Mineral.* 39, 83-98.
- NAKAZAWA, K., KAPOOR, H.M., ISHII, K., BANDO, Y., OKIMURA, Y. & TUKUOKA, T. (1975): The Upper Permian and the Lower Triassic in Kashmir, India. *Mem. Fac. Sci. Kyoto Univ., Ser. of Geol. & Mineral.* 27(1), 1-106.
- NANDA, M.M. & SINGH, M.P. (1977): Stratigraphy and sedimentation of the Zaskar area, Ladakh and adjoining parts of the Lahul region of Himachal Pradesh. *Himalayan Geol.* (Dehra Dun) 6, 365-388.
- NI, J. & BARAZANGI, M. (1985): Active tectonics of the western Himalaya above the underthrusting Indian plate: the upper Sutlej river basin as a pull-apart structure. *Tectonophysics* 112, 277-295.
- NICORA, A., GAETANI, M. & GARZANTI, E. (1984): Late Permian to Anisian in Zaskar (Ladakh, Himalaya). *Rend. Soc. Geol. Ital.* 7, 27-30.
- NIELSEN, T.F.D. & BROOKS, C.K. (1981): The E Greenland rifted continental margin: an examination of the coastal flexure. *J. Geol. Soc. London* 138, 559-568.
- OLIVEIRA, E.P., TARNEY, J. & JOAO, X.J. (1990): Geochemistry of the Mesozoic Amapa and Jary Dyke-Swarms, northern Brazil: Plume-related magmatism during the opening of the central Atlantic. In: PARKER, A.J., RICKWOOD, P.C. & TUCKER, D.H. (Eds.): *Mafic dykes and emplacement mechanisms* (p. 173-184). Balkema Publishers, Rotterdam.



- PANDE, I.C. & KUMAR, S. (1974): Absolute age determinations of crystalline rocks of Manali-Jaspa region, North-western Himalaya. *Geol. Rdsch.* 62(2), 539-548.
- PAPRITZ, K. & REY, R. (1989): Evidence for the occurrence of Permian Panjal Traps basalts in the Lesser and Higher Himalayas of the Western Syntaxis Area, NE Pakistan. *Eclogae geol. Helv.* 82, 603-627.
- PAREEK, H.S. (1976): On studies of the Agglomeratic Slate and Panjal Trap in Jhelum, Liddar and Sind Valleys, Kashmir. *Rec. Geol. Surv. India* 107, 12-37.
- PAREEK, H.S. (1983): The Himachal and Panjal Traps; a geochemical appraisal. In: SINHA, A.K. (Ed.): *Contemporary Geoscientific Researches in Himalaya 2* (p. 1-8), Dehra Dun.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. (Ed.): *Andesites* (p. 525-548). Wiley, Chichester.
- PEARCE, J.A. & NORRY, M.J. (1979): Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33-47.
- PÊCHER, A. (1989): The metamorphism in Central Himalaya. *J. metamorphic Geol.* 7, 31-41.
- PÊCHER, A. (1991): The contact between the Higher Himalayan Crystalline and the Tibetan sedimentary series: Miocene large-scale dextral shearing. *Tectonics* 10(3), 587-598.
- PÊCHER, A. & BOUCHEZ, J.L. (1987): High temperature decoupling between the Higher Himalaya Crystalline and its sedimentary cover. *Terra Cognita* 7, 110.
- PÊCHER, A., BOUCHEZ, J.L., CUNEY, J.L., DENIEL, M., FRANCE-LANORD, C. & LEFORT, P. (1984): Himalaya central: une zone de cisaillement "haute température" longitudinale au sommet de la Dalle du Tibet. *R.A.S.T., Bordeaux*. Abstract vol. (p. 436).
- PÊCHER, A., BOUCHEZ, J.L. & LEFORT, P. (1991): Miocene dextral shearing between Himalaya and Tibet. *Geology* 19, 683-685.
- PÊCHER, A. & SCAILLET, B. (1989): La structure du Haut-Himalaya au Garhwal (Indes). *Eclogae geol. Helv.* 82(2), 655-668.
- PICKETT, J., JELL, J., CONAGHAN, P. & POWELL, C. (1975): Jurassic invertebrates from the Himalayan Central Gneiss. *Alcheringa* 1, 71-85.
- PILLEVUIT, A. (1993): Les Blocs Exotiques du Sultanat d'Oman: évolution paléogéographique d'une marge passive flexurale. Thèse de doctorat, Université de Lausanne.
- POGNANTE, U., CASTELLI, D., BENNA, P., GENOVESE, G., OBERLI, F., MEIER, M. & TONARINI, S. (1990): The crystalline units of the High Himalayas in the Lahul-Zaskar region (northwest India): metamorphic-tectonic history and geochronology of the collided and imbricated Indian plate. *Geol. Mag.* 127, 101-117.
- POGNANTE, U. & LOMBARDO, B. (1989): Metamorphic evolution of the High Himalayan Crystallines in SE Zaskar, India. *J. metamorphic Geol.* 7, 9-17.
- POWELL, C.M.A. & CONAGHAN, P.J. (1973): Polyphase deformation in the Phanerozoic rocks of the Central Himalayan Gneiss, Northwest Himalaya. *J. Geol.* 81, 127-143.
- POWELL, C.M.A. & CONAGHAN, P.J. (1978): Rb-Sr geochronology of the Kulu-Mandi belt: its implications for the Himalayan tectogenesis-discussion. *Geol. Rdsch.* 68, 380-383.
- POWELL, C.M.A. & VEEVERS, J.J. (1987): Namurian uplift in Australia and South America triggered the main Gondwana glaciation. *Nature* 326, 177-179.
- RAABEN, M.E. & SINHA, A.K. (1989): Classification of stromatolites. *Himalayan Geol.* (Dehra Dun) 13, 215-227.
- RAINA, V.K. & PRASHRA, K.C. (1974): A new fossil find in the metamorphic rocks of the Patan Valley, Himachal Pradesh. *Indian Miner.* 28(2), 124-125.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New-York.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I. (1987): *Modern structural geology vol.2: folds and fractures*. Academic Press Limited, London.
- RANGA RAO, A., DHAR, C.L., RAM, J., RAO, S.V. & SHAH, S.K. (1982): Contributions to the stratigraphy of Spiti. *Himalayan Geol.* (Dehra Dun) 12, 98-113.
- RAO, V.D. (1981): Basic igneous episodes in the Himalaya and their tectonic significance. In: GUPTA, H.K. & DELANY, F.M. (Eds.): *Zagros-Hindu Kush-Himalaya geodynamic evolution* (p. 205-214). Geodynamic Series 3.

- REED, F.R.C. (1912): Ordovician and Silurian fossils of the Central Himalaya. *Paleont. Indica* (série 15), 7(2), 1-168.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1973): *Depositional sedimentary environments, with reference to terrigenous clastics*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. & BELL, P.M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite-sillimanite equilibrium; the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.* 267, 259-272.
- RODRIGEZ, J. & GUTSCHIK, R.C. (1970): Late Devonian-early Mississippian ichnofossils from the Western Montana and Northern Utah. In: CRIMES, T.P. & HARPER, J.C. (Eds.): *Trace fossils* (p. 407-438). Geol. J. Spec. Issue 3. Seel House Press, Liverpool.
- RUST, B.R. & KOSTER, E.H. (1984): Coarse alluvial deposits. In: WALKER, R.G. (Ed.): *Facies models* (p. 53-69). Geoscience Canada, reprint series 1. Ainsworth Press Ltd., Kitchener.
- SAUNDERS, A.D., TARNEY, J., MARSH, N.G. & WOOD, D.A. (1980): Ophiolites as ocean crust and marginal basin crust: a geochemical approach. In: PANAYIOTOU, A. (Ed.): *Proceedings of the International Ophiolites Symposium* (p. 193-204). Cyprus Geological Survey.
- SAVAGE, N.M. (1977): Conodontes du début du Carbonifère Inférieur des calcaires à Syringothyris du Cachemire. *Colloq. int. CNRS* (Paris) 268, 333-345.
- SAVAGE, N.M. (1982): Early Lower Carboniferous conodonts from the Syringothyris Limestone of Kashmir. *J. Geol. Soc. India* 23, 101-111.
- SAWYER, D.S., TOKSÖZ, M.N., SCLATER, J.G. & SWIFT, B.A. (1982): Thermal evolution of the Baltimor Canyon trough and Georges Bank basin. In: WATKINS, J.S. & DRAKE, C.L. (Eds.): *Studies in continental margin geology* (p. 743-764). Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol. 34.
- SCHMOKER, J. W. & HALLEY, R.B. (1982): Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for South Florida. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* 66 (12), 2561-2570.
- SCLATER, J.G. & CHRISTIE, P.A.F. (1980): Continental stretching: an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the Central North Sea basin. *J. geophys. Res.* 87 (B7), 3711-3739.
- SCOTESE, C.R., BAMBACH, R.K., BARTON, C., VAN DER VOO, R. & ZIEGLER, A.M. (1979): Paleozoic base maps. *J. Geol.* 87, 217-277.
- SEARLE, M.P. (1986): Structural evolution and sequence of thrusting in the High Himalayan, Tibetan-Tethys and Indus suture zones of Zaskar and Ladakh, Western Himalaya. *J. struct. Geol.* 8(8), 923-936.
- SEARLE, M.P., COOPER, D.J.W. & REX, A.J. (1988): Collision tectonics of the Ladakh-Zaskar Himalaya. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* 326, 117-150.
- SEARLE, M.P., WINDLEY, B.F., COWARD, M.P., COOPER, D.J.W., REX, A.J., REX, D., TINGDONG, L., XUCHANG, X., JAN, M.Q., THAKUR, V.C. & KUMAR, S. (1987): The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya. *Geol. Soc. America Bull.* 98, 678-701.
- SENGÖR, A.M.C., ALTINER, D., CIN, A., USTAÖMER, T. & HSÜ, K.J. (1988): Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. In: AUDLEY-CHARLES, M.G. & HALLAM, A. (Eds.): *Gondwana and Tethys* (p. 119-181). Geological Society Special Publication (London).
- SHAH, S.K. (1968): A lithostratigraphic classification of the Lower Paleozoic slate group of Pohru Valley, north-western Kashmir. *Rev. Univ. Jammu* 2(3), 10-17.
- SHAH, S.K. & SINHA, K. (1974): Stratigraphy and tectonics of the "Tethyan" Zone in a part of Western Kumaun Himalaya. *Himalayan Geol.* (Dehra Dun) 4, 1-27.
- SHAH, S.K. & SUDAN, C.S. (1983): Trace fossils from the Cambrian of Kashmir and their stratigraphic significance. *J. Geol. Soc. India* 24(4), 194-202.
- SINGH, I.B. (1980): Precambrian sedimentary sequences of India: their peculiarities and comparison with modern sediments. *Precamb. Res.* 12, 411-436.
- SINGH, I.B. (1984): Record of a stromatolitic-algal mat horizon in the Syringothyris limestone (Lower Carboniferous), Liddar Valley, Kashmir. *J. Geol. Soc. India* 25(8), 535-538.
- SINGH, K.P. (1979): Deformation history of the rocks around Sarahan Bushair, Himachal Pradesh. In: SAKLANI, P.S. (Ed.): *Structural geology of the Himalaya* (p. 163-182). Current trends in geology. Today and Tomorrow's Printers and Publishers, New-Delhi.

- SINGH, M.P., NANDA, M.M. & SINHA, P.K. (1976): The Ralaking volcanics of the Zaskar Valley (Ladakh), its geological setting, petrography, petrochemistry and a comparative study with the Panjal volcanics of the NW Himalaya. *Geol. Surv. India Misc. Publ. (Calcutta)* 41, 218-228.
- SINHA, A.K. (1981): Geology and tectonics of the Himalayan region of Ladakh, Himachal, Garwhal-Kumaun and Arunachal Pradesh: a review. In: GUPTA, H.K. & DELANY, F.M. (Eds.): *Zagros-Hindu Kush-Himalaya geodynamic evolution* (p. 205-214). Geodynamic Series 3.
- SORKHABI, R.B. & STUMP, E. (1993): Rise of the Himalaya: a geochronologic approach. *GSA Today* 3(4), 87-92.
- SPRING, L. (1993): Structures gondwaniennes et himalayennes dans la zone tibétaine du Haut Lahul-Zaskar oriental (Himalaya indien). *Mem. Geol. (Lausanne)* 14, 1-148.
- SPRING, L., BUSSY, F., VANNAY, J.C., HUON, S. & COSCA, M.A. (1993): Early Permian granitic magmatism of alkaline affinity in the Indian High Himalaya (Upper Lahul-SE Zaskar): geochemical characterization and geotectonic implications. In: TRELOAR, P.J. & SEARLE, M.P. (Eds.): *Himalayan tectonics* (p. 251-264). Geological Society Special Publication (London).
- SPRING, L. & CRESPO-BLANC, A. (1992): Nappe tectonics, extension, and metamorphic evolution in the Indian Tethys Himalaya (Higher Himalaya, SE Zaskar and Upper Lahul). *Tectonics* 11(5), 978-989.
- SPRING, L., MASSON, H., STUTZ, E., THÉLIN, P., MARCHANT, R. & STECK, A. (1993): Inverse metamorphic zonation in very low-grade Tibetan Zone series of SE Zaskar and its tectonic consequences (NW India, Himalaya). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 73, 79-89.
- SRIKANTIA, S.V. (1981): The lithostratigraphy, sedimentation and structure of Proterozoic-Phanerozoic formations of Spiti basin in the higher Himalaya of Himachal Pradesh, India. In: SINHA, A.K. (Ed.): *Contemporary Geoscientific Researches in Himalaya* (p. 31-48), Dehra Dun.
- SRIKANTIA, S.V. & BHARGAVA, O.N. (1976): An outline of the structure of the area between the Rohtang Pass in Lahaul and the Indus Valley in Ladakh. *Geol. Surv. India Misc. Publ. (Calcutta)* 41(3), 193-204.
- SRIKANTIA, S.V. & BHARGAVA, O.N. (1979): The Tandi Group of Lahaul-its geology and relationship with the Central Himalayan Gneiss. *J. Geol. Soc. India* 20, 531-539.
- SRIKANTIA, S.V. & BHARGAVA, O.N. (1982): An outline of the structure of the area between the Rohtang Pass in Lahul and the Indus Valley in Ladakh. *Geol. Surv. India Misc. Publ. (Calcutta)* 41(3), 193-204.
- SRIKANTIA, S.V. & BHARGAVA, O.N. (1983): Geology of the Palaeozoic sequence of the Kashmir Tethys Himalayan basin in the Lidder Valley, Jammu and Kashmir. *J. Geol. Soc. India* 24, 363-377.
- SRIKANTIA, S.V., GANESAN, T.M., RAO, P.N., SINHA, P.K. & TIRKEY, B. (1980): Geology of Zaskar area, Ladakh Himalaya. *Himalayan Geol. (Dehra Dun)* 2, 1009-1033.
- STAMPFLI, G., MARCOUX, J. & BAUD, A. (1991): Tethyan margins in space and time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 87, 373-409.
- STÄUBLI, A. (1989): Polyphase metamorphism and the development of the Main Central Thrust. *J. metamorphic Geol.* 7, 73-93.
- STECK, A., SPRING, L., VANNAY, J.C., MASSON, H., BUCHER, H., STUTZ, E., MARCHANT, R. & TIÈCHE, J.C. (1993a): Geological transect across the Northwestern Himalaya in eastern Ladakh and Lahul (A model for the continental collision of India and Asia). *Eclogae geol. Helv.* 86(1), 219-263.
- STECK, A., SPRING, L., VANNAY, J.C., MASSON, H., BUCHER, H., STUTZ, E., MARCHANT, R. & TIÈCHE, J.C. (1993b): The tectonic evolution of the Northwestern Himalaya in eastern Ladakh and Lahul, India. In: TRELOAR, P.J. & SEARLE, M.P. (Eds.): *Himalayan Tectonics* (p. 265-276). Geological Society Special Publication (London).
- STOLICZKA, F. (1865): geological sections across the Himalayan Mountains. *Mem. Geol. Surv. India (Calcutta)* 5, 1-154.
- STOLICZKA, F. (1866): Summary of geological observations during a visit to the Provinces-Rupshu, Karnag, South Ladakh, Zaskar, Suroo and Dras of Western Tibet. *Mem. Geol. Surv. India (Calcutta)* 5, 337-355.
- STUTZ, E. (1988): Géologie de la chaîne de Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Inde)-évolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne. *Mem. Geol. (Lausanne)* 3, 1-149.
- STUTZ, E. & STECK, A. (1986): La terminaison occidentale du Cristallin du Tso Morari (Haut-Himalaya; Ladakh méridional, Inde): Subdivision et tectonique de nappe. *Eclogae geol. Helv.* 79(2), 253-269.

- SUN, S.S. & McDONOUGH, W.F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: SAUNDERS, A.D. & NORRY, M.J. (Eds.): *Magmatism in the ocean basins* (p. 313-345). Geological Society Special Publication (London).
- TALENT, J.A. (1989): The case of the peripatetic fossils. *Nature* 338, 613-615.
- TAPPONNIER, P., PELTZER, G. & ARMIJO, R. (1986): On the mechanics of the collision between India and Asia. In: COWARD, M.P. & RIES, A.C. (Eds.): *Collision Tectonics* (p. 115-157). Geological Society Special Publication (London).
- TAPPONNIER, P., PELTZER, G., LEDAIN, A.Y. & ARMIJO, R. (1982): Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology* 10, 611-616.
- TEWARI, V.C. (1989): Upper Proterozoic-Lower Cambrian stromatolites and Indian stratigraphy. *Himalayan Geol.* (Dehra Dun) 13, 143-180.
- THAKUR, V.C. & TANDON, S.K. (1976): Significance of pebble and mineral lineation in the Chamba syncline of Punjab Himalaya, Himachal Pradesh, India. *Geol. Mag.* 113(2), 141-149.
- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., DICKIN, A.P. & HENDRY, G.L. (1983): Continental flood basalts. Arachnids rule OK ? In: HAWKESWORTH, C.J. & NORRY, M.J. (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths* (p. 158-185). Shiva, Nantwich.
- THOMPSON, R.N., MORRISON, M.A., HENDRY, G.L. & PARRY, S.J. (1984): An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* 310, 549-590.
- THÖNI, M. (1977): Geology, structural evolution and metamorphic zoning in the Kulu Valley (Himachal Himalayas, India) with special reference to the reversed metamorphism. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Osterr.* 24, 125-187.
- TRELOAR, P.J. & REX, D. (1990): Cooling and uplift histories of the crystalline crust stack of the Indian plate internal zones west of Nanga Parbat, Pakistan Himalaya. *Tectonophysics* 191, 189-198.
- VALDIYA, K.S. (1989): Trans-Himadri intracrustal fault and basement upwarps south of Indus-Tsangpo Suture Zone. *Spec. Pap. Geol. Soc. Amer.* 232, 153-168.
- VAN HAVER, T., BASSOULET, J.P., BLONDEAU, A. & MASCLE, G. (1984): Les séries détritiques du bassin de l'Indus au Ladakh: nouvelles données stratigraphiques et structurales. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.* 90(1), 87-102.
- VANNAY, J.C. & SPRING, L. (1993): Geochemistry of the continental basalts within the Tethyan Himalaya of Lahul-Spiti and SE Zaskar (NW India). In: TRELOAR, P.J. & SEARLE, M.P. (Eds.): *Himalayan tectonics* (p. 237-249). Geological Society Special Publication (London).
- VARKER, W.J. & SEVASTOPOULO, G.D. (1985): Conodonts of the Dinantian Subsystem from Great Britain and Ireland. In: HIGGINS, A.C. & AUSTIN, R.L. (Eds.): *A stratigraphical index of conodonts* (p. 167-209). Ellis Horwood Ltd., Chichester.
- VILLA, I. & ODDONE, M. (1988):  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  ages of Himalayan leucogranites decrease eastward. *4th Himalayan-Karakorum-Tibet Workshop*, Lausanne. Abstract volume (p. 16).
- VOGGENREITER, W., HÖTZL, H. & MECHIE, J. (1988): Low-angle detachment origin for the Red Sea Rift System ? *Tectonophysics* 150, 51-75.
- WAAGEN, W. (1891): Salt Range fossils. *Paleont. Indica* (serie 13), 4(1),
- WADIA, D.N. (1934): The Cambrian-Trias sequence of North Western Kashmir (parts of Muzaffarabad and Baramulla districts). *Rec. Geol. Surv. India* 68(2), 121-176.
- WAKHALOO, S.M. (1972): Hercynian volcanicity in Kashmir. *Rev. Univ. Jammu* 3, 44-50.
- WAKHALOO, S.M. (1979): The Panjal volcanics of Kashmir. In: GUPTA, V.J. (Ed.): *Contribution to Himalayan Geology* (p. 189-194). Hindustan Publ. Corp., Delhi.
- WALKER, R.G. (1984): Shelf and shallow marine sands. In: WALKER, R.G. (Ed.): *Facies models* (p. 141-170). Geoscience Canada, reprint series 1. Ainsworth Press Ltd., Kitchener.
- WERNICKE, B. (1984): Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canad. J. Earth Sci.* 22, 108-125.
- WILSON, M. (1989): *Igneous petrogenesis, a global tectonic approach*. Unwin Hyman, London.

# ANNEXE I

## Analyses géochimiques des roches basiques de la Zone Téthysienne au Haut-Lahul.

Essaim filonien du Baralacha La (BDS)													
	V21	V31	V32b	V41	V47	V49	V136	V148	V150	V164	V192	V300	V302
<i>Majeurs (poids %)</i>													
SiO <sub>2</sub>	45.93	42.51	43.16	43.77	44.75	41.83	47.56	49.77	44.9	45.4	45.79	45.75	45.13
TiO <sub>2</sub>	2.19	2.07	2.08	2.89	2.55	2.36	2.44	1.74	2.3	3.55	1.33	1.86	2.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.2	15.3	15.31	14.78	16.61	16.46	18.71	13.86	18.02	15.02	17.04	16.55	16.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.2	0.74	3.83	4.26	4.53	7.2	1.48	3.37	3.45	4.13	1.37	5.5	4.98
FeO	8.06	11.07	7.82	9.61	9.5	7.27	10.85	9.44	11.03	10.94	10.59	7.25	8.07
MnO	0.1	0.15	0.14	0.15	0.16	0.14	0.07	0.21	0.15	0.23	0.17	0.18	0.19
MgO	6.35	4.0	5.29	5.21	6.51	6.73	6.07	5.36	7.13	3.64	6.76	6.45	6.3
CaO	4.39	7.68	8.01	6.86	3.9	4.77	0.71	8.62	1.8	8.37	9.06	8.29	7.55
Na <sub>2</sub> O	3.23	2.37	2.76	2.31	4.39	2.43	3.99	2.31	3.53	3.27	2.53	3.05	3.33
K <sub>2</sub> O	0.56	1.4	0.52	0.45	0.07	2.13	1.29	0.07	0.15	0.91	0.27	0.88	0.48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.29	0.27	0.26	0.4	0.32	0.3	0.33	0.21	0.31	0.8	0.17	0.25	0.28
H <sub>2</sub> O	5.11	3.98	4.19	4.99	4.9	4.95	5.69	3.62	5.95	3.43	4.25	3.76	4.15
CO <sub>2</sub>	3.26	7.88	5.93	3.92	1.6	2.78	0.2	0.9	1.1	0.22	0.16	0.17	1.41
Total	99.87	99.42	99.30	99.60	99.79	99.35	99.39	99.48	99.82	99.91	99.49	99.94	99.91
<i>Traces (ppm)</i>													
Ba	154	24	270	118	37	263	167	8	32	370	377	353	153
Rb	19	45	18	17	<1	68	47	<1	9	30	9	31	17
Sr	199	152	254	234	194	91	114	225	174	341	404	346	331
Th	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Nb	5	9	<5	<5	9	<5	<5	<5	12	22	<5	10	11
La	11	4	11	21	10	13	14	10	14	33	12	17	14
Ce	29	40	37	44	37	26	34	27	41	68	32	35	40
Ni	29	15	20	30	31	24	21	21	21	46	13	17	20
Y	33	23	17	43	36	34	20	30	35	61	27	30	31
Zr	150	139	139	201	168	161	172	111	159	337	92	132	145
V	243	223	198	231	245	226	240	351	240	221	177	178	184
Cr	119	90	88	76	121	112	92	132	71	45	63	46	57
Ni	117	78	91	65	114	128	110	65	106	39	138	94	98
Co	65	57	56	80	75	64	53	73	62	73	73	60	64
Cu	27	28	12	43	37	<4	33	140	49	12	76	42	40
Zn	96	57	53	122	117	110	51	109	107	160	89	82	88
Ga	18	15	<1	22	20	20	12	18	19	28	17	16	16
Hf	4	<2	<2	5	5	4	<2	4	4	7	3	<2	2
S	<10	1951	339	195	649	<10	1521	1192	132	1045	427	455	<10
Mg'	0.51	0.40	0.48	0.43	0.48	0.49	0.49	0.45	0.49	0.33	0.53	0.51	0.49

Essaim filonien du Baralacha La (BDS)

	V303	V306	V320	V321	V322	V323	V324	V325	V326	V327	V328	V329	V330
<i>Majeurs (poids %)</i>													
SiO <sub>2</sub>	42.41	40.63	47.08	46.18	44.09	44.7	44.94	46.1	45.05	45.14	45.96	43.95	44.85
TiO <sub>2</sub>	2.44	2.37	2.92	1.93	2.77	2.93	2.4	2.34	2.37	3.65	2.97	3.64	3.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.34	13.81	13.41	15.68	12.85	12.41	15.7	16.09	15.86	15.09	15.66	14.52	14.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.71	3.59	7.49	4.72	4.32	5.65	5.04	4.18	5.35	8.25	9.79	7.25	7.21
FeO	9.76	9.53	7.7	7.31	9.78	8.87	8.9	8.35	8.34	7.07	3.57	8.64	8.32
MnO	0.19	0.2	0.24	0.18	0.22	0.22	0.2	0.14	0.2	0.24	0.23	0.24	0.28
MgO	5.43	4.24	4.71	7.15	4.55	4.36	6.2	5.21	6.22	3.81	2.85	5.61	5.75
CaO	8.36	10.1	7.66	9.35	8.43	8.27	7.26	5.27	7.99	8.29	6.46	7.98	5.88
Na <sub>2</sub> O	2.86	2.8	2.58	2.37	2.77	2.39	3.22	3.59	3.06	3.04	3.32	2.64	3.83
K <sub>2</sub> O	0.32	0.81	1.81	0.84	1.04	1.82	0.58	1.17	0.65	1.05	2.81	1.06	0.29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.32	0.31	0.48	0.26	0.49	0.48	0.32	0.32	0.3	0.7	0.74	0.7	0.4
H <sub>2</sub> O	4.43	4.03	2.9	3.62	3.67	3.48	4.26	4.29	4.11	3.28	2.44	3.64	4.1
CO <sub>2</sub>	5.14	7.47	0.79	0.17	4.75	4.24	0.41	2.92	0.51	0.41	3.19	0.1	0.91
Total	99.71	99.89	99.77	99.76	99.73	99.82	99.43	99.97	100.01	100.02	99.99	99.97	99.85
<i>Traces (ppm)</i>													
Ba	82	247	438	247	180	188	556	976	401	851	691	418	383
Rb	14	31	56	32	48	134	14	38	18	32	95	26	25
Sr	105	208	351	466	168	230	492	311	573	405	365	431	180
Th	<1	<1	2	<1	1	3	<1	2	<1	4	5	2	<1
Nb	13	12	21	10	17	19	12	13	11	25	21	21	16
La	15	20	29	6	22	28	15	14	11	34	26	21	21
Ce	36	40	57	37	56	59	45	46	39	64	61	61	50
Nd	21	23	29	17	30	33	18	14	19	37	28	30	25
Y	34	34	46	25	41	43	35	35	34	51	49	42	43
Zr	167	161	235	130	218	221	164	170	156	326	284	227	211
V	195	222	371	260	336	369	226	214	222	224	183	292	257
Cr	65	71	89	151	78	96	100	64	89	28	21	78	86
Ni	59	61	34	91	35	26	87	96	91	15	11	67	47
Co	64	56	58	61	65	64	68	54	65	58	38	67	73
Cu	37	31	162	74	181	166	43	47	40	20	14	97	28
Zn	98	99	129	89	129	133	102	92	97	145	123	135	124
Ga	17	16	22	18	20	20	18	19	18	23	23	22	20
Hf	2	2	4	<2	4	4	3	2	2	6	4	4	5
S	249	203	133	29	262	227	91	<10	<10	173	132	<10	135
Mg'	0.45	0.39	0.39	0.55	0.39	0.38	0.47	0.46	0.48	0.34	0.31	0.42	0.43

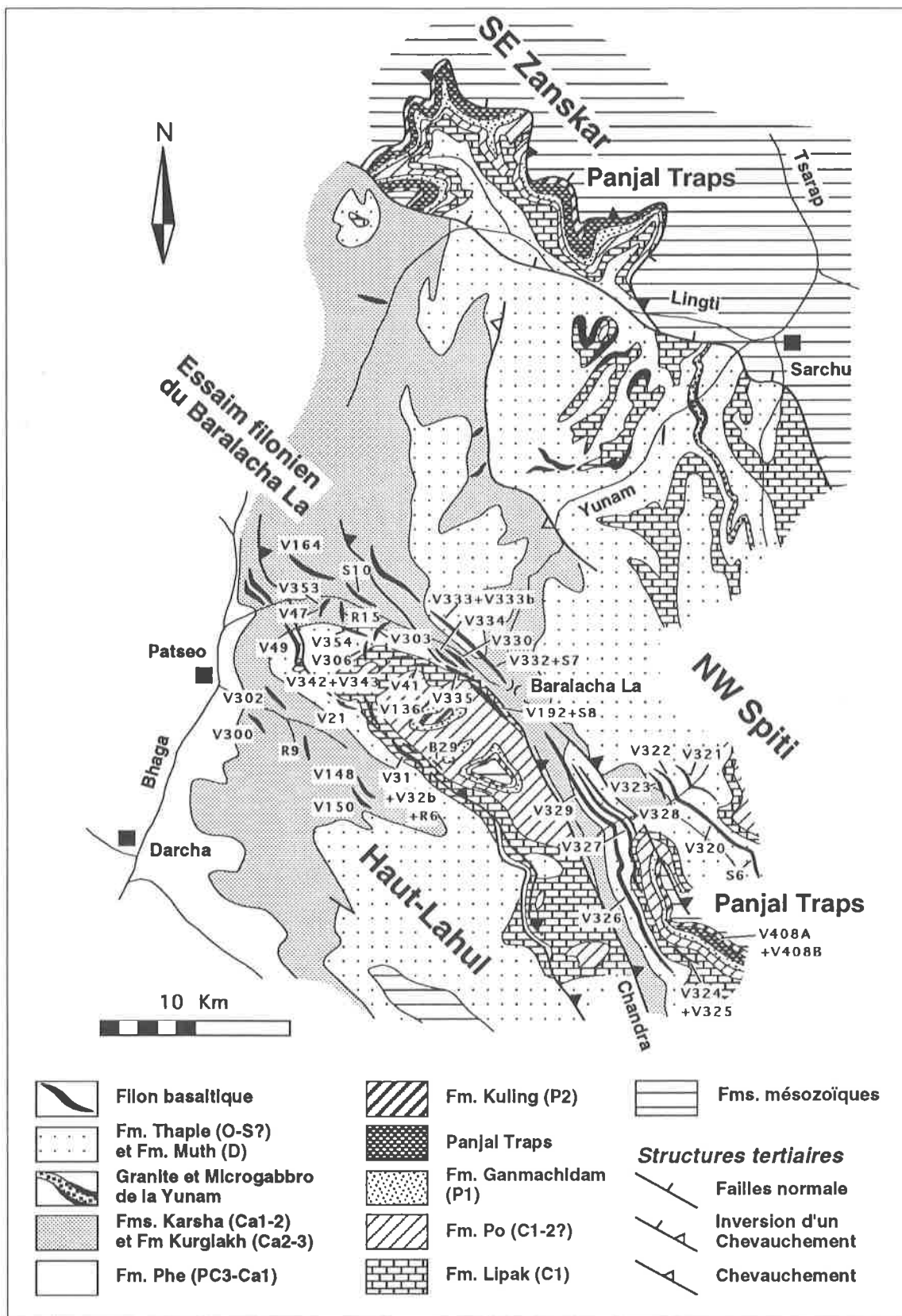
Essaim filonien du Baralacha La (BDS)

	V332	V333	V333b	V334	V335	V342	V343	V353	V354	B29	R6	R9	R15
<i>Majeurs (poids %)</i>													
SiO <sub>2</sub>	43.81	43.0	43.16	40.68	45.39	42.69	44.54	45.28	45.38	45.71	42.95	46.85	44.19
TiO <sub>2</sub>	4.02	3.33	3.52	3.15	2.7	2.24	2.55	2.42	1.98	1.34	2.13	2.3	2.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.0	13.92	14.36	13.86	15.36	14.35	15.96	15.88	16.13	16.98	15.41	17.48	15.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.5	4.1	6.47	11.95	3.65	2.88	7.32	3.21	5.77	2.11	5.18	3.65	3.11
FeO	9.48	10.7	8.81	3.49	9.86	9.76	7.14	10.41	5.4	9.7	8.62	9.75	9.27
MnO	0.25	0.23	0.24	0.23	0.15	0.15	0.17	0.2	0.15	0.16	0.13	0.13	0.18
MgO	4.76	5.43	5.28	4.83	5.22	5.85	5.71	6.22	5.34	6.51	7.8	6.62	6.06
CaO	7.69	6.82	7.21	8.28	4.79	8.59	5.95	4.73	6.6	8.87	5.7	2.42	7.33
Na <sub>2</sub> O	2.57	2.95	2.76	3.53	3.77	0.07	3.81	3.63	3.34	2.81	1.92	3.81	3.04
K <sub>2</sub> O	1.06	0.86	0.95	0.04	0.18	1.62	0.07	0.28	1.2	0.27	0.04	0.38	0.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.74	0.64	0.66	0.45	0.35	0.29	0.33	0.31	0.36	0.17	0.28	0.31	0.36
H <sub>2</sub> O	3.63	4.31	3.88	3.21	4.3	5.82	4.31	4.95	3.99	3.6	5.81	5.45	4.45
CO <sub>2</sub>	0.09	3.54	2.54	6.21	3.49	5.55	1.89	2.3	4.31	1.16	3.82	0.72	2.9
Total	99.60	99.83	99.84	99.91	99.21	99.86	99.75	99.82	99.95	99.39	99.79	99.87	99.36
<i>Traces (ppm)</i>													
Ba	408	129	279	<3	52	449	35	98	518	177	<3	243	313
Rb	55	57	35	4	9	59	6	12	35	10	4	14	19
Sr	290	203	234	344	132	97	275	125	295	253	203	106	403
Th	3	1	<1	1	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Nb	25	20	19	17	14	11	13	12	14	<5	10	11	15
La	29	29	24	16	21	16	18	15	17	9	10	19	17
Ce	61	61	59	45	46	40	44	48	41	27	37	41	46
Ni	39	35	30	31	28	15	18	25	19	16	16	20	18
Y	52	38	40	40	36	31	36	35	32	27	31	35	35
Zr	298	222	217	228	180	157	177	167	167	93	148	161	170
V	301	268	292	311	265	242	230	214	166	171	214	217	154
Cr	46	78	90	66	96	124	106	80	50	61	90	70	50
Ni	39	68	69	47	60	76	95	89	110	135	102	103	111
Co	68	63	66	61	60	61	61	67	60	69	65	63	60
Cu	14	80	86	17	51	53	45	38	46	75	43	47	42
Zn	158	127	130	130	97	102	103	101	73	88	98	93	88
Ga	23	20	21	21	18	16	18	18	16	17	16	17	16
Hf	6	3	3	4	3	<2	2	3	<2	3	3	3	<2
S	258	<10	422	87	1232	87	<10	<10	233	461	<10	<10	144
Mg <sup>†</sup>	0.36	0.42	0.41	0.40	0.44	0.48	0.45	0.48	0.49	0.52	0.53	0.50	0.49

	Essaim filonien du Baralacha La (BDS)				Panjal Traps (PT)	
	S6	S7	S8	S10	V408A	V408B
<i>Majeurs (poids %)</i>						
SiO <sub>2</sub>	45.91	43.69	45.91	41.27	48.42	46.66
TiO <sub>2</sub>	2.86	3.33	3.69	3.21	1.13	1.22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.32	15.0	14.01	13.32	14.48	15.94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.22	6.79	2.22	3.8	4.49	1.01
FeO	5.39	8.63	11.49	10.48	4.41	13.39
MnO	0.24	0.23	0.2	0.21	0.17	0.08
MgO	3.6	6.13	9.04	4.79	5.69	4.01
CaO	7.02	7.75	3.34	8.61	11.02	5.03
Na <sub>2</sub> O	3.03	3.0	1.44	1.52	1.32	2.3
K <sub>2</sub> O	1.5	0.58	0.02	0.9	0.48	0.98
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.81	0.57	0.67	0.48	0.08	0.08
H <sub>2</sub> O	2.31	3.66	6.62	4.47	3.81	5.14
CO <sub>2</sub>	4.65	0.29	1.0	6.88	4.26	4.01
Total	99.86	99.65	99.65	99.94	99.76	99.85
<i>Traces (ppm)</i>						
Ba	355	397	<3	176	264	231
Rb	49	20	2	41	16	41
Sr	185	296	67	281	319	209
Th	7	1	1	1	<1	<1
Nb	27	16	26	18	<5	<5
La	42	17	39	16	9	11
Ce	91	46	76	48	26	25
Nd	45	25	50	30	17	15
Y	62	35	59	44	15	13
Zr	319	184	342	237	93	97
V	248	289	313	278	240	302
Cr	47	99	37	49	359	414
Ni	20	89	19	33	81	133
Co	51	77	48	60	50	91
Cu	115	96	27	15	25	20
Zn	168	134	143	132	76	125
Ga	25	21	21	19	8	12
Hf	6	4	5	4	<2	<2
S	360	<10	<10	94	27	22
Mg'	0.32	0.45	0.57	0.40	0.57	0.35

	Essaim filonien du Baralacha La (BDS)					
	V47	V136	V192	V333	B29	S6
<i>REE (ppm)</i>						
La	17	14	12	25	12	37
Ce	39	33	29	53	23	76
Nd	20	20	13	32	13	45
Sm	5.9	5.3	3.9	8.5	3.5	11.6
Eu	1.9	1.4	1.3	2.8	1.2	3.3
Gd	6.5	5.9	4.4	8.4	4.0	11.7
Dy	6.5	6.3	4.8	7.4	4.5	11.3
Er	4.0	3.6	2.9	3.5	2.7	5.3
Yb	3.3	3.3	2.6	3.5	2.5	5.4
Lu	0.46	0.57	0.37	0.62	0.32	0.93
Y	40.1	34.8	31.2	41.5	30.7	64.1
(La/Yb) <sub>N</sub>	3.4	2.8	3.1	4.8	3.2	4.6





**Fig. A1**

Occurrence des roches basiques dans la Zone Téthysienne du Haut-Lahul et SE Zaskar et localisation des échantillons du Haut-Lahul. Pour les analyses et la localisation des échantillons du SE Zaskar, voir SPRING (1993) et VANNAY & SPRING (1993).

## ANNEXE II

### Calcul et modélisation de la subsidence

La courbe de subsidence totale permet de décrire l'histoire de l'enfouissement d'un niveau repère en fonction du temps. Cette courbe représente la somme de tous les mouvements verticaux à un temps donné et elle est établie à partir des données stratigraphiques et d'une série de corrections visant à annuler les effets de la compaction et des variations bathymétriques et eustatiques. Lorsque l'on élimine l'effet de la surcharge due aux sédiments et à l'eau, on obtient une courbe de subsidence tectonique qui met en évidence la subsidence du soubassement. Le calcul et la modélisation de la subsidence ont été effectués grâce à un programme informatique développé par P. Favre à l'Université de Lausanne. Pour une revue plus détaillée de ces méthodes, voir LOUP (1992).

L'analyse de la subsidence suit la procédure suivante:

- 1) calcul de la courbe de subsidence brute à partir des données stratigraphiques;
- 2) décompaction;
- 3) corrections bathymétriques;
- 4) délestage;
- 5) modélisation.

### Décompaction

Les calculs de décompaction admettent que la porosité des sédiments évolue en fonction de l'enfouissement selon la formule suivante:

$$\Phi = \Phi_0 e^{-CZ}$$

Où la porosité  $\Phi$ , à la profondeur  $Z$  considérée, dépend de la porosité initiale à la surface  $\Phi_0$  et d'un coefficient de compaction  $C$  qui varie en fonction de la lithologie. Les valeurs moyennes utilisées sont les suivantes (SCLATTER & CHRISTIE 1980, SAWYER et al. 1982, SCHMOKER & HALLEY 1982, HEIDLAUF et al. 1982):

Lithologie (%)	$\Phi_0$ (Km <sup>-1</sup> )	C	Densité des grains (g/cm <sup>3</sup> )
Grès	49	0.27	2650
Siltite	56	0.39	2685
Shale	63	0.51	2720
Calcaire	45	0.54	2710
Dolomie	31	0.22	2800

Le calcul de décompaction utilise une procédure automatique de calcul itératif proposée notamment par ALLEN & ALLEN (1990).

## Corrections bathymétriques et eustatiques

Les corrections bathymétriques se basent sur les interprétations sédimentologiques. Dans le cas où les bathymétries sont incertaines ou imprécises, le programme utilisé permet une approche itérative qui, en se basant sur des bathymétries variables, permet de calculer une courbe de subsidence satisfaisant aussi bien les données sédimentologiques, qu'une subsidence théorique calculée pour une période où la zone étudiée ne montre pas d'activité tectonique.

Les corrections eustatiques ne sont effectuées que lorsque les variations du niveau marin ont une forte influence sur la bathymétrie. Seules les variations eustatiques à long terme de HAQ et al. (1987), débutant au Permien sommital, sont utilisées. Pour le Paléozoïque, l'échelle des variations eustatiques reste trop incertaine pour permettre des corrections fiables. Le programme utilisé ne tient pas compte des variations eustatiques à court terme car ces dernières introduisent des changements brusques pouvant correspondre à des artefacts liés à des erreurs de datation.

## Délestage

La courbe de subsidence totale, obtenue après la décompaction et les corrections bathymétriques et eustatiques, correspond à la somme de deux composantes:

- 1) l'enfouissement du soubassement associé aux mécanismes de formation du bassin;
- 2) l'accélération de ce mouvement par la surcharge due aux sédiments et à l'eau.

Pour caractériser les mécanismes tectoniques contrôlant la création d'un bassin, il convient par conséquent d'éliminer l'effet de cette surcharge. La procédure de calcul du délestage se base sur le modèle d'équilibre isostatique d'Airy. L'évolution de la charge affectant le bassin est calculée en tenant compte de l'évolution de la tranche d'eau et de la porosité de chaque unité lithologique au cours du temps, en admettant que les pores sont remplis d'eau marine.

## Modélisation

Les objectifs de la modélisation sont de quantifier le taux d'amincissement de la lithosphère et de déterminer si la subsidence calculée est caractéristique d'une marge flexurale (marge supérieure) ou d'une marge "à blocs" (marge inférieure). Selon le modèle de cisaillement simple de WERNICKE (1985), le rapport entre les taux d'amincissement de la croûte et de la lithosphère sous-crustale s'inverse d'une marge à l'autre; il est donc nécessaire de quantifier séparément ces deux facteurs. La procédure de calcul utilisée par le programme de modélisation est indépendante du modèle de cisaillement simple et elle se base notamment sur le modèle d'équilibre isostatique utilisé lors du délestage.

Les écarts fréquents entre les **taux d'étirement crustaux** (facteur  $\beta$ ) (calculés à partir des méthodes de surface (LE PICHON & SIBUET 1981) ou par la méthode basée sur la différence entre les tailles cumulées des blocs et celle de la marge) et les **taux d'amincissement crustaux** déterminés par la sismique réfraction, confirment l'hétérogénéité du comportement de la croûte durant l'extension. Pour cette raison, le programme de calcul se base sur des **taux d'amincissement moyen** (facteur  $\gamma$ ), considérés comme déterminant dans l'évolution thermique d'une marge.

La procédure de modélisation suit le modèle d'extension à deux couches de HELLINGER & SCLATER (1983) dont les principes sont les suivants:

La croûte continentale amincie durant la période de rifting garde ensuite son épaisseur acquise à la fin de l'extension. Au contraire la lithosphère mantellique amincie va tendre vers un nouvel équilibre thermique.

Au temps  $T = \infty$  la profondeur de la surface de la lithosphère dépend essentiellement du taux d'amincissement de la croûte selon la formule suivante:

$$S_{\infty} \cong \frac{t_c (d_m - d_c) [1 - \alpha T_m t_c / 2a] \gamma_c}{d_m (1 - \alpha T_m)}$$

où

$t_c$  = épaisseur de la croûte à  $T=0$  Ma : 31.5 Km

$d_m$  = densité du manteau à  $T=0$  °C : 3330 Kg / m<sup>3</sup>

$d_c$  = densité de la croûte à  $T=0$  °C : 2800 Kg / m<sup>3</sup>

$T_m$  = température à la base de la lithosphère : 1333 °C

$\alpha$  = coefficient de dilatation thermique :  $3.28 \cdot 10^{-5}$  °C<sup>-1</sup>

$\gamma_c$  = taux d'amincissement crustal en pour cent

$a$  = épaisseur de la lithosphère en équilibre thermique: 125 Km

Durant et à la fin du rifting, le soulèvement thermique du sommet de la lithosphère évolue en fonction des taux d'amincissement crustal et lithosphérique selon la formule suivante:

$$S_i = \frac{[(d_m - d_c) t_c (1 - \alpha T_m t_c / 2a) - \alpha d_m T_m t_m / 2] \gamma_c - [\alpha d_m T_m (a - t_c) / 2] \gamma_l}{d_m (1 - \alpha T_m)}$$

Où:

$\gamma_l$  = taux d'amincissement de la lithosphère

Après la période d'extension la lithosphère se rééquilibre par isostasie au cours de son refroidissement, c'est-à-dire par augmentation progressive de sa densité et par épaissement de sa partie mantellique selon la formule suivante:

$$e(t) \cong \frac{2 a \alpha d T}{d} \sum_{k=0}^{\infty} \frac{C_{2k+1}}{2k+1} \exp\left[\frac{-(2k+1)^2 t}{62,8}\right]$$

où

$$C_{2k+1} = \frac{2k+2}{2k+1 \Pi^2} \left[ ((1/(1-\gamma_c) - 1/(1-\gamma_{sc})) \sin\left(\frac{(2k+1)\Pi t_c}{a(1-\gamma_c)}\right) + (1/1-\gamma_{sc}) \sin\left(\frac{(2k+1)\Pi}{62,8}\right) \right]$$

La subsidence thermique au temps  $t$  est finalement obtenue par:

$$S_t = e(t_0) - e(t)$$

Pendant la période de rifting nous avons admis un taux d'amincissement constant de la croûte et de la lithosphère. La modélisation de la subsidence consiste à rechercher la courbe théorique de subsidence post-rift dont la moyenne des valeurs absolues des écarts avec la courbe tectonique est la plus faible. Les calculs ont été effectués avec une précision de  $\pm 1$  pour cent d'amincissement crustal.