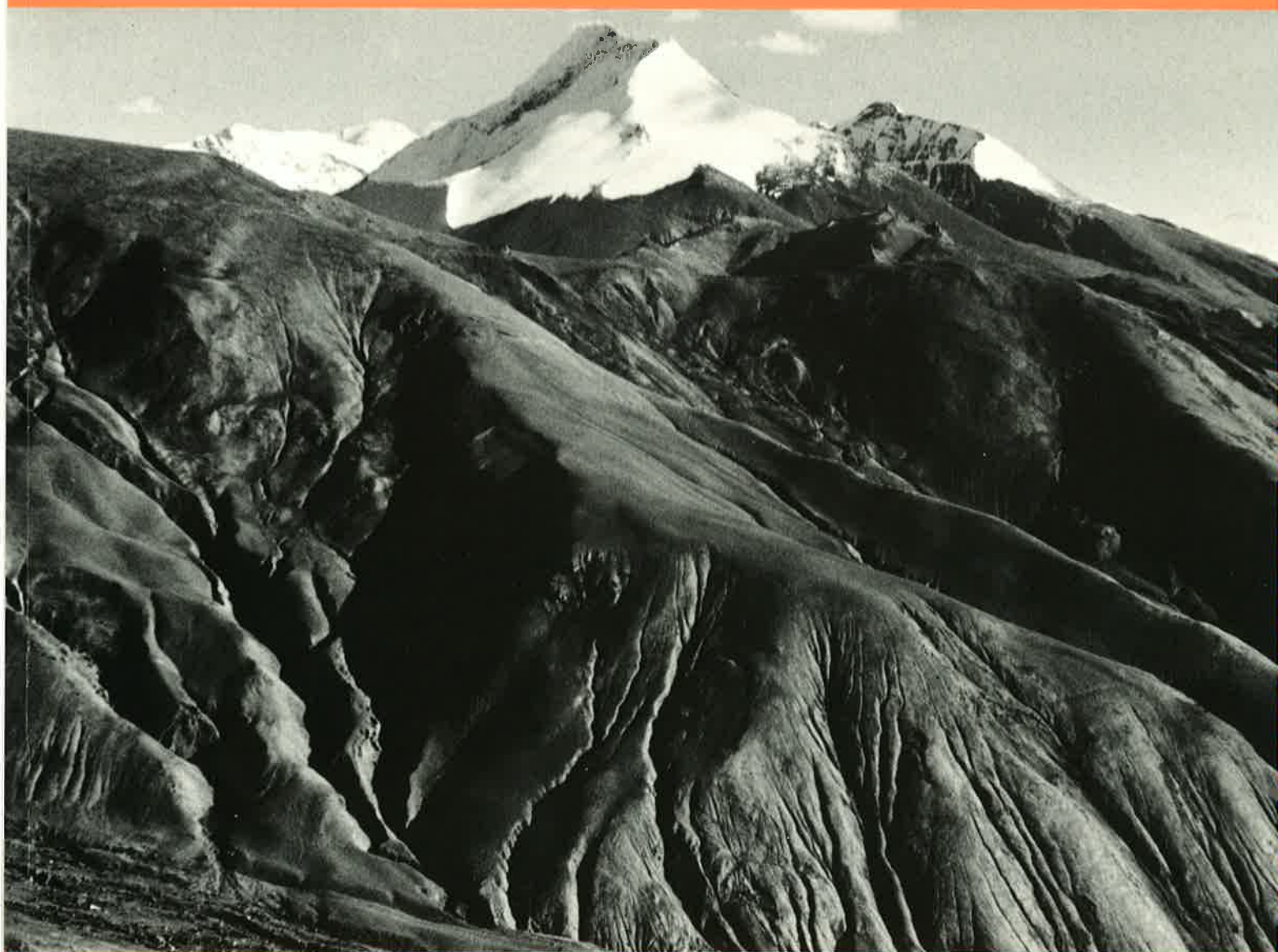


**Géologie de la chaîne de Nyimaling  
aux confins du Ladakh et du  
Rupshu (NW-Himalaya, Inde) -  
évolution paléogéographique et  
tectonique d'un segment de la  
marge nord-indienne**

par Edgar Stutz



Université de Lausanne  
Faculté des Sciences

Institut de Géologie  
et de Paléontologie

# **Géologie de la chaîne de Nyimaling aux confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Inde) -**

## **Evolution paléogéographique et tectonique d'un segment de la marge nord-indienne**

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

par **Edgar Stutz**

jury de thèse:  
Prof. H. Masson (directeur)  
Prof. A. Steck  
Dr. J.P. Burg, Montpellier  
Dr. A. Baud

Mémoires de Géologie (Lausanne) No. 3, 1988



Ce(tte) création est mise à disposition selon les termes de la  
Licence Creative Commons 4.0 International  
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>



In Erinnerung an  
die erträumten Reisen meines Grossvaters  
Anton Schlegel,  
und die Freude meines Paten  
Hans Wildhaber,  
die ich nicht mehr schaffte, mit ihm zu teilen.

photo de titre:

Le Kangyatse (6400 m), vu depuis le nord: dans ce sommet le plus septentrional de la chaîne de Nyimaling disparaissent les séries paléozoïques par un fort plongement axial vers le NW (série litée noire du sommet à droite = Cambrien; petits éperons du centre de l'image = Permien supérieur).

La forte érosion à l'avant-plan affecte des shales et calcschistes d'un domaine paléo-océanographique profond d'âge Trias/Lias, recouverts par des dépôts morainiques.

## TABLE DES MATIERES

<u>Avant-propos</u>	5
<u>Summary</u>	
<u>Résumé</u>	
<u>Zusammenfassung</u>	
<u>Resumen</u>	
<u>Remerciements</u>	
<b>A. <u>INTRODUCTION</u></b>	
A.1. CADRE REGIONAL ET SUJET DE L'ETUDE	8
A.2. HISTORIQUE DES RECHERCHES GEOLOGIQUES DANS LE SUD DU LADAKH ET LE RUPSHU VOISIN	11
A.3. QUESTIONS DE CARTOGRAPHIE ET DE GEOGRAPHIE TIBETAINE	13
<b>B. <u>LA CROUTE CONTINENTALE INDIENNE: L'HIMALAYA TETHYSIEN</u></b>	16
B.1. UNE PLATE-FORME SILICICLASTIQUE ANCIENNE: LE PALEOZOIQUE INFERIEUR	17
1. ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	19
2. MICROSTRUCTURES SEDIMENTAIRES DANS LA FORMATION DE KARSHA	20
2.1. FACIES DETRITIQUES	
2.2. GENESE DES "SABLES A LAMINATION PARALLELE"	
2.3. DOLOMIES	
3. STRUCTURES SEDIMENTAIRES ET FOSSILES (REPERTORIES DANS DES BLOCS, ISSUS DE LA FORMATION DE KARSHA)	23
3.1. ILLUSTRATION DE FIGURES SEDIMENTAIRES D'ORIGINE HYDRO-DYNAMIQUE	
3.2. PALEONTOLOGIE ET PALEO-ECOLOGIE	
4. SEDIMENTOLOGIE DES FORMATIONS CAMBRIENNES	29
4.1. DISCUSSION DES DEPOTS DE TEMPETE	
4.2. RESUME	
5. COMPARAISONS ET CONSEQUENCES STRATIGRAPHIQUES	31
5.1. STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS CAMBRIENNES DE L'HIMALAYA TETHYSIEN	
5.2. CORRELATIONS AVEC LES SERIES DU HAUT-HIMALAYA AU ZANSKAR	
B.2. LES ROCHES GRANITIQUES	33
1. DESCRIPTION MICROSCOPIQUE	33
2. ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE ET TYPOLOGIE DES ZIRCONS	35
2.1. TYPOLOGIE DES ZIRCONS	
2.2. L'AGE DU GRANITE DE NYIMALING	

<b>B.3. LES ROCHES BASIQUES FILONIENNES</b>	39
1. REPARTITION GEOGRAPHIQUE	39
2. DESCRIPTION	39
3. DISCUSSION	40
<b>B.4. LA PLATE-FORME CONTINENTALE INDIENNE AU PALEOZOIQUE SUPERIEUR</b>	41
1. RECONSTITUTION D'UNE COUPE STRATIGRAPHIQUE DANS LA BASSE VALLEE DE LANGTHANG	41
2. DISCUSSION STRATIGRAPHIQUE	44
<b>B.5. LE TRIAS ET LE JURASSIQUE: L'INSTALLATION DES PLATE-FORMES CARBONATEES SUR LA MARGE SUD-TETHYSIENNE</b>	46
1. LA SERIE DU SAMLUNG (GR. LILANG INF.)	47
2. LA SERIE DE KHAR (GR. LILANG SUP.)	47
3. DONNEES PALEONTOLOGIQUES POUR LE GROUPE DE LILANG	49
4. LA FORMATION DE PARA (GR. KIOTO INF.)	50
5. LA FORMATION DE TAGLING (GR. KIOTO SUP.)	50
6. LA FORMATION DE GIUMAL	51
7. DISCUSSION STRATIGRAPHIQUE	52
<b><u>C. LES FORMATIONS DU TALUS CONTINENTAL: L'UNITE DE LA MARKHA</u></b>	55
1. LA FORMATION DE LUTCHUNGSE	56
2. LES CALCITURBIDITES BASALES: LE MEMBRE DE HANGKHAR DE LA SERIE DE SAMLUNG	59
3. LA FORMATION DE DOLTO	59
4. LA FORMATION DU LALUNG-LA: LES CALCITURBIDITES S. STR.	60
4.1 ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE	
4.2. INTERPRETATION SEQUENTIELLE	
4.3. PETROGRAPHIE DES ELEMENTS REMANIES	
4.4. COMPOSITION DES FACIES DISTAUX	
4.5. TRACES FOSSILES	
4.6. L'AGE DES CALCITURBIDITES ET DES ELEMENTS REMANIES	
5. LA FORMATION D'OMLUNG	68
6. CONCLUSIONS GENERALES	69
7. LA MARGE CONTINENTALE INDIENNE INDIVIDUALISEE	71

<b>D. ANALYSE DES STRUCTURES TECTONIQUES</b>	76
<b>D.1. INTRODUCTION A LA ZONATION TECTONIQUE</b>	76
1. METHODOLOGIE ET BUTS DE L'ETUDE	76
2. ORDRE DE LA PRESENTATION ET RESUME DES RESULTATS	77
<b>D.2. LES STRUCTURES DE DEFORMATION DANS LE FLANC EXTERNE (SW) DE L'ANTICLINAL DE NYIMALING</b>	78
1. LE "FIL D'ARIANE" DES MARBRES PERMIENS DANS LE BYA-RI	78
2. LA BASE DE LA NAPPE DE LANGTHANG DANS LA VALLEE DE LANGTHANG	81
3. DEFORMATIONS DANS LE FLANC EXTERNE AU SUD DU ZALUNG-KARPO-LA	84
4. ETIREMENTS	90
<b>D.3. L'UNITE DE NYIMALING: LE COEUR DE LA CULMINATION DU TSO MORARI DANS SA TERMINAISON OUEST</b>	95
1. L'ANTICLINAL DE NYIMALING : DEFINITION DE D3	95
2. LES QUARTZITES AUTOCHTONES: UN EPAIS PRISME RESISTANT A TOUTE DEFORMATION PENETRATIVE	95
3. ANALYSE DE LA DEFORMATION DES ORTHOGNEISS	97
<b>D.4. LES STRUCTURES DE DEFORMATION DANS LE FLANC INTERNE (NE) DE L'ANTICLINAL DE NYIMALING</b>	100
1. L'UNITE DE LA MARKHA EST LA RACINE DE LA NAPPE DE LANGTHANG	100
2. STRUCTURES DE DEFORMATION	100
3. LES ECAILLES TECTONIQUES SITUEES DANS LA RACINE DE LA NAPPE DE LANGTHANG	103
4. LA DISCORDANCE DES STRUCTURES AU CONTACT INTERNE DU GRANITE VERS LA RACINE DE LA NAPPE DE LANGTHANG	103
5. CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION D4	103
<b>D.5. RESULTATS DE L'ANALYSE TECTONIQUE</b>	108
1. LES CHEVAUchemENTS PRINCIPAUX	108
2. STYLE TECTONIQUE DE LA MARGE NORD-INDIENNE AU LADAKH MERIDIONAL	108
3. LA CONTINUATION DE LA ZONE DE CISAILLEMENT D1/D2 VERS LE SUD-OUEST: LE PROLONGEMENT DE LA NAPPE DE LANGTHANG AU ZANSKAR ORIENTAL	108



<b><u>E. EVOLUTION METAMORPHIQUE</u></b>	112
1. SITUATION GENERALE	112
2. LE METAMORPHISME DE CONTACT ORDOVICIEN	113
3. LE METAMORPHISME REGIONAL	113
3.1. CIRCONSCRIPTION DE LA ZONE A BIOTITE	
3.2. RELATIONS CRISTALLISATION - DEFORMATION	
3.3. QUELQUES INDICATIONS CRISTALLOGRAPHIQUES QUANT AUX CONDITIONS METAMORPHIQUES	
3.4. DISCUSSION DU METAMORPHISME REGIONAL	
4. CORRELATIONS TECTONO-METAMORPHIQUES	119
<b><u>F. TECTONIQUE DE NAPPE ASSOCIEE A UNE COLLISION CONTINENTALE</u></b>	121
1. UNE NAPPE-PLI: DEFINITION ET ARGUMENTS	121
2. CINEMATIQUE DE LA NAPPE DE LANGTHANG	122
2.1. APPROCHE DE L'ABSTRACTION	
2.2. DEUX PREMISSES: LE DEVERSEMENT DES PLIS D2 ET LA DIRECTION DES ETIREMENTS L2	
2.3. CONCLUSION: UN MODELE DE MISE EN PLACE DE LA NAPPE	
3. DECOUPAGE TECTONIQUE DU HAUT-HIMALAYA	125
<b><u>G. LA PHASE FINALE DE L'EVOLUTION TECTONIQUE: LES DOMES</u></b>	130
1. DEFINITION GEOMETRIQUE DU DOME DU KANGYATSE	130
2. LA DEFORMATION TARDIVE ASSOCIEE AU DOME	131
3. LES DOMES TECTONIQUES AU SUD DE LA SUTURE INDUS-YARLUNG: UN PHENOMENE FREQUENT	132
4. HISTOIRE POST-TECTONIQUE ET DE MORPHOGENESE	133
<b><u>H. LE HAUT-HIMALAYA INTERNE DU LADAKH MERIDIONAL: SYNTHESE</u></b>	135
1. PALEOGEOGRAPHIE INITIALE ET HISTOIRE TECTONIQUE	135
2. MECANISMES DE DEFORMATION ET RACCOURCISSEMENT CRUSTAL	136
<b><u>J. BIBLIOGRAPHIE</u></b>	137
<b>ANNEXE: LISTE DES TOPONYMES</b>	147

De compagnons chercheurs les montagnes débordent,  
 Qui d'eux-mêmes affluent pour l'éveil et le chant.  
 Regardez-nous depuis vos lointaines cités:  
 Vous ne verrez que des nuages blancs.

Wang Wei (poète chinois du VIII<sup>e</sup> siècle)

### Avant-propos

La "mitose" de ce travail a commencé, lorsque je suis parti, accompagné de six collègues d'études, pour connaître un royaume isolé de l'Himalaya. Au début de ce voyage, nous avons croisé deux hommes, l'un aux cheveux blancs et au regard sage, le second jeune et à la barbe souriante. Je sais maintenant que nous étions munis de deux yeux fort différents: un oeil voulait retrouver quelques lois de notre science, mais l'autre, aussi curieux, mais très respectueux, cherchait à rencontrer dans cette société bouddhiste et lamaïste des forces inconnues. M'éloignant du groupe, j'ai trouvé un soutien inconditionnel à la Section des Sciences de la Terre de cette université, auprès du Prof. H. Masson d'abord, qui m'a offert une très grande liberté et, surtout, la base financière de ma vie de tous les jours.

C'est sous le ciel resplendissant du 25 août 1983 que nous est apparu pour la première fois le doux mais imposant relief du Sommet Royal et de la Bien-Aimée des Dieux. Véritable vision du Changtang ! Je les ai quittés provisoirement, sous un éclat de lumière défiant l'hiver proche, vingt-cinq mois plus tard, quand nous abordions la descente vers l'Indus. Lors de trois campagnes de terrain, j'ai passé cent trente et un jours dans "mes montagnes". Ils étaient consacrés à notre projet, mais m'ont apporté davantage qu'une connaissance approfondie de ma science: la vision d'un habitat exigeant, mais plein de vie, celle d'êtres humains chaleureux, qui mènent leur vie d'une manière tellement spirituelle, et d'un espace apparemment vide, mais parcouru d'êtres du passé, du présent et de l'éternité.

### Summary

Based on a new map of the western end of the Tso Moriri Culmination (Ladakh, India), stratigraphy and tectonics of an internal sector of the NW-Himalaya are discussed. This large regional structure, adjacent to the Indus-Yarlung Suture, forms the northern margin of the Indian continent.

Two paleogeographic domains can be distinguished: 1. A "classical" sequence of Cambrian to Paleocene sediments and an Ordovician granite builds up the Tethys Himalaya. The main part of the detritic Cambrian formations has been deposited on a shallow-water platform, very similar to the coeval series of Zaskar, 70 km further SW.

2. The continental rise sediments (Markha Unit) are divided into five formations: amongst them, the 2nd, 4th and 5th have been paleontologically dated as middle Trias, middle Jurassic and uppermost Cretaceous. Isolated fossil occurrences prove marine conditions already at the end of the lower Permian. The lateral evolution within the Triassic formations allows to argue in favour of a preserved paleogeography in the area of the continental shelf break.

During the post-lower Eocene suturation between the Indian and Ladakh-Kohistan blocks, the ductile Langthang Fold Nappe (LFN) has been emplaced in a S to SW direction, in the roof of a pre-Himalayan contact aureole. Km-scale recumbent folds within the LFN hold for the crustal thickening, leading to greenschist-metamorphic conditions. In a structurally low level, close to the root zone, the overturned limb of a large fold of Permian metasediments indicates a maximum translation (> 10 km): at higher levels, we suggest that the nappe may terminate in a thin-skinned manner, by one of several ramps (with translation values of a few km), cutting through the Jurassic platform limestones in the Zaskar synclinorium.

These tangential tectonics are blocked by a regional-scale, post-metamorphic antiform which refolds both the fold-nappe (LFN) and its basement (Nyimaling Unit). This antiform was overturned to the NE, then detached along the deformed Paleozoic granite, while being backthrust towards the north and escaping laterally in a corridor along the vertical suture surface. The compressional evolution ends with the formation of a tectonic dome, though the area continues to rise (morphogenetic phase).

### Résumé

Nous présentons la stratigraphie et la tectonique d'une partie interne de l'Himalaya nord-occidental (Ladakh, Inde): la terminaison de la **Culmination du Tso Morari**, jouxtant la zone de suture Indus-Yarlung entre les continents indien et eurasiatique.

Nous reconnaissons deux domaines paléogéographiques distincts: l'Himalaya Téthysien et l'Unité de la Markha. Dans le premier, les sédiments cambriens à paléocènes constituent la croûte indienne classique, intrudée par un granite ordovicien. La sédimentologie des formations cambriennes les identifie comme les dépôts d'une plate-forme siliciclastique peu profonde, qui ressemble de près aux séries contemporaines du Zaskar, à 70 km au SW.

Nous avons divisé les sédiments du pied du talus continental (Unité de la Markha) en cinq formations lithostratigraphiques: les datations paléontologiques indiquent le Trias moyen, le Jurassique moyen et le Crétacé terminal pour les 2e, 4e et 5e formations. Quelques fossiles plus anciens, non localisés stratigraphiquement, prouvent des conditions marines dès la fin du Permien inférieur. L'évolution latérale des formations triasiques montre les ceintures paléogéographiques successives à travers la bordure de la plate-forme continentale.

Pendant la saturation des deux continents, après l'Éocène inférieur, une zone de cisaillement a tranché la marge. La Nappe-pli de Langthang s'est mise en place en direction S à SW: de grands plis de recouvrement sont la cause d'un fort raccourcissement interne, au-dessus du chevauchement. Proche de sa racine, le flanc inverse d'un pli plurikilométrique, dans les métasédiments permien, témoigne d'une translation maximale de la nappe ductile; nous suggérons que le front de la nappe est constitué par plusieurs rampes (à rejets plus faibles), recoupant les calcaires jurassiques dans le synclinalium du Zaskar.

Le blocage de cette tectonique tangentielle, dirigée vers des zones externes, conduit à la formation d'une vaste antiforme post-métamorphique. Détachée à la base du granite déformé, cette structure est rétrocharriée vers le nord; dans un couloir de mouvements décrochants, elle échappe latéralement à la convergence. L'évolution compressive s'achève par la formation d'un dôme, préfiguré probablement par l'emplacement du granite. La région continue à se soulever dans la phase morphogénétique.

### Zusammenfassung

Wir behandeln stratigraphisch-petrographische und tektonische Fragen in einem internen Bereich des NW-Himalaya (Ladakh, Indien): dieser umfasst das **Westende der Tso Morari-Kulmination**, einer grossräumigen, Grünschiefer- bis Amphibolit-metamorphen Aufwölbung längs der Indus-Yarlung-Sutur zwischen dem indischen Kontinent und Eurasien.

Wir unterscheiden zwei paläogeographische Räume: 1. im Tethys Himalaya baut eine "klassische" Abfolge kambrischer bis paläozäner Sedimente und ein ordovizischer Granit die indische Kruste auf. Sedimentologische Kriterien erlauben, die grösstenteils detritischen kambrischen Formationen als Ablagerungen einer Flachwasser-Plattform zu betrachten: sie zeigen so grosse Parallelen zu den gleichaltrigen Sedimenten einer externen Zone, 70 km weiter südwestlich in Zaskar.

2. In der Markha-Einheit sind die Sedimente vom Fuss des mesozoischen, passiven Kontinentalrandes erhalten. Von 5 Formationen sind die zweite, vierte und fünfte paläontologisch als Mittel-Trias, Mittel-Jura und oberste Kreide identifiziert. Eine stratigraphische Lücke umfasst zumindest den Ober-Jura und einen Teil der Unter-Kreide. Isolierte Fossilfunde beweisen sogar marine Verhältnisse am Ende des Unter-Perms. In der Entwicklung der Trias finden wir Argumente für die Kontinuität der paläogeographischen Zonierung über den Rand der Kontinentalplattform hinweg.

Während der Ausbildung der Kontinentalstutur nach dem älteren Eozän, individualisiert sich auf der indischen Seite die duktile Langthang-Faltendecke längs einer Scherzone im Dach einer prä-himalayischen Kontaktaureole. Ihre Platznahme durch km-grosse Deckfalten in Richtung S bis SW stellt in diesem Bereich den wichtigsten Mechanismus der Krustenverkürzung dar. Als ihre Front werden mehrere Rampen angesehen, welche die norisch-liassischen Plattformkalke im Zaskar-Synclinalium durchschneiden und deren kumulierte Versätze einem grösseren Translationsbetrag in einem duktilen, strukturell tieferen und wurzelnäheren Bereich entsprechen können.

Im südlichen Ladakh und Rupshu lösen grossräumige, post-metamorphe Antiformen die gegen aussen (S) gerichtete Schertektonik ab. Die N- bis NE-Vergenz der westlichsten Antiform führt zu Rücküberschiebung und dextralem Ausweichen (nach NW) der gesamten beobachtbaren Struktur (Langthang-Decke und Nyimaling-Autochthon) längs der Basis der Granitgneise. Die compressive Tektonik endet gegen Ende des Tertiärs mit der Bildung des Kangyatse-Doms, in welchem der Granit und die paläozoischen Formationen endgültig gegen NW abtauchen. Regional setzen sich die Vertikalbewegungen in der morphogenetischen Phase fort.

### Resumen

En este trabajo se presenta la estratigrafía y la tectónica de un sector interno del Himalaya noroccidental, con la cartografía geológica del **extremo oeste de la Culminación del Tso Morari** (Ladakh, India). Esta gran estructura regional adyacente a la Sutura del Indus-Yarlung, forma el margen norte de la India en la zona límite con el continente euroasiático.

Dos dominios paleoceanográficos pueden ser distinguidos: 1. Secuencia clásica de sedimentos del Cámbrico al Paleoceno, intruida por un granito del Ordovícico (Tethys Himalaya). La parte principal de las formaciones del Cámbrico fue depositada en una plataforma silicoclastica de aguas someras, muy similar a las series contemporáneas del Zaskar, a 70 km hacia el suroeste.

2. Los sedimentos del pie de talud continental (Markha Unit) son divididos en cinco formaciones litoestratigráficas, de las cuales las determinaciones paleontológicas indican el Triásico medio para la segunda, el Jurásico medio para la cuarta y el Cretácico somital para la quinta formación. Algunos fósiles marinos no localizados estratigráficamente indican condiciones marinas desde la parte somital del Pérmico inferior. La evolución lateral entre las formaciones del Triásico muestran la preservación de cinturones paleogeográficos en un transecto del margen de la plataforma continental.

Durante la colisión post-Eoceno inferior de los dos continentes, una zona de cizallamiento cortó el margen. El Nappe plegado de Langthang fue emplazado en dirección S - SO, en el techo de una aureola de contacto pre-Himalaya. Pliegues kilométricos volcados representan un engrosamiento de la corteza que resultó en condiciones de metamorfismo de esquistos verdes. La traslación máxima se observa en un nivel estructural inferior cerca a la raíz en el flanco volcado de un gran pliegue de metasedimentos pérmicos; en el nivel superior nosotros sugerimos que la parte frontal del Nappe puede terminar en varias rampas, con valores de traslación de pocos kilómetros, cortando através de las calizas de plataforma jurásicas en el synclorium de Zanskar.

La gran antifirma post-metamórfica bloquea la tectónica tangencial. Esta estructura se volcó y se retrocorrió hacia el NO despegándose en la base del granito deformado paleozoico y después se escapó lateralmente en corredores a lo largo de la sutura vertical. La evolución compresiva termina con la formación de un domo. El levantamiento del área continúa en la fase morfogenética.

### Remerciements

Ma maîtrise imparfaite de la langue française n'est nulle part aussi regrettable qu'ici, lorsqu'il s'agit de dire mes sentiments et mon respect envers les nombreuses personnes qui ont accompagné ce travail et qui ont contribué à sa réalisation.

C'est au Ladakh que j'ai vécu mes plus grandes joies et émotions: avec mes chers compagnons Paul Felber, Mario Sartori, Anne Crespo, Thomas Kraysenbühl, Rinchen Dhonyot, et dans la maison de notre hôte à Leh, Phuntsok Targies Lardak. Qu'ils soient assurés de ma gratitude et de mon amitié les plus chaleureuses ! Je pense avec beaucoup de sympathie à Jean-Claude, l'ami des oiseaux, à Dorje, luttant avec le mulet, à Pascal et Marianne dans la neige mouvante du Kangyatse, à Michel, le facteur mouillé, ou à Tamding, chantant merveilleusement ses prières pendant nos longues soirées....

Le Prof. Albrecht Steck sait, mieux que quiconque, ce que vaut ce travail: il l'a si fortement influencé, tant sur le terrain qu'à Lausanne, que je ne saurais vraiment le remercier à juste titre. Mario Sartori, quant à lui, prend ici une place particulière, tant par la générosité de son amitié, tant par le profit que j'ai tiré de le voir mener à bien son beau travail scientifique.

Je remercie de tout coeur mon directeur de thèse, le Prof. Henri Masson, d'avoir cru en moi et de m'avoir soutenu à de multiples occasions pendant ce projet passionnant. Tardivement, mais d'autant plus sérieusement, Jean-Pierre Burg (Montpellier) a investi son esprit critique pour limiter mes imprécisions et insister sur les lacunes que je camouflais dans mon texte. Qu'à Lausanne, Aymon Baud n'ait jamais cessé de m'interroger sur le progrès et le contenu de mon "oeuvre", et que la porte de son bureau ait toujours été grand ouverte, lui vaut mon merci sincère. *Muchas gracias* à Peter O. Baumgartner, qui m'a livré ses commentaires détaillés sur mes "élucubrations" sédimentologiques, et à Claudia Mora pour le *resumen*.

Parmi les proches du labo, Anne-Marie Magnenat a été la figure de proue pour tout le bien-être et le bonheur que j'ai reçus de mes nouveaux amis, et qui m'ont toujours encouragé. Mes discussions plus et moins sérieuses avec Jean-Luc Epard - l'oreille ouverte du bureau d'en face -, ont souvent su relancer plus gaiement mon travail, quand j'étais en train de tourner en rond.

J'ai eu, en outre, la chance de profiter de la bonne volonté de nombreux collègues de Lausanne et d'ailleurs: je garderai une très haute estime pour la générosité et l'hospitalité de Martin et Monika Thöni à Vienne; pour la disponibilité et le dévouement d'Anne-Lise Delacrétaç (lors des corrections de mon français écrit) et de Philippe Thélin au labo RX; pour les encouragements de Cristina Scherrer-Schaub (qui apaise mon mal de ce lointain Tibet); pour l'aide précieuse, en Inde et en Europe, des Profs. G. Mascle et M. Colchen, du projet français GRECO-Himalaya; pour l'infinie patience de Raymond Ansermoz et Laurent Nicod, face à mes beaux échantillons de schistes. J'ai glané de précieux faits grâce au savoir de collègues en Suisse et à l'étranger; je tiens à remercier notamment les paléontologues qui ont soigneusement examiné mes fossiles: les Professeurs et Dres. D.V. Ager (Swansea), Mme M. Caron (Fribourg), J. Guex (Lausanne), P. Hochuli (Zurich/Bordeaux), Mme C. Jenny (Lausanne), G. Plodowski (Francfort), H. Rieber (Zurich), S. Sakagami (Chiba), K. Sdzuy (Würzburg), T. Tozer (Ottawa) et B. Walter (Lyon). Je suis reconnaissant, au même titre, à H. Bucher (Lausanne) et à mon "voisin de suture", Christian Talon, ainsi qu'à Jean Savary, qui m'a permis de profiter, à temps, de son ingénieux système à "brasser" les données tectoniques. A Zurich, je remercie Piet Ouwehand, de même que Rainer Kündig et Chaspi Honegger, qui ont un rôle plus important que celui de m'avoir fourni les images-satellites désirées.

Finalement, je remercie très sincèrement la Fondation Herbettes de la Faculté des Sciences de l'Université de Lausanne, car c'est grâce à ses subsides généreux que j'ai pu effectuer mes travaux de terrain. L'auteur remercie aussi le Fonds Pierre Oguey, de l'Université de Lausanne, pour l'aide financière accordée à l'impression de cette thèse.

Une fraise seule peut faire le printemps.

## A. INTRODUCTION

### A.1. PRESENTATION DU SUJET ET DU CADRE REGIONAL

#### La chaîne de l'Himalaya

Pour nous tous, qui en connaissons les images époustouflantes et les récits passionnants, l'Himalaya est synonyme des plus hauts sommets du globe: le "toit du monde". D'aucuns ont perçu sa dimension intérieure, l'aura mystique de Sagarmatha et de la Queue du Poisson, du Kailash et de la déesse Devi. Nombres de ces géants de pierre et de glace ne font cependant pas partie de la chaîne himalayenne, mais appartiennent à d'autres systèmes de montagnes - les Hindukush, Karakoram, Pamir, Kun-lun -, jouxtant la masse terrestre la plus grande de notre globe, le plateau tibétain.

L'arc himalayen est une gigantesque barrière qui s'élève au nord de l'un des centres de l'humanité: les plaines de l'Indus, du Gange et du Brahmaputra. Au point de vue géologique, il s'étend sur presque 2500 km entre deux virgations - points de très forte courbure -, au nord du Pakistan (où l'Indus s'est ouvert une brèche à travers la chaîne) et dans le sud-est du Tibet (où le Brahmaputra la perce). Au-delà de ces pivots, la chaîne se prolonge vers le sud-ouest dans les montagnes afghanes et belouches, puis par le Zagros iranien dans les montagnes de l'Anatolie, les Carpathes, les Alpes. A sa terminaison orientale, elle se courbe vers le sud et se prolonge dans les chaînes indo-birmanes, qui se rattachent à la "ceinture du feu" de Sumatra et Java.

L'Himalaya termine les hauts-plateaux de l'Asie centrale vers le sud, en s'abaissant très abruptement de plus de 8000 à 2000, puis à moins de 200 mètres. Sa séparation avec le Transhimalaya est une cicatrice géologique que suivent les vallées longitudinales de l'Indus (le Sengge-chu<sup>1</sup> des tibétains) et du Yarlung Zangbo (le Brahmaputra des hindous).

Cette **Suture Indus-Yarlung** (MEYERHOFF et al. 1986) englobe les reliques de roches océaniques qui montrent combien l'Himalaya et l'Inde ont autrefois été éloignés de l'Asie, contre laquelle ils se collent aujourd'hui. Car l'Himalaya du géologue n'est rien d'autre que le front septentrional de l'ancien continent indien, cisailé, empilé et soulevé.

#### Les unités structurales de l'Himalaya

Depuis les épaisses alluvions de l'Inde du nord, déposées sur un très vieux noyau continental - le bouclier indien -, à la Suture Indus-Yarlung, quatre unités tectoniques majeures 1 - 4 composent l'Himalaya (GANSSEY 1964): leur individualisation, suivant les grands accidents A - D, est de plus en plus jeune depuis le nord vers le sud (D, C, B, A).

1. Le **Sub-Himalaya** comprend les sédiments molassiques éocènes à pleistocènes de l'avant-pays, que les forces orogéniques ont plissés et détachés. Les Siwaliks et les Murrees chevauchent les sédiments quaternaires le long du *Main Frontal* (ou: *Siwalik Thrust*, toujours actif (A)).
2. Le **Bas-Himalaya** est composé de plusieurs unités tectoniques, charriées sur le Sub-Himalaya le long du *Main Boundary Thrust*; ce chevauchement (B) aurait fonctionné au Pleistocène (BURBANK & REYNOLDS 1984).  
Ses sédiments abritent le passage des faciès gondwaniens du bouclier indien aux séries "téthysiennes" (GANSSEY 1981), mais ils sont mal datés. On les attribue en majeure partie au Précambrien ou au Paléozoïque; le Mésozoïque est mince et lacunaire. Les Subathus d'âge paléocène/éocène et des sédiments allant jusqu'au Miocène inférieur les coiffent.
3. Le **Haut-Himalaya** se divise en trois zones:
  - a. la **nappe cristalline** ou le **cristallin central**, fortement métamorphique (et localement migmatitique), qui a chevauché le Bas-Himalaya le long du *Main Central Thrust* (C), pendant l'Oligo-Miocène (BORDET et al. 1981 etc.). Un passage graduel existe à

---

<sup>1</sup> "rivière du lion"; la "gueule du lion" fait allusion aux contours du lac Raksas au pied de la montagne sacrée Kailash - centre du monde bouddhique et hindou -, où le Brahmaputra et le Satlej prennent leur source, ainsi que, de façon imprécise et simplifiée, l'Indus et le Gange. En vérité, l'Indus jaillit sur le versant nord du Transhimalaya (fig. 2).

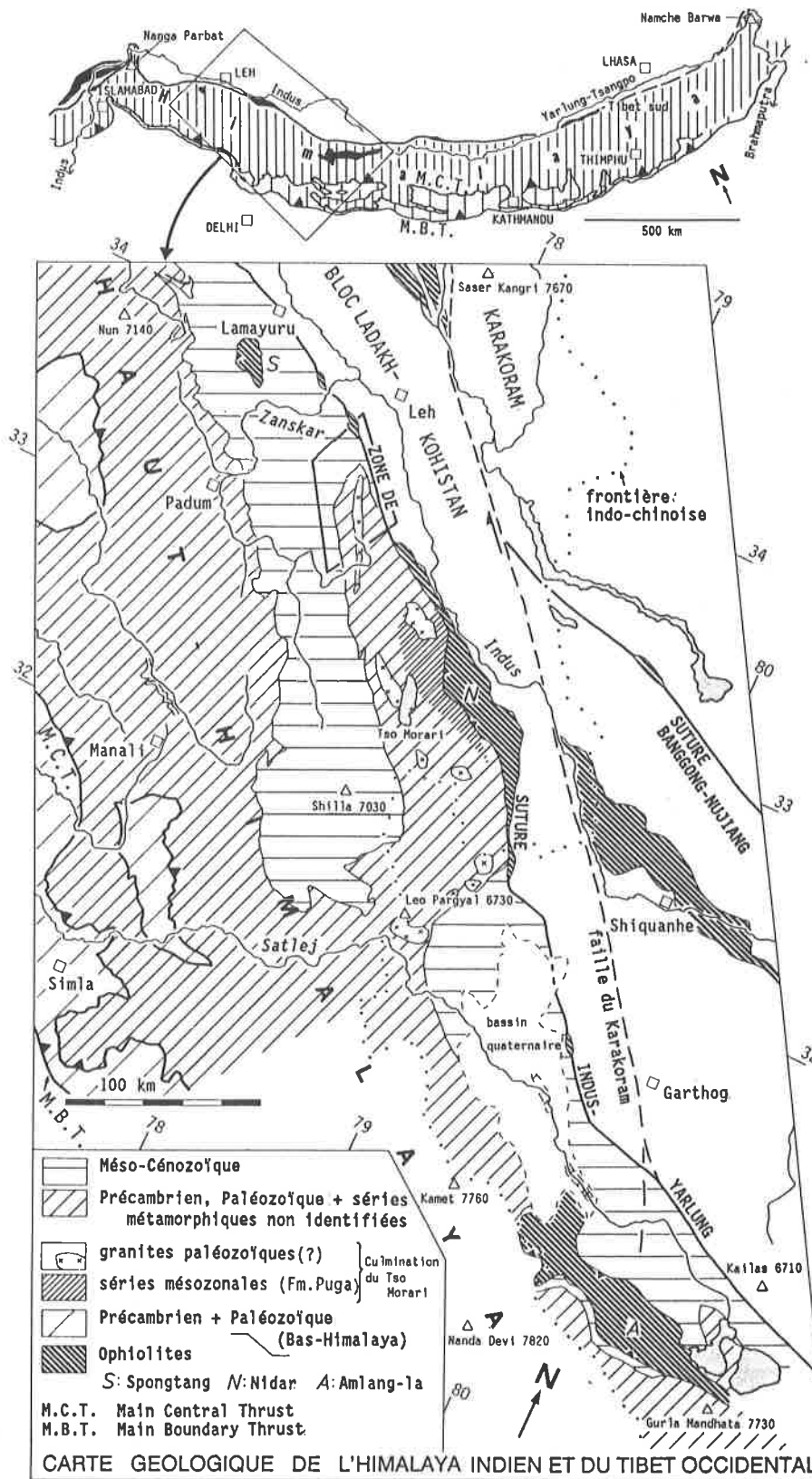


Fig. 1

Carte géologique de l'Himalaya indien et du Tibet occidental; compilée d'après BERTHELSEN 1953, FRANK et al. 1973, FUCHS 1982b,c, HEIM & GANSSER 1939, HERREN 1987, HONEGGER 1984, POWELL & CONAGHAN 1973a, RAI 1983, SHARMA & KUMAR 1978, SRIMAL 1986, THAKUR & VIRDI 1979, R. KÜNDIG (Zurich), la carte géologique de la République populaire de Chine, une image-satellite ERTS du Satlej et nos propres levés de terrain.

b. sa couverture fossilifère pas ou peu métamorphique: l'**Himalaya Téthysien** (ch. B). Il se singularise par une colonne stratigraphique assez complète du Précambrien terminal à l'Eocène inférieur (BLONDEAU et al. 1986).

Nous séparons de cette zone

c. la **marge passive nord-indienne**, qui suit latéralement le domaine dit "téthysien", mais qui en est souvent détachée. Elle englobe encore, à nos yeux, l'unité de Lamayuru au Ladakh et les Flyschs Trias-Lias au Tibet sud, coiffés par le procharriage des ophiolites (BURG 1983).

Notre étude se préoccupe de ces domaines 3b et 3c dans une région située au milieu du demi-arc occidental de la chaîne himalayenne (fig. 1).

4. La **zone de suture Indus-Yarlung** désigne diverses unités discontinues, qui proviennent de domaines paléogéographiques profonds au-delà de la marge péri-indienne, ou qui contiennent de tels éléments démantelés lors de l'orogénèse: lambeaux et nappes de roches ultrabasiques et basiques (la paléo-croûte océanique); écaillés et blocs de sédiments océaniques, qui sont souvent associés à des flyschs sédimentaires ou/et des mélanges tectoniques; schistes bleus; conglomérats molassiques. Le charriage de fragments de la croûte océanique sur la marge indienne de plus en plus proximale (D, obduction) s'est probablement étalé depuis la fin du Crétacé jusqu'à l'Eocène inférieur (cf. discussions dans WINDLEY 1983, COWARD et al. 1986).

#### Aperçu géologique du Trans-Himalaya

Vers le nord, on franchit la limite virtuelle de la paléomarge active, suivant le bord d'autres fragments continentaux: du *Southern Tibetan Plateau* (BALLY et al. 1980) à l'est (Bloc de Lhasa p.p., BURG et al. 1983) et du Bloc Ladakh-Kohistan à l'ouest (COWARD et al. 1982).

Le long de cette marge, une subduction d'un large plancher océanique, depuis le Crétacé inférieur, a engendré la croissance d'un volumineux batholithe du type des Andes. Attachée, pendant ce temps, à la marge méridionale de cet océan (la Néo-Téthys, STÖCKLIN 1977), la plaque indienne s'est déplacée vers le nord de 10 à 20 cm par an (PATRIAT & ACHACHE 1984), avant d'entrer en collision, à la fin du Paléocène, avec la marge asiatique (POWELL & CONAGHAN 1973b etc).

Sur le versant sud de ce batholithe calco-alkalin Ladakh-Gangdise (formant la chaîne du Transhimalaya), et face à la zone de suture Indus-Yarlung, s'intercale à l'est un bassin de turbidites volcano-sédimentaires, nourri du nord (séries de Xigaze d'âge crétacé à paléocène; BURG & CHEN 1984). Au Ladakh, un ensemble semblable, avec un arc volcanique indépendant (Dras-Nindam, Jurassique sup. à Crétacé sup. ou Eocène; DIETRICH et al. 1983, COLCHEN & REUBER 1987), est séparé du batholithe par l'intermédiaire du bassin de l'Indus.

Les molasses marines et continentales de ce bassin de l'Indus (FRANK et al. 1977a), épaisses de plusieurs kilomètres, s'étendent sur au moins 700 km du Ladakh vers le sud-est, au Ngari (HEIM & GANSSER 1939); elles existent au Tibet sud sous forme d'une mince bande, appuyée contre le batholithe.

Au Ladakh, la mer a aussi disparu de ce domaine dès l'Eocène moyen (VAN HAVER et al. 1984). La saturation des continents était alors achevée: l'Inde s'est soudée à l'Eurasie.

#### Lieu et buts de l'étude

Le Massif de Nyimaling ou Nyima-ri-thrö (cf. annexe et ch. A.3) est une chaîne de montagne isolée, qui fait partie intégrante de l'Himalaya au nord de l'Inde. Longue de 50 km, elle se situe dans la province du Ladakh (Etat de Jammu & Kashmir) et termine vers l'ouest les hauts-plateaux du Rupshu (fig. 2 et pl. 11A). Ses sommets culminent entre 6000 et 6400 m, et dépassent en hauteur les autres sommets au nord de la Haute-Chaîne himalayenne. A sa terminaison NW, elle se rapproche de la chaîne du Stok Kangri, qui domine le versant sud de la vallée de l'Indus ainsi que la ville de Leh (3500 m), le vieux chef-lieu du Ladakh.

Cette région au nord de l'Inde se place sur le bord intérieur de l'arc himalayen; son voisinage avec la paléomarge du continent asiatique pose une question centrale: **comment, dans le passé et dans le présent, l'Himalaya géologique s'est-il limité vers le nord ?**

Nous avons parcouru cet espace presque inexploré de l'Himalaya pour réaliser une étude "polyvalente", non axée sur un raisonnement unique. Elle se veut à la fois régionale et sélective, et doit de ce fait accepter de rester très incomplète.

En effectuant une reconnaissance régionale, nous avons levé une carte géologique d'une région entière, qui peut servir de base à une interprétation immédiate ainsi qu'aux comparaisons interrégionales. Dans ce volet, les questions suivantes sont primordiales:

1. Qu'est le "Tso Morari Crystalline" ? Vieux socle ou néo-cristallin ? Ensemble simple ou composé de plusieurs unités tectoniques ?  
(cf. les cartes de GANSSER (1964), de FUCHS (1982c) ou encore de LE FORT (1986).)

2. Quels sont ses liens principaux avec d'autres régions ? Comment les séries métamorphiques du Rupshu sont-elles séparées du bassin sédimentaire du Zaskar-Spiti ? Y a-t-il une histoire métamorphique commune entre elles et la Haute-Chaîne centrale ? Quel est le rapport de la culmination du Tso Morari avec celle du Raksas et avec le dôme de la Gurla Mandhata dans le Ngari ?

Le choix d'une région, occupant une position limitrophe dans l'orogène himalayen, est évidemment guidé par un intérêt tectonique, auquel se sont soumises nos approches thématiques:

3. A quel point les analyses pétrographique et sédimentologique nous aident-elles à distinguer des ensembles tectoniques et paléogéographiques, et à les reconstituer ?

4. Quelle est l'essence de la déformation régionale, quant à la direction et à la cinématique de la "collision continentale", et sa place au cours de ce long processus (60 - 70 Ma) qui a bâti l'Himalaya ?

## A.2. HISTORIQUE DES RECHERCHES GEOLOGIQUES DANS LE SUD DU LADAKH ET LE RUPSHU VOISIN

Les premiers Européens - des Jésuites -, arrivèrent au Ladakh au 17<sup>e</sup> siècle dans une période où l'autonomie des rois ladakhi était déjà fortement ébranlée par la soif d'hégémonie du cinquième Dalai Lama et par l'esprit guerrier de leurs voisins musulmans au Kashmir. Après avoir conquis le Ladakh en 1834, les troupes du nouveau maharaja du Kashmir furent défaites par les Tibétains au Satele. Lors des tractations qui s'ensuivirent sur la frontière indo-tibétaine, le général anglais Alexander CUNNINGHAM se rendit au Ladakh afin de jouer un rôle de médiateur: à la suite de ses séjours en 1846 et 1847, il rédigea la première description géographique de ce pays (CUNNINGHAM 1853), qui contient également quelques observations géologiques, notamment sur le Rupshu. Nous lui devons la première mention des roches métamorphiques et intrusives de la Culmination du Tso Morari, que nous avons étudiée à son extrémité NW:

"The Lának<sup>2</sup> ridge consists of a core of granite nearly overlaid by clay-slate. To the west of the pass, the plain of Dongan is strewn with rolled boulders of granite for several miles. Thence to the Thung Lung Pass<sup>3</sup> the higher ridges are of gneiss, and the slopes of mica and clay-slates."

En juin 1864, deux géologues au service du Geological Survey of India, F. STOLICZKA et F.R. MALLET, poussèrent pour la première fois une excursion au-delà du Spiti, région déjà relativement bien connue géologiquement à cette époque: ils traversèrent le Parang-la vers le nord et se retrouvèrent ainsi au Rupshu. Ils atteignirent l'Indus d'où ils revinrent par un itinéraire plus oriental, passant par Hanle, le chef-lieu du Rupshu (cf. fig. 2). Au mois de mai 1865, Ferdinand Stoliczka repartit à Simla vers le nord et, par le Lahaul, arriva de nouveau au Rupshu: il franchit le Taglang-la à l'extrémité sud de la chaîne de Nyimaling et descendit sur Leh qu'il quitta cinq jours plus tard. Durant la dernière semaine du mois de juillet de cette année, il traversa notre région du nord au sud jusqu'à Trantse-sumdo, où il emprunta, par les gorges du Zaskar oriental, un chemin extrêmement éprouvant qui le mena à Padum.

Par ses deux rapports de ce long voyage (STOLICZKA 1866a,b), il contribua beaucoup aux connaissances stratigraphiques du Haut-Himalaya indien; par la suite, nous nous référerons souvent à cet observateur précis.

En 1883, Richard LYDEKKER publia sa belle carte et son imposante monographie géologique de l'actuelle Inde du Nord, dans laquelle il résumait les résultats de ses multiples expéditions depuis le Kashmir vers le Ladakh, dans l'ouest du Rupshu et dans le Changtang. Sur sa carte figurent déjà tous les traits majeurs du Nyima-ri-thrö; il décrit d'abord le gradient métamorphique parallèle à la zone de suture et répertoria fort bien toutes ses lithologies-clés: les roches vertes; les calcaires à crinoïdes, shales etc. des séries de bassin; les molasses à galets de serpentinites. A Skyu, il rapporte l'activité de bon nombre d'orpailleurs dans les sables de la Markha-chu.

2 Lának: nord de la chaîne du Leo Pargyal / Dongan: au SE du Tso Morari (cf. fig. 1)

3 Taglang-la; dans le sud de la chaîne de Nyimaling, à 60 km au NW du Tso Morari



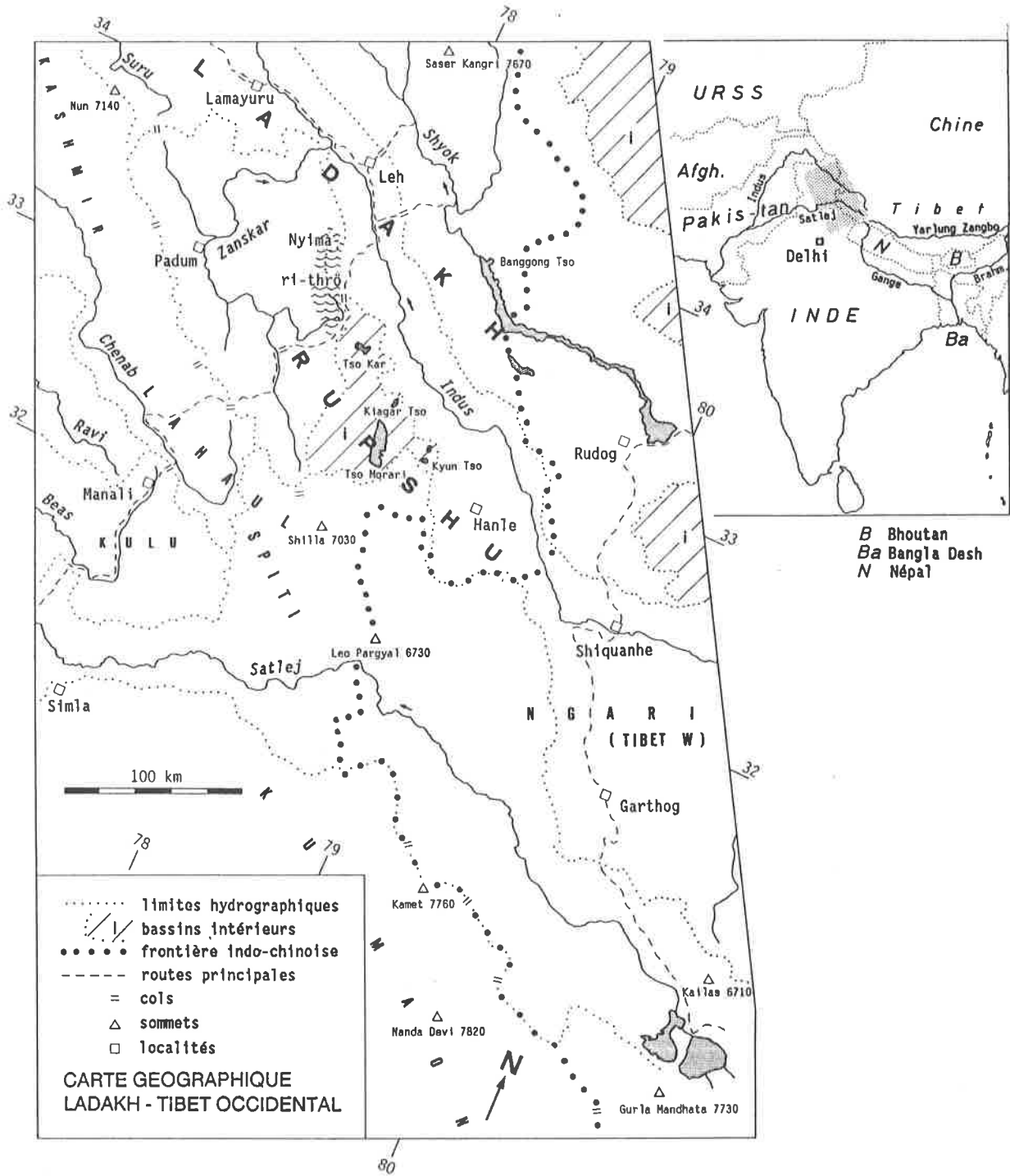


Fig. 2

Carte géographique du Tibet occidental et du nord de l'Inde.

Les grandes expéditions vers l'Himalaya nord-occidental de la première moitié de notre siècle (HAYDEN, DAINELLI, DE TERRA, AUDEN, NORIN) laissent toutes de côté cette région autrefois si fréquentée aux confins du Ladakh et du Rupshu et à l'est des chaînes du Zaskar, difficilement franchissables. Seul H.H. HAYDEN (1904) montra le passage progressif de certaines formations sédimentaires du Spiti aux schistes métamorphiques sur la rive du Tso Morari. En 1953 seulement, une expédition danoise remonta de nouveau le Rupshu jusqu'à l'Indus; le travail de A. BERTHELSEN (1953) s'occupe de problèmes pétrographiques touchant aux gneiss et aux roches vertes ainsi que d'aspects morphogénétiques. Lorsque parut, en 1964, l'admirable "Geology of the Himalayas" de A. GANSSER, la pétrographie du cœur métamorphique de la culmination du Tso Morari, son contact tectonique aux séries détritiques du bassin de l'Indus au nord ou à différentes roches basiques et ultrabasiques, ainsi que le passage transitionnel au bassin sédimentaire du Spiti constituaient la trame des connaissances de cette région. Grâce à DAINELLI et à DE TERRA, d'amples et riches observations étaient connues de la région le long de la très ancienne route du Kashmir à Leh, mais l'intérieur de la chaîne - le Zaskar -, restait parfaitement inconnu.

Au début des années 70, les institutions géologiques de l'état indien à Chandigarh, Dehra Dun, Lucknow etc. faisaient débiter des travaux de terrain, depuis les *foothills* au sud jusqu'au bord du plateau tibétain au nord et aussi dans la région qui nous concerne (GUPTA et al. 1970; GUPTA & KUMAR 1975; SHARMA & KUMAR 1978; THAKUR & VIRDI 1979). Dès l'ouverture du Ladakh aux étrangers en 1974, les géologues occidentaux ont été attirés par le fait que la limite présumée entre les continents indien et asiatique y est exposée de façon exemplaire (FRANK et al. 1977a). Dans le Zaskar oriental et le Ladakh méridional, les géologues de l'Université de Lausanne ont été les premiers occidentaux depuis Lydekker - presque cent ans auparavant -, à étudier les unités sédimentaires de part et d'autre de la suture des continents (BAUD et al. 1982a,b). Depuis, d'autres géologues ont effleuré ou parcouru avec des buts différents les unités de la marge nord-indienne, exposée dans le Nyima-ri-thrö (BROOKFIELD 1983; BROOKFIELD & ANDREWS-SPEED 1984; VAN HAVER 1984; FUCHS 1984, 1986; SEARLE 1986).

### A.3. QUESTIONS DE CARTOGRAPHIE ET DE GEOGRAPHIE TIBETAINE

#### Introduction

Dans toute étude régionale s'impose la nécessité d'appeler de leur nom propre, hormis les objets de l'étude, les endroits. Dans un espace géographique donné, la désignation claire d'un endroit particulier est donnée en général par la référence à une édition précise et largement disponible de cartes topographiques de petite échelle.

Cette condition n'est pas remplie au Ladakh: à cause de sa situation géopolitique délicate, les cartes topographiques détaillées ne sont accessibles qu'aux instances officielles de l'état indien. L'existence de cartes topographiques plus anciennes (LYDEKKER 1883, Survey of India 1946) qui constituent une belle collection de toponymes locaux, complique la situation. De plus, la seule carte actuellement (1986) disponible est dessinée sur un fond topographique obtenu par des images-satellites (Pegasus, Zurich: Ladakh-Zaskar 1:350'000).

Nous introduirons séparément les deux problèmes suivants:

- image cartographique réelle et géométriquement juste,
- toponymes locaux, reproductibles et adaptés à la linguistique tibétaine moderne.

#### 1. CARTOGRAPHIE SUR BASE D'IMAGES-SATELLITES

Nos cartes sont basées sur le réseau orographique des thalwegs et des arêtes que l'on discerne sur les images-satellites entre les vallées principales; un nombre considérable d'observations de terrain a permis d'améliorer le détail de la carte de base.

Nous avons disposé de différentes images-satellites 1:1'000'000 LANDSAT-3 et LANDSAT-4 répertoriées dans les références et dont les prises d'images ont été effectuées pendant les mois d'automne (octobre à décembre) des années 1979, 1980 et 1983. Les images LANDSAT MSS (*Multi-spectral scanner*) captent l'intensité lumineuse dans 4 bandes qui correspondent à des longueurs d'ondes différentes de la lumière

visible à l'infrarouge. Pour les besoins du géologue, il est recommandé d'utiliser les bandes 7 (L-3) ou 4 (L-4) qui correspondent à la lumière rouge et à l'infrarouge (L-3: 0.8-1.1 microns, L-4: 0.76-0.90 microns). La taille du pixel (grain élémentaire de l'image) est de 80 m dans les images LANDSAT-3; celles LANDSAT-4 ont une qualité supérieure mais paraissent légèrement surexposées. Tout ce matériel ne permet jamais une vision stéréographique.

Les principales limites d'application sont mises en évidence par les dénivelés importants (ombres) ou par le contraste insuffisant des formations critiques dans la zone à morphologie douce.

## 2. LE CADRE GEOGRAPHIQUE ET ETHNOLOGIQUE DE LA REGION DE NYIMALING

Dès la fin du 10<sup>e</sup> siècle et jusqu'en 1834, le Ladakh (*la dwags*, litt. (le pays) des cols béants) fut un royaume indépendant, bien que culturellement et politiquement lié au Grand Tibet, à l'est. Les limites de son territoire se laissent mal définir. La majeure partie de sa population habite les nombreux villages situés dans les terres cultivables des grandes vallées de l'Indus et du Nubra et de leurs affluents directs. Vers le sud, le Zanskar (*zans dkar*, litt. (le pays) du cuivre blanc) est séparé par les longues gorges inhabitables du fleuve Zanskar qui, après la confluence de ses deux branches à Padum, pénètre vers le nord. La province du Rupshu s'oriente surtout vers l'est où ses vastes hauts-plateaux se prolongent sans barrière naturelle dans le Ngari, la province occidentale du Tibet. Les voies de communication vers l'ouest suivent le cordon ombilical de l'Indus tout au nord du Rupshu et quelques rares chemins pénètrent dans le labyrinthe inhospitalier du Zanskar oriental (fig. 2).

A part les grandes vallées, il existe des chemins presque imperceptibles, car très rarement empruntés: pour l'éleveur de moutons des hauts-plateaux du Rupshu, il n'y a guère d'autre occasion de rencontrer son voisin-paysan du Zanskar que lors de la vente annuelle de ses richesses animales à Zangla ou à Tongde. Il arrive aussi qu'un *lama* médecin de Thikse franchisse ces cols rudes pour accourir au chevet d'un confrère de Karsha. Dans le tissu de ces chemins plus directs et plus éprouvants, la terminaison septentrionale de la chaîne de Nyimaling (le Nyima-ri-thrö) constitue le carrefour principal entre le Haut-Ladakh, le Zanskar et le Rupshu.

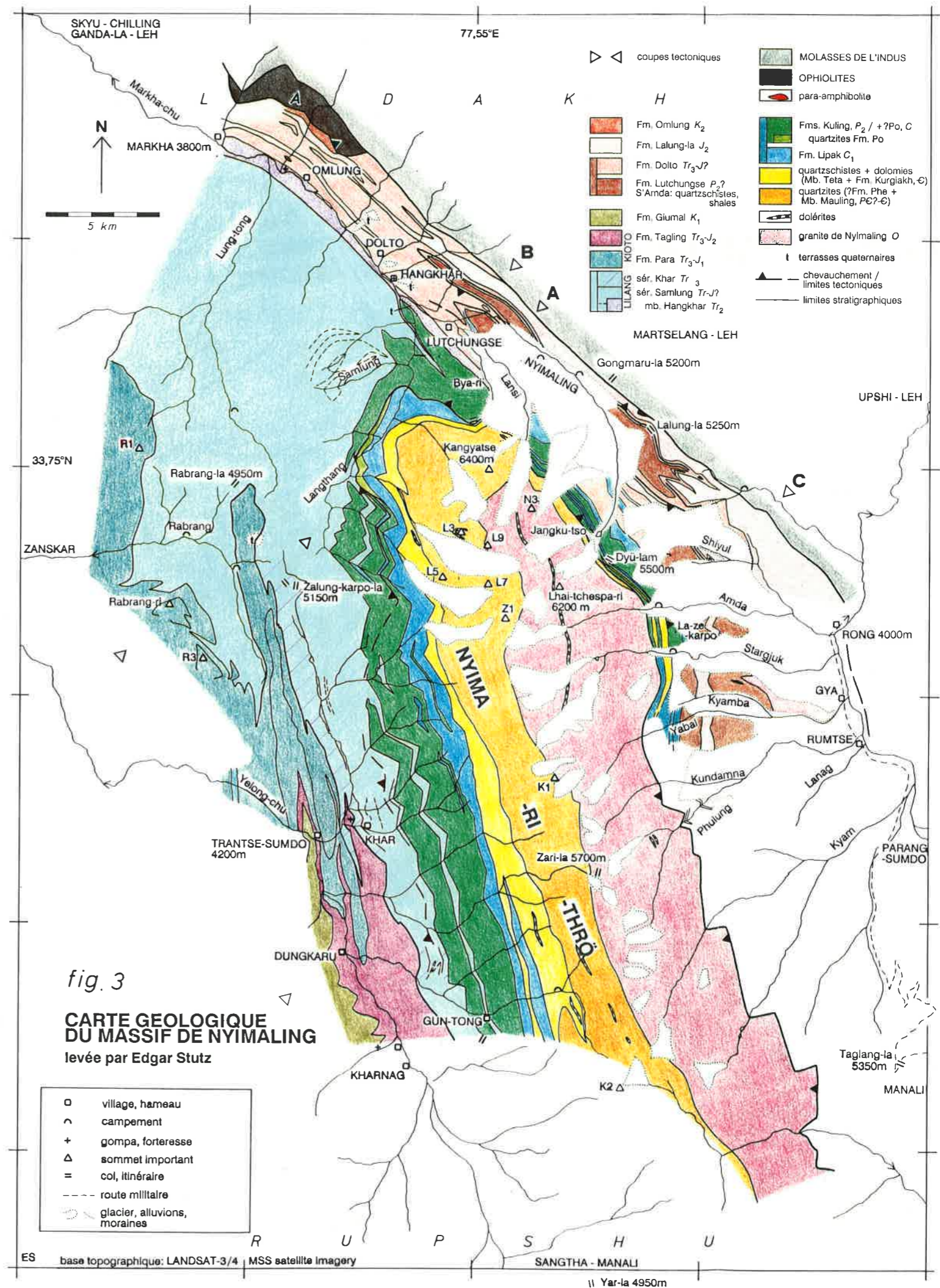
Pour l'homme vivant dans le voisinage de ces sommets anonymes, il n'y a pas de raison de fréquenter ces gorges et ces alpages, si ce n'est pour le pâturage ou la récolte de bois. Le géologue, quant à lui, parcourt la même région suivant d'autres raisons que l'homme du pays. Bien qu'étant étrangers l'un à l'autre, le *khampa* du Rupshu et le chercheur européen exploitent un même espace, qui les a précédés et qui leur succédera. Mais le géologue a besoin de noms pour quelques vallons ou arêtes qui n'ont une signification qu'à travers l'étrange constellation de leurs liens en profondeur: dans le fait de partager cet espace avec l'habitant repose notre motivation de donner à ces lieux les mêmes noms que lui. Ci-dessous, nous essaierons de les définir.

## 3. TOPONYMIE TIBETAINE

Entre la vallée de la Markha et le Yar-la, les lieux désignés d'un nom local sur les cartes géographiques sont peu nombreux, car seuls quelques petits villages à la périphérie de la région sont habités pendant toute l'année.

Des ambiguïtés existent, même parmi les rares noms de lieu cités par les chercheurs qui ont précédemment parcouru cette région. A l'aide de nos muletiers tibétains, nous avons essayé de recueillir le maximum de toponymes utilisés par les autochtones. Nous avons remarqué que bon nombre de toponymes figurant sur les anciennes cartes sont estropiés au point d'avoir acquis une prononciation qui ne ressemble plus guère à celle des gens du pays (ex. Tanje). Certaines distinctions qui apparaissent sur les cartes sont de parfaits artefacts (ex. Khurna, Karnak).

Cet état de fait a motivé une petite étude toponymique qui devait aboutir à proposer une transcription la plus proche possible de la prononciation et respectant le sens du mot, tel qu'il est perçu par les habitants de la région. A défaut, nous avons hypothétiquement restitué l'étymologie à l'aide de dictionnaires. La mise au point de cette liste de toponymes est le résultat de longues discussions avec Mme Cristina Scherrer-Schaub (Université de Lausanne, Section des Langues Orientales). Elle a été influencée par les commentaires écrits de Mme Helga Uebach (Institut für Zentralasiatische Studien, Munich). Cette liste est établie selon les critères suivants:



1. Les toponymes sont transcrits phonétiquement en respectant, autant que possible, la transcription phonétique internationale, afin d'éviter les aberrations de quelques transcriptions anciennes établies sur la base de la phonétique anglaise (cf. Rabrang, autrefois transcrit par Ruberung, Kharnag/Khurnak, Panjal/Punjat etc.). Sans entrer dans le détail des règles de prononciation des langues tibétaines, signalons que le son des voyelles **a**, **e**, **u** est modifié lorsque ces dernières sont suivies des consonnes **s(a)**, **d(a)**, **n(a)**, **l(a)** (cf. notamment annexe, s.v. *chörten*; Nar-Tö, COLCHEN & VACHARD 1975).
2. Nous transcrivons l'écriture en caractères latins, en utilisant la translittération "anglo-allemande", couramment utilisée par les spécialistes des langues tibétaines et notamment du ladakhi.
3. Nous distinguons trois types de toponymes:
  - a. les anciens toponymes puisés dans les ouvrages cités que nous reproduisons tels quels, sauf en ce qui concerne la transcription phonétique aberrante signalée sous le point 1.
  - b. les toponymes inconnus jusqu'à présent et que nous avons recueillis sur place (marqués <sup>1</sup> dans la liste),
  - c. les toponymes créés en tibétain pour désigner quelques éléments topographiques naturels restés sans noms (marqués <sup>2</sup> et <sup>3</sup> dans la liste).

Pour les noms en provenance du Tibet (province chinoise autonome du Xizang), nous utiliserons respectivement les premiers termes de la colonne 1 dans l'"Index général des toponymes" figurant dans MERCIER & LI (1984).



Les formations de l'Unité de la Markha et celles d'âge paléozoïque supérieur à tertiaire de l'Himalaya Téthysien [C + B] appartiennent à la même unité tectonique: la **Nappe de Langthang** [2]. Le chevauchement principal tranche alors les séries de la croûte continentale normale, mais laisse la plateforme continentale et le talus dans leurs positions relatives originales: seuls les mouvements coulissants tardifs réactivent cette dernière limite (fig. 29).

Nous utiliserons, dans nos descriptions stratigraphique et pétrographique, un **vocabulaire paléogéographique** (l'Himalaya Téthysien [A+B] et l'Unité de la Markha [C]); nous commenterons ensuite l'évolution tectonique selon des **divisions tectoniques indépendantes** (l'Unité de Nyimaling [1] et la Nappe de Langthang [2]). Cela permet une distinction plus claire de l'évolution crustale du continent indien et de son histoire après la collision continentale.

Afin d'éviter les répétitions des termes techniques stratigraphiques, nous les abrégons selon le mode généralement utilisé: **fm.** pour "formation de", **mb.** pour "membre de", **gr.** pour "groupe de" et **sér.** pour "série de".

## B.1. UNE PLATE-FORME SILICICLASTIQUE ANCIENNE : LE PALEOZOIQUE INFERIEUR

### Introduction

Les sédiments les plus bas du Nyima-ri-thrö sont fortement transformés par l'effet thermique de l'intrusion du granite de Nyimaling (ch. E, 2). Grâce à ce phénomène, les sédiments sont souvent admirablement bien préservés. Ces formations sédimentaires sont, dans la région, les plus anciennes de l'Himalaya Téthysien. Pour des raisons tectoniques, nous ne les trouvons que sur le versant occidental du Nyima-ri-thrö et dans sa terminaison septentrionale entre Kangyatse et Lhai-tchespa-ri, où elles disparaissent sous un biseau tectonique (ch. D.3, 2). Nous les avons étudiées en détail dans cette dernière région et nous avons répertorié les autres lithologies dans les vallées du versant occidental.

Nous donnerons de ces sédiments une analyse sédimentologique plus détaillée que celle des séries susjacentes, car ils se prêtent mieux à une comparaison avec les régions plus externes. Ils apportent les meilleures preuves, jusqu'à présent, des liens étroits entre les para-séries du Tso Morari et les séquences du Haut-Himalaya Central.

### Méthode

Notre argumentation sédimentologique se base sur trois types d'observations, qui devront être considérés conjointement:

#### **1. Analyse lithostratigraphique**

Nous présentons un profil détaillé du segment sommital de la série sédimentaire de Nyimaling (fig. 5). D'autres observations sont synthétisées dans la coupe générale de l'unité (fig. 7).

#### **2. Interprétation de structures hydrodynamiques et biogéniques**

La plupart de ces observations ne sont possibles que dans les blocs exposés à l'attaque météorique après détachement de l'affleurement. Les rapports les plus caractéristiques entre les diverses structures sédimentaires nous serviront à esquisser les paléo-milieus de ces séquences sédimentaires. Dans ce contexte, nous discuterons également les implications paléo-écologiques de quelques ichnofossiles.

#### **3. Analyse microfacielle sur quelques échantillons typiques.**

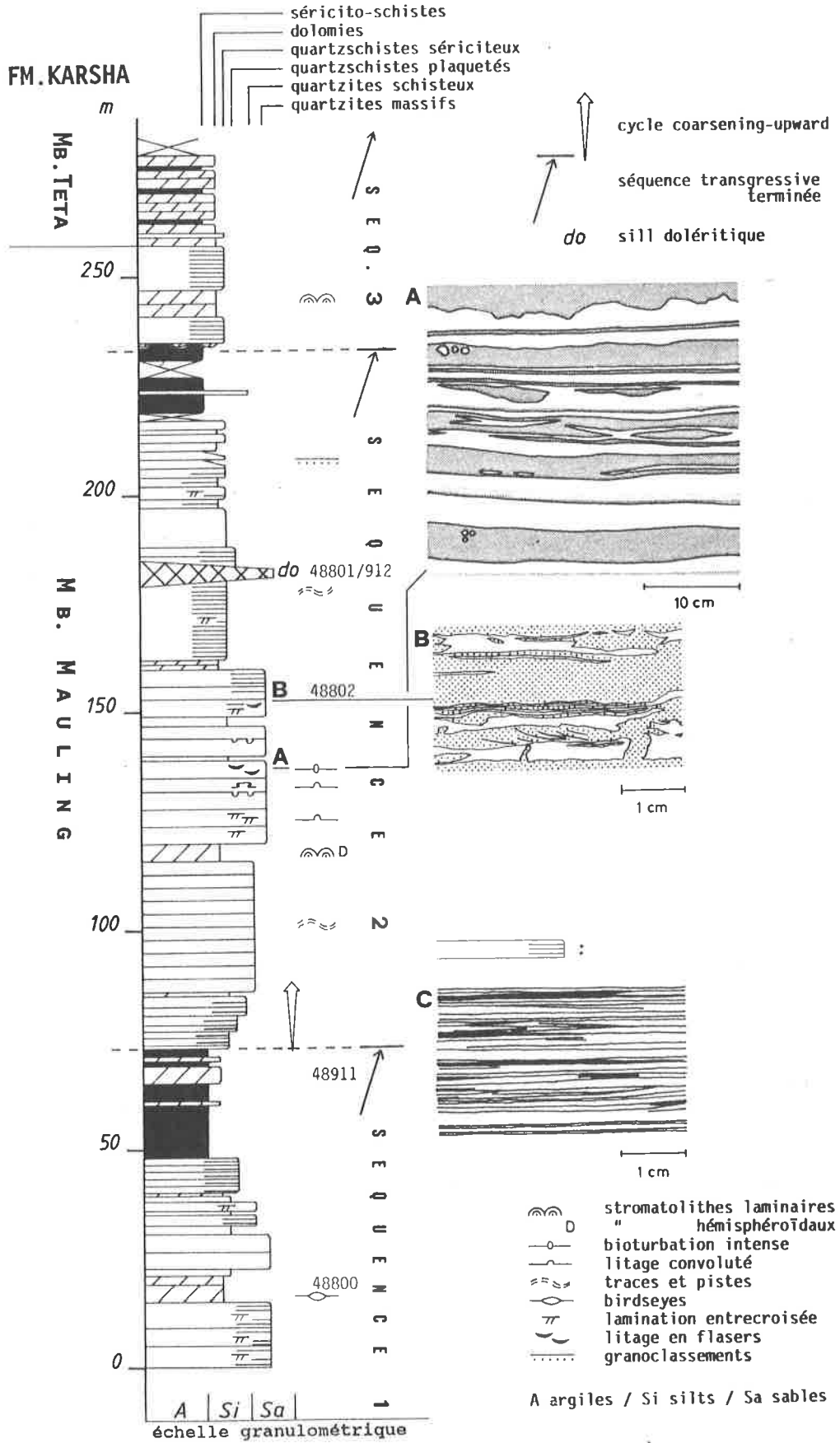


Fig. 5

Profil stratigraphique de la partie supérieure de l'Unité de Nyimaling (Fm. Karsha) dans le cirque glaciaire du Kangyatse (commentaires dans le texte).



## 1. ANALYSE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

Nous avons mesuré ce profil lithostratigraphique le long du pied de la paroi occidentale dans le cirque glaciaire du Kangyatse (env. 5400-5300 m, fig. 37).

Ce sont des sédiments métamorphiques de la zone à biotite: c'est pourquoi nous ne pouvons mesurer directement la granulométrie des différentes lithologies. Nous estimons qu'une décroissance des phases alumineuses méta-pélitiques va de pair avec un décalage de la granulométrie vers de plus gros grains. Dans des sédiments d'une égale maturité texturale tels que les nôtres (fig. 6D), nous pouvons nous attendre à trouver une même fraction pélitique dans la matrice d'une roche d'une certaine granulométrie. Dans des roches de faible maturité texturale, cet argument ne serait pas justifié.

Nous proposons ainsi le rapprochement suivant entre la texture, l'aspect mésoscopique du lit et le grain maximum qui se traduira graphiquement dans la coupe:

- séricito-schistes = argilites
- quartzschistes sériciteux = siltites fines
- quartzschistes plaquetés = siltites
- quartzites schisteux = sables très fins
- quartzites massifs = sables fins à moyens

Cette échelle empirique a pu être calée pour les sables fins (fig. 6D); dans les sédiments plus fins, le métamorphisme a effacé la texture primaire.

Les symboles utilisés sont ceux que de SHELL (1976). Nous nous servons d'emblée des noms lithostratigraphiques formels, mais nous les justifierons plus tard (pt. 5.1).

### La partie inférieure de la Fm. Karsha

Dans la transversale de la Lansilungpa qui pénètre jusqu'au coeur du massif (fig. 3), les termes lithologiques les plus bas, en contact avec le granite intrusif, sont constitués par une série de quartzites en lits épais, dans lesquels sont intercalés occasionnellement des lits métriques de dolomies. Sur l'arête sud du Kangyatse, le métamorphisme de contact ordovicien transforme un lit de dolomie: le toit du granite est alors situé dans la Fm. Karsha.

Textuellement, les quartzites représentent des siltites (ex. courbe 1, fig. 6D) et des grès fins métamorphiques: nous ne trouvons pas de lithologies grossières ni de séries pélitiques épaisses dans ces anciennes séquences; elles sont remarquablement monotones. Nous n'avons pas pu observer d'importants changements latéraux dans les lits sédimentaires.

### Séquence 1 (profil fig. 5: m. 0-75)

- méta-grès en lits épais avec de rares intercalations de dolomies; transition à des
- méta-siltites, de plus en plus finement lités, passant à
- env. 20 m de shales, au toit desquels sont intercalés des
- dolomies en lits d'épaisseurs très variables.

La fin de cette séquence marque une première installation de conditions abritées moins terrigènes.

### Séquence 2 (m. 75 à 235)

- méta-pélitites passant à des méta-siltites dans un cycle *thickening- and coarsening upward* (tendance régressive); ces sédiments sont fréquemment laminés;
- 30 m de grès fins pauvres en structures sédimentaires, qui sont peut-être fortement bioturbés;
- 4 m de dolomies (boudinées) localement stromatolithiques,
- méta-grès massifs semblables à ceux des parties inférieures de la formation: au sein de ces grès, les alternances, à différentes échelles, de grès fins avec des dépôts pélitiques (cf. microfaciès, pt. 2.1), ainsi que des structures convolutées, sont fréquentes.

### Figures de stratification:

La petite séquence de la fig. 5A, issue de l'endroit marqué dans le profil, est une alternance à parts plus ou moins égales de niveaux gréseux (pointillé) et pélitiques (blanc) de un à plusieurs cm d'épaisseur. Nous y trouvons des marques de surcharge, quelques niveaux granoclassés, des lentilles gréseuses dans les niveaux pélitiques (*lenticular bedding*), de même que des flasiers argileux dans les niveaux gréseux (*flaser bedding*). La bioturbation est fréquente (petits cercles). Les bases des sets gréseux sont toujours nettes; souvent, il en est de même de leurs toits. Elles montrent des figures d'érosion irrégulières à moyenne et petite échelle: ces rigoles (*rinnen*) ainsi que les figures lenticulaires caractérisent les dépôts de tempête (F. Guillocheau, Strasbourg, comm.or.). Quelques grès granoclassés passant à un sédiment pélitique constituent des niveaux granoclassés de tempêtes (*storm-graded layers*; REINECK & SINGH 1972).

Le second dessin (fig. 5B) traduit l'aspect d'une lame mince en provenance de l'endroit marqué dans le profil. Les mêmes alternances de niveaux finement gréseux et pélitiques qu'à la fig. 5A peuvent apparaître à plus petite échelle. De même, on y trouve une stratification lenticulaire et en flasers, de minces niveaux stratifiés obliquement, des microdiapirs gréseux etc. Nous avons affaire à une stratification dans laquelle de nombreux événements (représentés par des tempêtes) ont produit des dépôts, qui, après s'être amalgamés, forment une seule couche épaisse.

Le lithofaciès de ces séquences est intermédiaire entre les faciès LP (*parallel and cross-laminated*) et RL (*parallel-laminated*) décrits par ANDERTON (1976) dans le Jura Quartzite en Ecosse; il s'agit là de dépôts de tempêtes dans une plate-forme intertidale (discussion pt. 4.1).

(suite du profil au m. 160:)

- petit niveau de **dolomies** avec interlits pélitiques;
- **méta-siltites ± fines** en petites séries irrégulièrement lités: ils montrent fréquemment des laminations parallèles et entrecroisées à faible angle et contiennent quelques rares niveaux granoclassés (m. 208; cf. pl. 1F). Un sill doléritique est intercalé au m. 180. Transition à
- 15-20 m de **shales** (séricito-schistes) fortement replissés par des plis décamétriques subverticaux (fig. 37; pied du névé Nord): ils contiennent quelques lits fins de quartzites qui pourraient représenter des intercalations gréseuses vers la marge d'un lagon (SINGH 1980).

La fin de cette séquence représente une seconde installation des faciès pélitiques (cf. pt. 5.2, 4).

Les séries décrites jusqu'ici appartiennent au Mb. **Mauling** de la Fm. Karsha suivant GARZANTI et al. (1986). C'est le "Basal Flysch" de FUCHS (1986), mais la présence de dolomies dans ces séquences basales lui a échappé.

### Séquence 3 (à partir du m. 235)

- **dolomies** intercalées dans des **méta-siltites fines** laminés (faible tendance régressive), puis
- **dolomies** litées dominantes, avec intercalations de shales; (couverture d'une moraine locale).

Toute la série décrite jusqu'ici appartient à la Fm. **Karsha**. Cette dernière série mixte, dominée par des dolomies bien litées, a reçu le nom de Mb. **Teta** au Zanskar méridional (GARZANTI et al. 1986). Les quartzites épais ont disparu et la granulométrie a définitivement et sensiblement diminué. La sédimentation est devenue carbonatée et argileuse, mais ces plates-formes carbonatées subissent encore de rares et faibles incursions d'apports détritiques.

### La Fm. Kurgiakh

En suivant les dolomies du Mb. Teta depuis le Kangyatse dans le flanc oriental de la Langthang, la série se complète vers le haut (fig. 7): des micaschistes (méta-pélites) et des quartzschistes sériciteux (méta-siltites) alternent avec de fréquents lits et boudins de dolomie d'épaisseurs très variables. Ces derniers cessent petit à petit; le cycle transgressif s'est complété.

Les séries de la séquence 3 et les schistes qui la surmontent forment les "micaschist-dolomite series" de FUCHS (1986). Nous corrélons au Mb. **Surichun** de la Fm. Kurgiakh les schistes fins méta-pélitiques qui surmontent le niveau principal des dolomies.

L'épaisseur minimale de la Fm. Karsha est estimée à 1100 m.

La Fm. Phe sous-jacente (fig. 7) n'affleure probablement que dans les parties les plus élevées des vallées du versant occidental. Le Mb. Surichun (Fm. Kurgiakh) qui termine notre séquence atteint environ 2-300 m d'épaisseur dans la vallée de Langthang.

Nous avons trouvé plusieurs sills méta-doléritiques, intercalés dans les Fms. Phe et Karsha jusqu'à la base des dolomies de Teta (cf. ch. B.3).

## 2. MICROSTRUCTURES SEDIMENTAIRES DANS LA FORMATION DE KARSHA

Nous caractériserons ici les microfaciès de quelques échantillons typiques de la Fm. Karsha: cette formation se compose d'un nombre restreint de lithologies avec une très petite variation texturale. Ces observations aideront à documenter nos interprétations des structures d'origine hydrodynamique (pt. 3.1) à une échelle plus petite.

## 2.1. FACIES DETRITIQUES

### Grès à lamination parallèle (p.ex. m. 158, fig. 5)

Dans la fig. 5C, nous avons dessiné une lame mince d'un grès laminé tels ceux que désigne le symbole. Des laminations à très faibles angles n'y apparaissent que rarement et les lamines foncées sont latéralement très continues.

La texture microscopique est constituée par une alternance fine et régulière de lamines planes - claires et foncées -, d'une épaisseur de 200 microns à 1 mm. Deux sortes de lamines se distinguent comme suit (*textural laminae et heavy mineral sheet*, CHEEL & MIDDLETON 1986):

Elles sont caractérisées par l'absence ou l'abondance (lignes noires, fig. 5C) des minéraux lourds et par un classement inégal. Dans les lamines riches en minéraux lourds, le grain minimum est plus petit que dans les lamines claires pauvres en minéraux lourds. Cela est l'expression granulométrique typique d'une "taille hydraulique" semblable pour les grains légers et les grains lourds (MORTON 1985). Les caractéristiques texturales sont représentées graphiquement dans la fig. 6D (courbe no.3): il s'agit ici de grès fins avec une fraction silteuse importante et qui ont une excellente maturité texturale. Par conséquent, leur matrice méta-pélitique est également peu abondante.

Dans ce faciès sableux homogène, les grès laminés peuvent être très réguliers, car on les trouve en sets de plus de 25 cm d'épaisseur.

### Grès fin avec passées pélitiques (p.ex. m. 152, fig. 5)

Dans ce type de roche, les passées sableuses alternent à petite échelle avec des passées pélitiques; les pélitites forment une texture entièrement métamorphique en mica blanc, biotite, quartz très fin et pseudomorphoses de grenat en clinzoïsite, biotite et mica blanc. Seules les parties gréseuses présentent encore des structures primaires.

Nous avons de nouveau affaire à des grès fins contenant une fraction majeure de silts. Une granulométrie de ce type correspond à la courbe 4 de la fig. 6D; les courbes 2 et 5 sont comparables mais correspondent à des interlits de grès plus épais dans les pélitites. La bonne maturité texturale va de pair avec une matrice méta-pélitique peu abondante. Ces alternances font partie d'une association structurale caractéristique des dépôts de tempêtes (pt. 4.1).

Dans tous les grès, nous avons trouvé la même population d'éléments détritiques:

**a- quartz et lithoclastes quartzeux:** la plus grande partie des grains sont en quartz monocristallin; moins de 2 % des grains sont des lithoclastes polycristallins d'origine métamorphique. La proportion des grains mono- ou polycristallins d'origine volcanique est semblable.

**b- feldspath / clastes micacés:** les clastes micacés occupent des espaces de taille et forme comparables aux grains de quartz. Ils consistent soit en séricite seule, soit en séricite et biotite, et passent à une pseudo-matrice entre grains voisins. Nous les interprétons comme les équivalents des clastes illitiques de l'anchizone représentant, eux, des reliques de feldspath (GARZANTI et al. 1986, p.249). Des clastes d'albite sont très rarement préservés.

La fréquence de ce type de grains est d'env. 10 - 20 %.

**c- mica blanc:** les micas blancs détritiques sont rares dans le lithofaciès gréseux laminé et fréquents dans les grès qui alternent avec des pélitites.

**d- clastes chloriteux:** leur taille est plus petite que celle des autres clastes.

**e- minéraux lourds:** ces grains s'enrichissent dans les lamines foncées jusqu'à constituer plus de la moitié des grains. Dans les grès alternant avec les pélitites, ils forment des lentilles occasionnelles de type *placer*. La population énumérée (en ordre de fréquence décroissante) ne contient presque que des minéraux lourds stables ce qui confirme les observations d'une bonne maturité texturale de ce sédiment; les minéraux entre parenthèses ont été observés seulement dans les grès alternant avec les pélitites:

**opaques** avec une carapace métamorphique de sphène;

**épidote;**

**zircon, tourmaline jaune;**

**allanite, (apatite, grenat);**

**tourmaline bleue à incolore, (rutile).**

La composition de ces grès est celle d'une arénite fine subarkosique. Texturalement, nous avons affaire à des arénites fines et des siltites grossières à part égale (fig. 6D); leurs diamètres médians oscillent entre 60 et 100 microns. Les courbes cumulatives montrent également que les variations de classement sont minimales. Une analyse semi-quantitative selon DICKINSON n'est pas possible à cause du métamorphisme relativement élevé. La composition décrite ne se distingue pourtant pas des compositions très uniformes de la séquence Phe-Karsha au Zanskar méridional; GARZANTI et al. (1986) considèrent ces dernières comme caractéristiques de la marge passive d'un bloc cratonique.

## 2.2. GENESE DES "SABLES A LAMINATION PARALLELE"

ALLEN (1982/II) affirme clairement que des "lames parallèles à pendage faible, formées sur des surfaces planes et réunies en petits faisceaux qui sont en contact érosif et faiblement discordant entre eux, abondent dans des dépôts de côtes sableuses non-barrées." Ils apparaîtraient ensemble avec des barres longitudinales à stratification et lamination entrecroisées.

Les séquences constituées uniquement par des grès laminés proviennent de milieux fluviaux (SIMONS et al. 1965; LEEDER 1973) et marins peu profonds (milieu supratidal: SCHWARTZ 1982; plage: CARTER 1978; VOS & HOBDAV 1977; milieu intertidal: ANDERTON 1976; milieu subtidal: SOEGAARD & ERIKSSON 1985; REINECK & SINGH 1972; SINGH 1980). La présence générale de lames à minéraux lourds dans ces grès constitue un argument important pour l'interprétation du milieu: elles sont absentes des grès laminés d'origine subtidale et engendrés par les tempêtes. Mais elles sont fréquentes dans les grès supratidaux à intertidaux. Une telle texture (*beach lamination*) est généralement interprétée comme le résultat de l'interaction entre le déferlement et le reflux (*swash and backwash*) d'un courant hydraulique en milieu de plage (CLIFTON et al. 1971; CARTER 1978: *upper fore-shore* à *backshore*; VOS & HOBDAV 1977: *fore-shore*: la limite entre *fore-* et *back-shore* est le niveau moyen de la marée haute). SWETT et al. (1971) remarquent que des dépôts de plage constituent une part importante d'un cycle *coarsening-upward*. Une lamination de plage montre normalement des sets inclinés vers le large de la côte (*off-shore*); nous n'avons pas pu faire d'observations à ce sujet.

Plus qu'au milieu, la genèse de telles laminations est liée aux conditions hydrauliques. Elles sont en effet engendrées par les conditions de *upper flow plane bed*: le régime de *upper flow* (SIMONS et al. 1965) est caractérisé par une résistance faible au courant et un transport important de sédiment; il produit soit une surface plane du sédiment (*plane bed*) soit des antidunes. Le mode de transport du sédiment est le roulement des grains dans des couches ne dépassant pas quelques diamètres de grain; ces conditions nécessitent une faible profondeur d'eau. SCHWARTZ (1982) avance comme critère supplémentaire la similitude des textures entre différentes lames produites sous le régime de *upper flow* en contraste avec des lames à grain fortement divergent du régime *lower flow*. Enfin, CLIFTON et al. (1971) soulignent qu'il est justifié d'appliquer les concepts de régime hydraulique dans les zones sous l'influence des vagues.

CHEEL & MIDDLETON (1986) sont les derniers à avoir étudié en détail les conditions de formation de lames claires (*textural laminae*) alternant avec des lames riches en minéraux lourds (*heavy mineral sheet*). Ils observent, comme nous (fig. 5C), que les lames à minéraux lourds ont une extension latérale dépassant celle des lames claires: comme ils le discutent, seul le reflux du courant (*backwash = sweep*) peut éroder et déplacer grain par grain un drap de minéraux lourds. En se déplaçant vers l'aval de la plage pendant une durée plus longue que le temps nécessaire pour former les lames à minéraux légers, ce drap peut ainsi couvrir plusieurs lames claires.

Sans concentration évidente des minéraux lourds et avec des *cosets* concordants, ces sables peuvent provenir de faciès légèrement plus distaux tels le faciès planaire externe de CLIFTON et al. (1971) (intertidal; *nearshore*) ou les dépôts amalgamés de tempête (couches du type A, ALLEN 1982/II; GOLDRING & BRIDGES 1973). Les grès à lamination parallèle qui présentent des interlits pélitiques sont transitionnels au faciès des grès alternant avec de fins niveaux argileux: on peut les comparer à celles que décrivent SOEGAARD & ERIKSSON (1985) dans leur lithofaciès sous l'influence des tempêtes.

## 2.3. DOLOMIES

Les dolomies dans le toit de la Fm. Karsha et à la base de la Fm. Kurgiakh se singularisent par leur couleur ocre plus ou moins claire. A des niveaux plus bas, elles sont grises ou jaunâtres. La phase minérale principale de la roche est une dolomite recristallisée impure en gros cristaux de remplacement, enrichie en Mn et Fe (observation sous cathodo-luminescence).

Sédimentologiquement, les dolomies se caractérisent par:

- a- des *fenestras*: la fig. 6C met en évidence une structure d'origine sédimentaire de type "fenestras"; il s'agit de cavités primaires cimentées pendant la diagenèse par une sparite grossière (texture polygonale).
- b- des *stromatolithes*: plans ou hémisphéroïdaux (FLÜGEL 1978).

c- du **détritit siliciclastique**: une faible teneur en quartz et de rares grains de zircons à l'intérieur des dolomies, de même que de fins interlits quartzeux, témoignent d'une faible influence détrititue dans ces plates-formes carbonatées.

d- des **éléments biogéniques non identifiés** (oncolithes?) de forme ovoïde qui mesurent entre 5 mm et 2 cm.

### 3. STRUCTURES SEDIMENTAIRES ET FOSSILES (REPERTORIES DANS DES BLOCS, ISSUS DE LA FORMATION DE KARSHA)

#### 3.1. ILLUSTRATION DE FIGURES SEDIMENTAIRES D'ORIGINE HYDRODYNAMIQUE (fig. 6 et pl. 1,2)

Dans le but de montrer les relations mutuelles entre différents types de stratification, nous avons choisi parmi plusieurs centaines d'observations une série d'images, parce qu'elles fournissent la meilleure documentation possible des paléo-environnements en utilisant les structures sédimentaires" (CLIFTON et al. 1971). A cause de l'homogénéité pétrographique des grès, il est préférable de définir des lithofaciès à partir de critères de stratification.

Cette sélection est représentative pour la Fm. Karsha dans la transversale du Lansilungpa (et du cirque glaciaire du Kangyatse); ces observations, bien que non localisables par rapport au profil discuté, en proviennent et renforcent sa valeur de référence:

**Fig. 6A** (pièce: 26 mm)

L'image montre un grès caractérisé entièrement par une stratification entrecroisée à micro-rides (*ripple cross-stratification*).

Le *coset* est continu et uniforme sur toute la section observée qui mesure 25 cm. Les sets sont tous laminés, ne dépassent jamais 1 cm d'épaisseur et ont une largeur de moins de 10 fois leur épaisseur. Quelques rares sets à lamination parallèle traversent le bloc; leur base est parfois fortement ondulée. Les troncatures s'effectuent selon des angles de 10 - 20°. Nous remarquons que les rides ont souvent une composante ascendante: il s'agit de rides chevauchantes (*climbing ripples*). L'image est une coupe presque perpendiculaire au courant hydraulique; la légère prédominance des fore-sets inclinés, indiquant une progradation vers la droite, montre que ce cas n'est pas parfaitement réalisé.

Ces structures sont caractéristiques d'une sédimentation rapide avec de grandes charges (*trough cross-lamination*; ALLEN 1982/I); selon les épaisseurs observées, elles peuvent être produites par des courants de marées ou de tempêtes.

Ce type de structure sédimentaire apparaît également en petits *cosets* à l'intérieur des mêmes grès laminés parallèlement (fig. 6B).

#### **PL. 1A**

Un autre type de sédimentation entrecroisée peut être mis en évidence par la bipolarité locale des lamines à l'intérieur de ces rides séréées: elles sont en général inclinées vers la gauche, mais le sens opposé (vers la droite) est visible au centre et au milieu du côté droit. Ce sont probablement des rides oscillantes produites par le mouvement d'eau bidirectionnel causé par des vagues (discussion P. O. Baumgartner).

Les limites de sets sont de nature érosive et soulignées par des lamines foncées particulièrement riches en minéraux lourds. Comme de tels lamines sont fréquentes en milieu de plage (cf. lithofaciès laminé, pt. 2.2), ce sédiment pourrait provenir de l'eau très peu profonde proche de la zone littorale.

#### **PL 1B**

Dans la moitié supérieure de ce bloc, nous pouvons voir un type de stratification entrecroisée constitué de sets laminés pluricentimétriques à décimétriques de forme symétrique; les angles des troncatures sont grands (< 35°) témoignant de rides entrecroisées plus sinueuses (*linguoid current ripples*). Il s'agit ici d'un autre exemple de stratification entrecroisée engendrée par des courants forts (cf. fig. 6A).

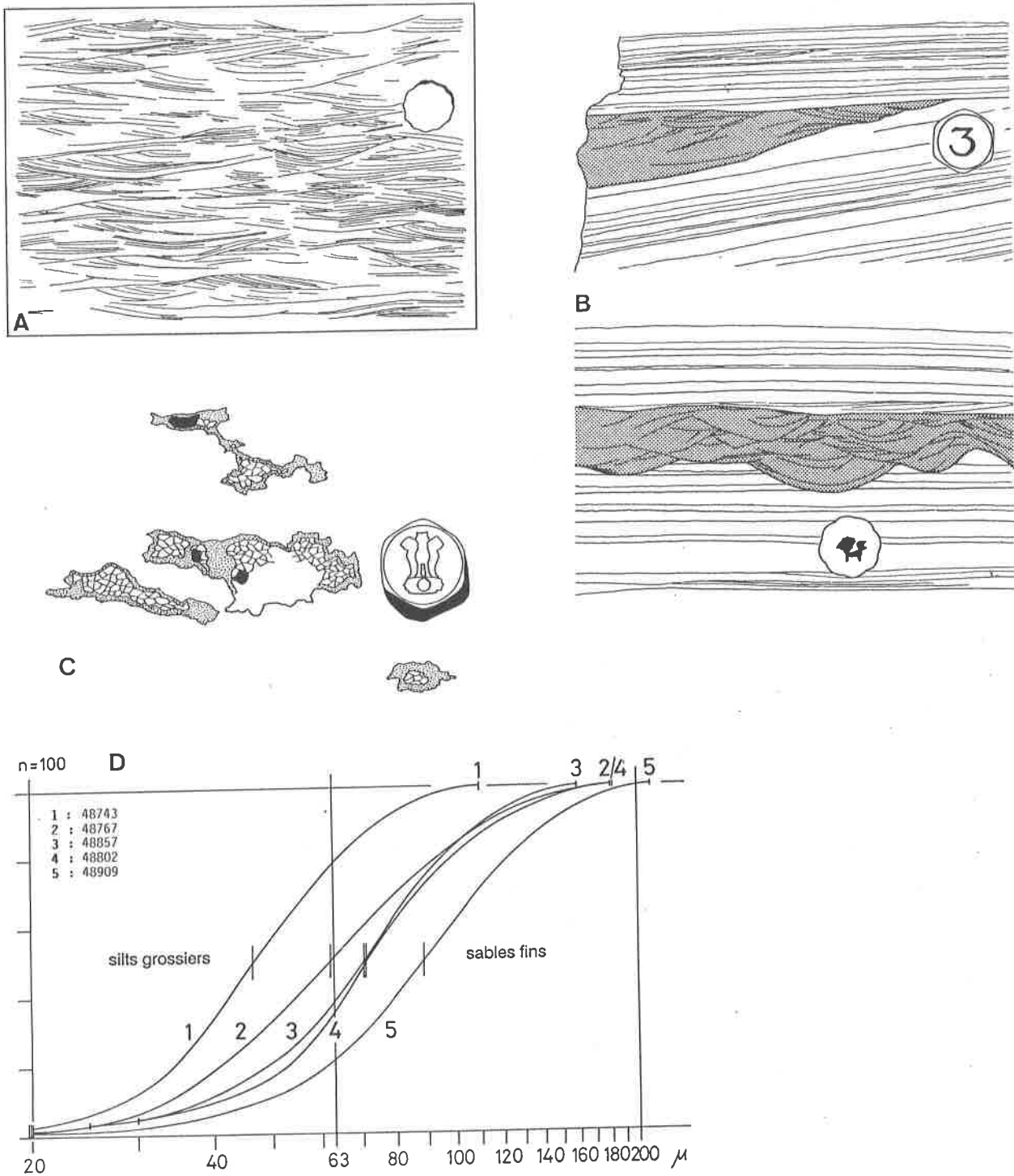
Sous une limite érosive irrégulière, le *coset* sous-jacent présente une stratification entrecroisée à rides de plus petite dimension et à angles plus faibles, comparables à celles des fig. 6A et 6B. Vers le bas du bloc, il n'y a plus de structures sédimentaires visibles.

#### **PL 1C**

Dans ces grès extrêmement bien laminés, une importante discordance à grand angle divise la série en deux moitiés: les mesures prises de part et d'autre établissent à 47° le vrai angle entre les deux plans de lamination sédimentaire. L'angle apparent sur la face droite du bloc est de 41°. Ce type de stratification oblique planaire à très grand angle (*high angle planar cross-stratification*) est le produit typique de courants forts dans l'eau peu profonde. Il apparaît dans des dunes tidales (ALLEN 1982/I) ou dans des systèmes à barre sableuse et chenal du milieu intertidal (*ridge and runnel systems*; DAVIS et al. 1972), proche de la plage (comm.or. P. O. Baumgartner, Lausanne) et exceptionnellement dans certains milieux subtidiaux (comm.or. P. Homewood, Fribourg).

#### **PL 1D**

De petites discordances planes à faible angle (10 - 15°), séparant des *cosets* à lamination parallèle, représentent des surfaces de réactivation interne (*internal reactivation surfaces*); le set médian montre que les lamines sédimentaires basales définissent un petit angle avec la base érosive du set. Nous avons également pu observer des surfaces supérieures d'érosion convexes vers le haut (v. aussi fig. 6A), témoins de processus destructifs en eau peu profonde (SWETT et al. 1971).



**Fig. 6**

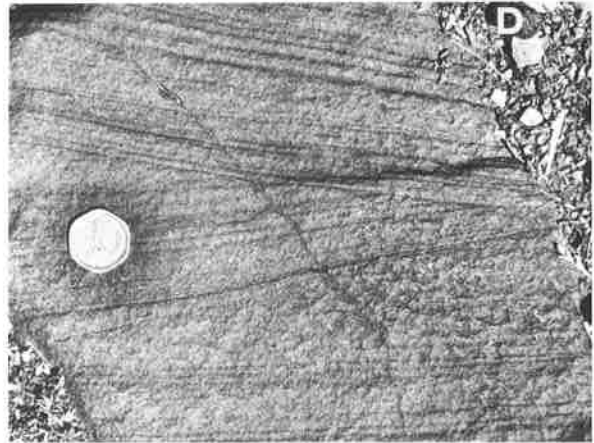
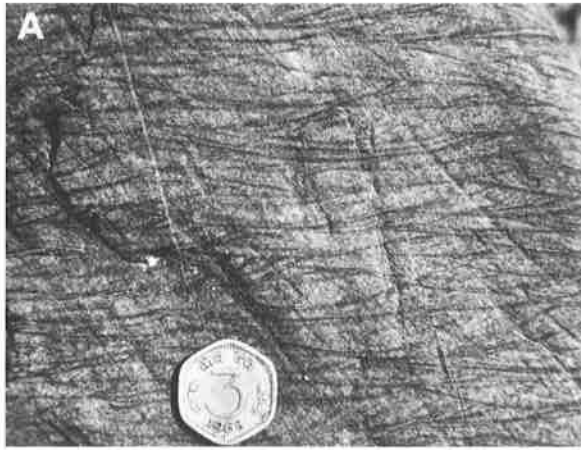
Structures sédimentaires dans la Fm. Karsha.

**A:** Dessin d'après une photo d'une petite séquence à rides chevauchantes. La coupe est subperpendiculaire au courant hydraulique dans un chenal. La pièce de monnaie mesure 26 mm.

**B:** Géométrie de dépôts de chenal à l'intérieur des quartzites laminés: démonstration de la nature érosive de ses contacts et d'un type de stratification entrecroisée caractéristique aux chénaux. Pièces de monnaie: chiffre: 21 mm; lion: 22 mm.

**C:** Figures sédimentaires de type fenestrae dans les méta-dolomies cambriens; le remplissage grossièrement sparitique est interprété comme occupant des vacuités primaires. La pièce de monnaie mesure 21 mm.

**D:** Courbes cumulatives de la granulométrie de 5 échantillons de grès, issus de la Fm. Karsha: démonstration graphique de leur classification.



**planche 1: STRUCTURES SEDIMENTAIRES DANS LES QUARTZITES CAMBRIENS**

- A : rides entrecroisées, en partie bipolaires, avec lamines riches en minéraux lourds, formées dans un milieu proche de la plage
- B : rides sinueuses de courant
- C : discordance angulaire de 47° entre deux sets à stratification planaire, indicatrice de courants forts
- D : surfaces de réactivation interne dans des grès à lamination parallèle: dunes tidales ou *beach cusps*.

- E : alternance de fins niveaux à lamination parallèle et entrecroisée à faible angle: grès sublittoraux sous l'influence des tempêtes
- F : grès fins granoclassés et laminés, déposés dans un milieu pélagique: dépôts de tempête. (L'aspect moucheté provient des porphyroblastes métamorphiques).

commentaires dans le texte: ch. B.1, pt. 3.1  
(pièces de monnaie C: 28 mm; autres: 22 mm)

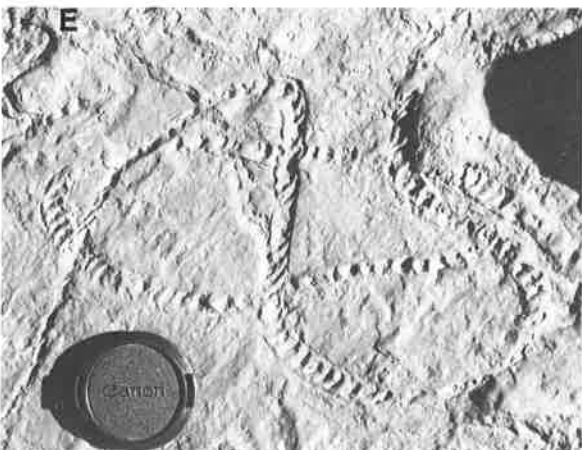
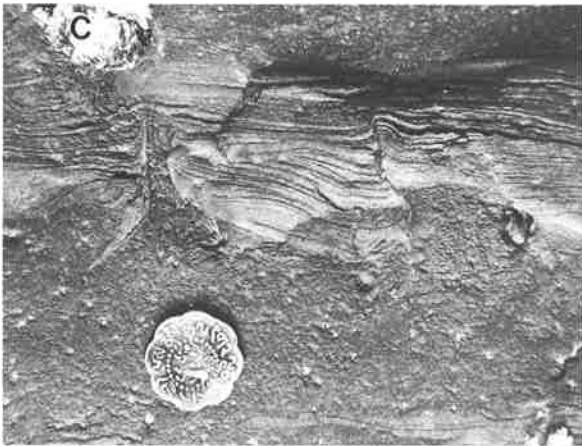


planche 2: STRUCTURES SEDIMENTAIRES ET FOSSILES CAMBRIENS

A : *mud ripples* (ALLEN 1982/II), engendrées par un courant qui affecte une couche de boue meuble  
 B : moulage d'un reste de trilobite (éch. 48942): Mb. Teta, Fm. Karsha

C : diapire de boue, créant des structures en *ball-and-pillow* dans un niveau de grès laminé  
 D : ichnofossile *Arthriaria* sp.  
 E,F : ichnofossile *Ancorichnus* sp. (photos P. Felber)  
 (A, tête de marteau 15 cm; pièce C: 22 mm; E,F: 6 cm)



Les sets ont des dimensions de quelques centimètres à plus d'un décimètre et présentent chaque fois une lamination interne parallèle, quoiqu'inclinée, d'un set à l'autre. Elle est soulignée par de très fines lamines riches en minéraux lourds du type de lamination de plage.

Cette configuration peut être comparée aux dunes tidales (*tidal dunes*) de ALLEN 1982/I ou de CLIFTON et al. 1971 (appelées *lunate megaripples*); plus précisément, leur apparition concomitante de la lamination de plage suggère une origine dans les "avancées de plage" (*beach cusps*) (ANDERTON 1976).

#### Fig. 6B

On trouve fréquemment, intercalés dans des séries à lamination parallèle parfaite, des *cosets* à laminations entrecroisées à petite échelle (figuré gris), dont les bases sont érosives (structures d'érosion et comblement: *scour-and-fill*). Très souvent, ils ont une épaisseur de quelques centimètres seulement, inférieure en tous les cas aux épaisseurs des niveaux laminés qui les entourent. Le régime dominant est toujours celui qui produit les laminations planaires. Il n'y a apparemment pas de différence de granulométrie entre les deux types de dépôts.

Ce dessin réunit deux situations observées que l'on peut interpréter comme une coupe perpendiculaire (bas) et une coupe parallèle (haut) au courant hydraulique: la symétrie (bas) et la polarité (haut) des sets de rides en témoignent. Suivant ALLEN (1982/I; fig. 9.9), nous interprétons cette configuration comme le type sous-critique de stratification entrecroisée qui se forme, à cette échelle, par des rides sinueuses de courant. La stratification entrecroisée sous-critique dans des chenaux (*subcritical trough cross-bedding*) est un phénomène fréquent en milieu d'eau peu profonde et en milieu continental (ALLEN 1982/I).

Dans leur étude actualiste, CLIFTON et al. 1971 (fig. 18) montrent qu'une configuration parfaitement identique s'est formée au pied de la plage. En termes de lithofaciès, il s'agit de structures d'interférence entre la zone du déferlement des vagues (*swash zone*) et la zone la plus interne (*inner rough zone*) des lithofaciès proches de la plage (*nearshore*).

Ces interprétations, suivant ALLEN et CLIFTON et al., deviennent complémentaires lorsque on les associe aux observations de DAVIS et al. (1972) concernant des chenaux proches des plages marines et lacustres.

Dans ces séries, des phénomènes de bioturbation sont abondants dans certains lithofaciès à plus faible énergie. Nous avons aussi pu observer des structures convolutées, en *ball-and-pillow* ou d'autres phénomènes de déchirement synsédimentaire des couches.

Toutes les structures de la fig. 6A-B et de la pl. 1A-E représentent un ensemble de types de stratification fréquents dans les sédiments siliciclastiques: leur interprétation nous apporte un argument majeur pour la synthèse lithostratigraphique. Au contraire sont rares: les dépôts de galets mous de petite extension, les surfaces couvertes de rides symétriques de vagues (*wave ripples*), les traces de gouttes de pluie et des craquelures de dessiccation (*mud cracks*) sur des surfaces à exposition subaérienne.

#### Pl. 1E

Cette séquence est typiquement une suite d'alternances de grès à laminations parallèles passant à de fins niveaux à lamination entrecroisée à faible angle: cela témoigne de remaniements occasionnels d'une lamination plane par l'action des vagues. Les changements du régime de flux mis en évidence par de tels passages occasionnels d'un milieu de moindre énergie vers une lamination engendrée par des vagues profondes est un argument important en faveur des dépôts de tempêtes (VOS & HOBDAV 1977; ANDERTON 1976; F. Guillocheau, Strasbourg, comm.or.).

On observe ces rapports dans des grès sublittoraux ayant une grande continuité latérale (*sublittoral sheet sandstones*; GOLDRING & BRIDGES 1973) et qui ont essentiellement été formés par des processus liés aux tempêtes.

#### Pl. 1F

Sur une coupe visible de 11 cm, cinq niveaux granoclassés d'une épaisseur allant de 0,5 à 4 cm sont superposés. Les parties foncées sont constituées de grès fins; la partie claire marque la fraction pélitique de ces dépôts. (L'aspect moucheté provient des porphyroblastes d'origine métamorphique.)

Les bases des sets sont très faiblement érosives: les fines figures d'érosion relativement profondes par rapport à leur largeur (rigoles) ont également été observées en lame mince. Les parties gréseuses des niveaux a et b de la séquence type de BOUMA occupent entre 10 et 40 % de l'épaisseur d'un set. Les trois principaux sets visibles sont développés assez complètement, puisqu'on y aperçoit les niveaux c ou/et d (lamination entrecroisée; lamination plane supérieure).

Dans une lame mince, nous avons trouvé la séquence a-b-e de BOUMA; les passées pélitiques des niveaux b et e y abondent par rapport aux parties gréseuses. Les granoclassements sont nets mais imparfaits dans les divers niveaux.

Ces dépôts granoclassés se caractérisent alors par:

1. la dominance pélitique et un grain maximum d'arénite fine,
2. la dominance du niveau a du cycle BOUMA,
3. un type d'érosion basale faible et formé par des rigoles caractéristiques des dépôts de tempêtes,
4. des apparitions groupées mais rares de sets granoclassés.

En plus, nous n'avons observé des marques de courant (*flute casts*; *mud ripples*, pl. 2A) que très rarement. Nous interprétons ces dépôts comme un produit de l'effet des tempêtes: nous n'avons pas trouvé d'éléments indiquant la présence de vraies turbidites dans les formations Karsha et Phe.

#### Pl. 2A

Cette surface (supérieure?) du quartzite est couverte de rides centimétriques (échelle: tête de marteau) que nous comparons aux rides de boue (*mud ripples*) de ALLEN (1982; vol. 2, fig.7-8). Elles se forment sous l'influence érosive de courants affectant un niveau de boue meuble.

5 Nous utilisons cette appellation dans un sens purement descriptif pour un sédiment produit par un courant décroissant.

### 3.2. PALEONTOLOGIE ET PALEO-ECOLOGIE

"In one place only I saw, in the Bhábeh slates, a bit of an impression, something like a portion of a Trilobite: and in another place I got a few traces of worms." (LYDEKKER 1883, p.253)

#### Traces fossiles

Parmi les nombreuses pistes et traces fossiles, nous avons identifié les ichnofossiles suivants dans des blocs en provenance de la Lansi-lungpa:

#### a. *Ancorichnus* sp. HEINBERG 1974 (pl. 2E,F)

La trace est une structure d'alimentation (*feeding structure*). Elle est endichnienne ou hypichnienne (à l'intérieur ou partant depuis la base de la strate) et nous la voyons méandrant dans son plan de formation. Elle est caractérisée par des fouissages tubulaires à parois distinctes et régulières; leur structure interne montre des menisci d'orientation variable, en contact avec les parois longitudinales. *Ancorichnus* abonde dans des sédiments détritiques silteux à sableux moyens. Il apparaît en commun avec *Scoyenia* et peut la remplacer dans l'ichnofaciès de ce nom (FREY et al. 1984, paléontologie et paléo-écologie; FREY & PEMBERTON 1984, ichnofaciès).

#### b. *Arthriaria* sp. BILLINGS 1874 (pl. 2D)

Cette trace de fouissage en forme d'haltères longs de 9 - 18 mm avec des têtes de 2 - 4,5 mm est très proche de *Bifungites* DESIO 1940 (HÄNTZSCHEL 1962). Nous l'attribuons au genre *A.* à cause du caractère plus nettement sphéroïdal des terminaisons. Cette trace part typiquement d'une interface de deux strates à grain différent vers le bas (type hypichnien); dans notre échantillon, *A.* est préservée en grès dans une matrice métapélitique. *Arthriaria* et *Bifungites* sont connus du Cambrien au Devonien.

#### c. *Planolites* sp. NICHOLSON 1873

Cette structure end-/épichnienne de fouissage (et d'alimentation) est l'expression typique d'une bioturbation très intense affectant un lit sur une surface assez considérable; nous l'avons observée souvent. Elle est relativement peu spécifique: il s'agit d'un réseau de tubes ramifiés à section circulaire, de quelques millimètres à un centimètre de diamètre, parcourant le sédiment horizontalement mais aussi obliquement vers la surface du lit. Il n'y a pas de structure interne. *P.* est décrit dans le Cambrien du Kashmir (SHAH & SUDAN 1983; KUMAR et al. 1984) et a été reconnue dans des sédiments d'âge précambrien à mésozoïque (HÄNTZSCHEL 1962).

#### Implications sur le paléo-environnement

Le milieu de formation d'*Ancorichnus* est caractérisé par un substrat constamment humide ou subaquatique; l'interprétation paléo-écologique ne permet toutefois pas de trancher entre un environnement terrestre (ichnofaciès *Scoyenia*) ou marin très peu profond (FREY et al. 1984); quant aux études de HOWARD & FREY (1984) dans le Crétacé de l'Utah, elles situent *A.* dans un milieu correspondant à l'ichnofaciès *Cruziana*.

RODRIGUEZ & GUTSCHICK 1970 localisent *Bifungites* dans des siltites et shales de faciès inter- ou subtidal attribués à l'ichnofaciès *Cruziana* peu profond: on peut admettre un milieu semblable pour *Arthriaria*.

*Planolites* est caractéristique de l'ichnofaciès *Cruziana* (FREY & PEMBERTON 1984).

Il est vraisemblable que ces ichnofossiles proviennent de différents ichnofaciès dont le trait commun est une faible profondeur d'eau; les exemples mentionnés ne peuvent pourtant pas, par leur petit nombre, constituer un échantillon représentatif des ichnofaciès de ces formations. Ils illustrent pourtant bien ce que nous pouvons déjà déduire des analyses sédimentologiques: nous avons affaire à certains faciès relativement calmes et à d'autres de plus haute énergie (pt. 4.2). Par conséquent, ces faciès mettent en évidence moins des différences paléo-bathymétriques que des différences paléo-dynamiques. A cet égard, nous mentionnons FREY & PEMBERTON (1984) qui démontrent que des associations *Skolithos* peuvent apparaître intimement liées à des *Cruziana* sur deux côtés opposés d'une même barre gréseuse.

#### Fossiles

A. STECK a trouvé un reste de trilobite dans une dolomie sur l'arête NW du sommet L5 Langthang (éch. 48942, pl. 2B). Il provient du Mb. Teta dans le toit de la Fm. Karsha (fig. 17). Son très grand pygidium suggère son appartenance à la famille des *Asaphidae*. Les représentants de cette famille ont vécu dans le Cambrien supérieur et l'Ordovicien (comm. Prof. K. Sdzuy, Würzburg.) En outre, quelques petits brachiopodes inarticulés proviennent d'un bloc de la Lansi-lungpa.

#### 4. SEDIMENTOLOGIE DES FORMATIONS CAMBRIENNES

##### 4.1. DISCUSSION DES DEPOTS DE TEMPETE

Nous avons rencontré plusieurs éléments qui suggèrent la présence systématique de dépôts engendrés et préservés grâce aux conditions hydrauliques extrêmes présentes lors de tempêtes:

###### dépôts granoclassés de tempêtes

SINGH (1980), dans son analyse des sédiments clastiques du bouclier indien et de l'Himalaya de la fin du Précambrien au début du Paléozoïque, avance une interprétation du paléo-milieu des Simla Slates basée essentiellement sur des dépôts granoclassés très semblables aux nôtres (pl. 1F): elle décrit les Simla Slates comme le résultat d'une sédimentation côtière, avec un apport détritique en suspension nettement supérieur aux conditions connues actuellement. Ce sont, ici et là, des dépôts marins très peu profonds sur une plate-forme au relief extrêmement faible; il y a également un intense et incessant remaniement des sables à l'intérieur de ces vastes plates-formes. Nous nous imaginons facilement la capacité énorme de mise en suspension de sédiment qu'ont les tempêtes sur une telle plate-forme: c'est dans la phase décroissante de ces tempêtes qu'il y a redéposition de ces sédiments par décantation (NELSON 1982).

Les dépôts granoclassés de tempêtes dans les formations cambriennes du Nyima-ri-thrö font partie d'une séquence intertidale à tendance littorale et ressemblent de ce fait moins à ceux que décrivent REINECK & SINGH (1972) dans des profondeurs d'eau dépassant 40 m.

###### alternance de grès et pélites

Plusieurs éléments de stratification, tels les niveaux gréseux fins à lamination parallèle ou en rides de vagues associés à des stratification en flasers ou en lentilles, sont typiques des dépôts marins de tempête à plus faible énergie; c'est la zone atteinte seulement par des vagues exceptionnelles (VOS & HOBDAV 1977). Certaines formes d'érosion, engendrées par des courants liés aux tempêtes, et une bioturbation épichnienne intense apparaissent fréquemment dans ce faciès.

Les traces fossiles que nous avons trouvées appartiennent à l'ichnofaciès *Cruziana* que l'on identifie en général dans de telles séquences sous l'influence des tempêtes (ALLEN 1982/II).

##### 4.2. RESUME

1. Nous avons surtout affaire à des **siltites** et des **grès fins**: sauf dans le toit de la séquence, les shales sont absents.

Les **dolomies** apparaissent dans tous les lithofaciès siliciclastiques et représentent des zones en dehors de l'influence terrigène.

2. Les sables sont texturalement **matures**, **subarkosiques** et très riches en minéraux lourds stables.

3. Nous pouvons mettre en relation avec leur milieu de formation (entre parenthèses) trois principaux types de stratification contrôlés par les conditions hydrodynamiques (cf. WALKER 1984):

- a- lamination parallèle avec formation d'un "*heavy mineral sheet*" (**milieu de plage**),
- b- stratification entrecroisée d'origine tidale (**piéd de plage et milieux proches de la plage**),
- c- lamination parallèle et entrecroisée et stratification parallèle (**divers lithofaciès de tempête**).

Tous ces éléments impliquent, de toute évidence, la présence de deux milieux principaux de sédimentation dans les formations cambriennes:

- 1- un milieu à haute énergie et très faible profondeur d'eau, qui correspond à la zone littorale (zone intertidale, plage, zone supratidale), et
- 2- un milieu à énergie faible et occasionnellement forte, à faible profondeur d'eau, qui correspond à la zone infralittorale (zones intertidale et subtidale).

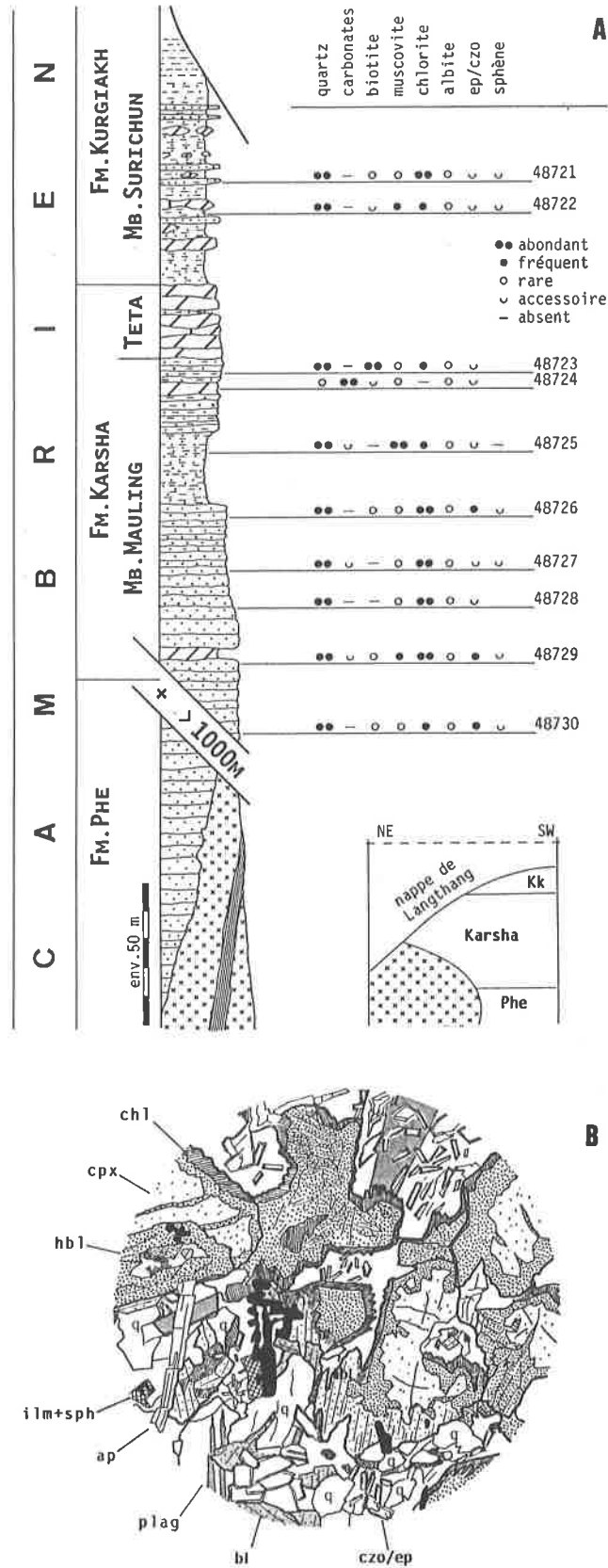


Fig. 7

Composition minéralogique du toit de l'Unité de Nyimaling dans l'arête L3 Langthang et coupe stratigraphique synthétique des formations cambriennes de l'Himalaya Téthysien.

Texture méta-ignée des dolérites (éch. 48757).

On notera surtout les lisières d'ouraltisation des augites primaires. Le diamètre du dessin est de 1,8 mm.

## 5. COMPARAISONS ET CONSEQUENCES STRATIGRAPHIQUES

### 5.1. STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS CAMBRIENNES DE L'HIMALAYA TETHYSIEN

Dans le Nyima-ri-thrö, nous pouvons reconnaître les mêmes formations stratigraphiques que dans les régions voisines (fig. 7): le coeur de la chaîne expose les **formations de Phe, Karsha et Kurgiakh** (GARZANTI et al. 1986) décrites dans le Paléozoïque inférieur du Zanskar oriental et du Spiti. Dans la région étudiée, seule la partie supérieure de la formation de Phe commence à apparaître vers le sud; de même, la formation de Kurgiakh n'est représentée que par sa partie inférieure (fig. 4).

On retrouve une multitude de noms qui désignent les formations lithostratigraphiques de la séquence du Paléozoïque inférieur dans les divers travaux sur les séries sédimentaires entre le Spiti et le Kashmir: nous mentionnerons ici les synonymes principaux, mais nous n'utiliserons par la suite que les noms valables en nous référant aux travaux de BAUD et al. (1984) et GARZANTI et al. (1986):

Les noms suivants sont équivalents dans les grandes lignes (le nom en gras est le nom valable):

- **Phe Fm.** (NANDA & SINGH 1977); Batal Fm. (SRIKANTIA 1981); Upper Haimanta (FUCHS 1982a); Lolab Fm. (KUMAR et al. 1984);
- **Karsha Fm.** (NANDA & SINGH 1977); Kunzam La Fm. (SRIKANTIA 1981); Parahio Series (FUCHS 1982a); Karihul Fm. (KUMAR et al. 1984);
- **Kurgiakh Fm.** (GARZANTI et al. 1986); Tanze Fm. (part.) (THAKUR & GUPTA 1983).

Les noms cités de KUMAR et al. (1984) appartiennent à des séries du bassin du Kashmir, mais les deux formations sont incluses dans la Kunzam La Fm. au Spiti (Phe Fm. = Debsa Khad Mb.; Karsha Fm. = Parahio Mb.). Ces trois formations constituent les Bhábeh Series de LYDEKKER (1883).

Dans les régions avec un développement lithostratigraphique comparable à la nôtre, quelques datations biostratigraphiques ponctuelles et parfois contradictoires ont été avancées par NANDA & SINGH (1977), SRIKANTIA (1981), RANGA RAO et al. (1982), THAKUR & GUPTA (1983)<sup>6</sup>, KUMAR et al. (1984), WHITTINGTON in GAETANI et al. (1985a).

Sur la base de ces travaux, nous pouvons attribuer un âge cambrien moyen à supérieur à la Fm. Karsha et un âge cambrien supérieur à la Fm. Kurgiakh.

### 5.2. CORRELATIONS AVEC LES SERIES DU HAUT-HIMALAYA AU ZANSKAR

Toute la série du Précambrien terminal et du Paléozoïque inférieur des nappes himalayennes en Inde a été décrite tantôt comme une série de flysch évoluant finalement vers une plate-forme peu profonde, tantôt comme une séquence stable de plate-forme peu profonde. FUCHS (1984, 1986), reconnaissant les Haimantas du Spiti dans la chaîne de Nyimaling, a également voulu y voir une série de flysch. Notre démonstration d'un caractère général de plate-forme très peu profonde de ces formations n'exclut pas leur corrélation avec les Haimantas, mais elle infirme son interprétation de ces séries.

Depuis le travail de GARZANTI et al. (1986), il est possible de comparer de telles séries d'un point de vue purement sédimentologique. Nous découvrons ainsi des similitudes étonnantes entre le Nyima-ri-thrö et les régions plus externes du Haut-Himalaya central.

1. Nous pouvons reconnaître en détail, dans le Nyima-ri-thrö, les caractéristiques sédimentaires des Mb. Mauling et Mb. Teta (GARZANTI et al. 1986) de la Fm. Karsha du Zanskar oriental; les dolomies massives du Mb. Thidsi sont absentes. Le membre de Teta, à dominance carbonatée, n'a qu'une épaisseur de 25 m, tandis qu'au Zanskar, la même séquence se développe sur une épaisseur de plus de 300 m. Le toit des formations cambriennes est formé par les méta-pélites, les dolomies lenticulaires et les niveaux méta-gréseux du Mb. Surichun de la Fm. Kurgiakh.

2. L'interprétation sédimentologique permet de reconnaître un milieu intertidal à supratidal terrigène, où s'installent épisodiquement des plates-formes carbonatées.

3. La tendance transgressive généralisée vers le toit de la Fm. Karsha et l'approfondissement définitif dans la Fm. Kurgiakh peuvent être mises en évidence par l'interprétation des lithofaciès terrigènes sableux et carbonatés et par leur passage à une série méta-pélitique.

<sup>6</sup> Ces auteurs méritent moins de confiance, car ils arrivent à des âges extrêmement différents des autres, en se basant en partie sur les mêmes faunes que NANDA & SINGH (1977) !

4. Dans la Fm. Karsha, les séquences sédimentaires quartzites-dolomies-shales d'un ordre de grandeur inférieur (fin des Séq. 1 et 2, pt. 1) témoignent peut-être de pulsions transgressives semblables mais avortées à cause de récurrences terrigènes (*coarsening upward*; fig. 5). FUCHS (1982a) reconnaît de telles séquences dans les mêmes séries au Spiti (Parahio).

La série cambrienne montre donc un développement semblable au Ladakh méridional et dans la région limitrophe du Zaskar méridional et du Lahaul. Les différences s'accroissent dans les régions plus externes de l'Himalaya indien (Chamba), mais aussi le long de la chaîne.

- Dans la région de Chamba (Himachal Pradesh), le Paléozoïque inférieur est représenté par les Tanols, entièrement argilo-gréseux et apparemment sans lacune jusqu'au Carbonifère (FUCHS 1975).
- Du Kumaon vers l'Est, le Cambro-Ordovicien devient de plus en plus carbonaté: il est représenté par
  - les calcphyllites et dolomies de la Fm. Garbyang dans le Kumaon (HEIM & GANSSER 1939; VALDIYA & GUPTA 1972; SINHA 1981) qui surmontent le Conglomérat de Ralam à partir du Cambrien supérieur;
  - le Dhaulagiri Limestone au Népal (FUCHS & FRANK 1970);
  - les marbres et méta-pélites du Groupe de Rouqieucun dans le Sud du Tibet (MU et al. 1973; YIN et al. 1983).

Des comparaisons avec les unités tectoniques inférieures ne seraient justifiées que si l'on admettait que le détritisme siliciclastique était dérivé du bouclier indien (érosion du prisme sédimentaire du Vindhyan; GANSSER 1974). Cette opinion est contestée par les auteurs (cf. JAIN et al. 1980) qui voient dans le Bas-Himalaya le terrain qui a fourni les produits d'érosion vers le nord au début du Paléozoïque.

## B.2. LES ROCHES GRANITIQUES

### Situation

La ligne de crête centrale du Nyima-ri-thrö ne correspond pas, morphologiquement, au coeur intrusif de l'Anticlinal de Nyimaling. Le corps intrusif affleure, pour l'essentiel, sur le flanc oriental du massif, occupant l'intérieur des vallées au-delà de l'altitude 4900 et des glaciers. Dans une bande très étroite, il franchit encore la première vallée transversale de la chaîne au sud, à l'ouest du Taglang-la (route Leh-Manali); à la surface, le pluton atteint une longueur totale d'environ 50 km sur une largeur maximale de 6,5 km (fig. 1 + 26).

Il envahit sur quelques kilomètres les cirques glaciaires des vallées latérales de la Langthang et effleure parfois les têtes des vallées du versant W du massif au sud du Zalung-karpo-la. Le corps granitique n'affleure qu'exceptionnellement en-dessous de 5500 m et jamais en-dessous de 5200 m.

Nous reviendrons sur la question de l'asymétrie du massif et son interprétation tectonique dans le chap. D.3.

### Structure du corps igné

Nous distinguons quatre types de roches que nous décrirons plus en détail par la suite:

1- granite à biotite, muscovite et tourmaline, à très gros grain et souvent porphyrique. Sa texture est isotrope et la minéralogie primaire est mieux préservée que dans les autres types. Il contient de rares enclaves méta-sédimentaires.

2- gneiss granitiques souvent ocellés à muscovite, chlorite,  $\pm$  biotite,  $\pm$  tourmaline. On passe de textures équigranulaires centimétriques à des textures porphyriques et décimétriques. Ce type est dérivé du type 1 par écrasement tectonique.

3- gneiss fins aplitiques à muscovite. Ils longent la bordure du corps granitique sur une largeur de 10 à plus de 100 m et forment également de rares filons intrusifs dans la série sédimentaire adhérente. Cette position nous permet de suggérer qu'ils constituent la bordure trempée du corps intrusif.

4- Une roche siliceuse fortement différenciée, non déformée, n'a pu être trouvée que dans des blocs.

Les passages d'un type à l'autre sont toujours transitionnels et des discordances mésostructurales n'existent qu'au contact des filons intrusifs. La schistosité dans le granite (qui en fait un gneiss granitique) apparaît progressivement sur plusieurs mètres: cette structure crée une image cartographique en losanges séparés par des couloirs de déformation. Le tout constitue un pluton granitique unique qui est porphyrique à l'intérieur et plus fin le long de sa bordure.

## 1. DESCRIPTION MICROSCOPIQUE.

### Granite à gros grain (type 1; pl. 3B)

La texture est normalement équante et massive, les feldspaths alcalins mesurent en général plus d'un centimètre. Le granite est souvent porphyrique.

La composition minéralogique primaire comprend:

le quartz,

le microcline abondant et en mégacristsaux jusqu'à 18 cm de long,

le plagioclase avec 29 - 32 % de composante anorthitique (méthode d'extinction symétrique de RITTMANN). Une albitisation précoce(?) est mise en évidence sous forme de couronnes myrmékitiques d'albite pure et quartz accompagnées d'un fin liseré de mica blanc, épidote etc.

Une analyse semi-quantitative par rayons X de 6 échantillons de ce type de granite a donné les pourcentages moyens suivants: 36 % qz, 36 % kfsp, 28 % plag; cette composition tombe au centre du champ des granites de la classification de STRECKEISEN.

Les autres minéraux primaires sont, en ordre de fréquence décroissante:

la biotite brune en cristaux jusqu'à 2 mm constitue le composant mafique principal; elle présente 8 %-vol. de la roche (estimation à partir de 2 comptages; valeurs obtenues par diffractométrie semi-quantitative: 4 - 8 %). Son pléochroïsme se situe entre le brun clair légèrement jaunâtre et le brun foncé verdâtre ou rougeâtre; c'est alors une biotite avec des proportions équilibrées de Fe et Ti.

La muscovite primaire forme des cristaux qui ne dépassent pas 1,5 mm et constitue moins de 2 %-vol. de la roche.

La tourmaline est présente dans tous les affleurements. Il s'agit d'une schorlélite. Elle apparaît en tant que phase parfaitement xénomorphe interstitielle entre les phases principales ainsi qu'en sections idiomorphes triangulaires. elle forme rarement des intercroissances symplectiques avec le microcline. Son fort pléochroïsme varie entre l'incolore parfois jaunâtre et une couleur brun rougeâtre ou jaune moutarde intense; une lisière bleu-grise occasionnelle est très caractéristique.

Le zircon est relativement abondant et accompagné par le xénotime qui forme des excroissances sur les faces cristallines de ce minéral. Ci-dessous, nous donnerons une description détaillée du zircon.

Les autres phases minérales comprennent l'apatite, la topaze et les inclusions opaques (ilménite etc.) dans les biotites.

### Paragenèse métamorphique

En plus des recristallisations post-magmatiques, les minéraux suivants sont l'expression de l'empreinte métamorphique régionale. Dans la description, nous suivons l'ordre des minéraux-parents décrits ci-dessus.

L'albite métamorphique apparaît en cristaux subidiomorphes limpides et homogènes, qui sont rarement mâclés. Elle est relativement peu fréquente.

La biotite verte traduit un réchauffement régional statique dans les zones non ou faiblement déformées du granite (type 1). Les couleurs pléochroïques s'étendent du jaune clair au vert pomme parfois brunâtre.

Les autres phases métamorphiques sont:

le sphène, le grenat, la chlorite, la séricite, l'épidote (pistachite), le clinzoisite, la zoisite (apparition très locale, à la place de plagioclases chimiquement détruits) et la piemontite.

Cette paragenèse et les textures de recristallisation bien équilibrées du quartz caractérisent les conditions métamorphiques du faciès schistes verts.

### Gneiss granitique (type 2)

Les gneiss granitiques de l'intérieur du massif sont très souvent porphyriques et présentent une schistosité ondulée très nette. C'est une différenciation de la matière qui est à l'origine d'une texture rubanée à l'échelle microscopique; on y distingue de fines bandes continues

- de phyllosilicates,
- de quartz recristallisé exempt de micas,
- de porphyroclastes feldspathiques tronçonnés ou même
- de biotite néoformée associée au sphène.

(Nous ne faisons plus la distinction ci-après entre les paragenèses primaire et métamorphique, car ce type est l'équivalent déformé du type 1, où les deux sont décrites.)

Le microcline forme la plus grande partie des porphyroclastes cataclasés.

Le quartz est en général recristallisé dans une texture polygonale équilibrée. Les bandes de quartz mentionnées ont une largeur de 0,1 à 1 mm et la granulométrie du quartz y varie de 50 à 250 microns.

L'albite est rarement mâclée et les grains ont des tailles inférieures à 1 mm.

La biotite néoformée en cristaux de 50 - 300 microns n'est pas très fréquente; son apparition obéit au rubanement dû à la différenciation minéralogique. Son pléochroïsme varie du brun-jaune verdâtre clair au brun verdâtre; les cristaux les plus petits peuvent être verts jaunâtre clair dans la position d'absorption maximale.

La muscovite abonde en fins grains dans les bandes monominérales différenciées. En outre, nous avons trouvé le zircon, l'apatite, l'épidote, l'hématite et la calcite dans les ombres de pression des feldspaths alcalins. Le sphène forme de grandes (< 0,5 mm) "boules" avec de petits noyaux d'opaques.

Dans le type 2 des roches granitiques, nous avons donc affaire à des gneiss oeilés mylonitiques.

### Gneiss aplitique (type 3)

Les roches de ce type sont des gneiss avec une schistosité plurimillimétrique régulière, ainsi que des méta-granites à texture isotrope.

Minéralogiquement, ils se distinguent des types sus-mentionnés par l'absence de macrocristaux ou de porphyroclastes. Le microcline n'est présent qu'en tant que cristaux demi-millimétriques à centimétriques.

La tourmaline (schorl) est très abondante et constitue le critère minéralogique principal pour la définition de ce type 3. Elle est normalement présente à > 1 % ; dans certaines zones mylonitisées, elle peut représenter jusqu'à 50 % des minéraux et sa fréquence peut atteindre 20 % par surface d'une lame mince. Ses cristaux ont des tailles allant de 0,03 mm à quelques centimètres selon l'état de déformation de la roche; ils sont souvent squelettiques. Ce n'est que dans ce type de granite que nous avons trouvé de fréquents noyaux bleu gris. En général, c'est plutôt la frange des tourmalines zonées qui est de couleur bleue.

La muscovite est fréquente en cristaux millimétriques. Par contre, la biotite est absente de ce type !

Le stilpnomélane croît en cristaux de < 0,2 mm dans de petites veines. Au microscope, sa couleur brun d'or peu pléochroïque et le clivage transversal (010) sont parfois bien développés.

La topaze apparaît comme minéral accessoire en tailles jusqu'à 1 mm.

L'allanite est présente en porphyroblastes dépassant 1 mm, cristallisant de préférence dans les fractures des feldspaths.

L'absence de biotite magmatique, l'abondance des minéraux accessoires porteurs d'éléments de trace, les relative finesse et homogénéité du grain ainsi que la position de ces roches à la bordure du corps intrusif nous incitent à y voir un faciès aplitique de bordure trempée. Cette position particulière suivant le bord intrusif du pluton est illustrée de façon exemplaire dans la paroi du sommet noir K1, au fond de la Yabal-lungpa (flanc occidental du pluton, versant oriental).



**Pegmatite (type 4)**

Nous avons trouvé quelques rares blocs d'une roche filonienne tardimagmatique dans la plaine de Nyimaling et dans la branche de la Lansi-chu qui pénètre dans le massif.

Sa composition est celle d'une quartzolite à muscovite, topaze et tourmaline; elle ne contient que peu d'albite et pas de feldspath alcalin. Un grain de topaze atteint la taille de 3 mm. La tourmaline possède un noyau bleu-gris (v. discussion du type 3).

La fig. 22 (Gun-tong) localise en outre une quartzporphyre tectonisée, que nous avons trouvée intercalée dans les sédiments.

**2. ETUDE GEOCHRONOLOGIQUE ET TYPOLOGIE DES ZIRCONS****Introduction**

Nous avons effectué une étude géochronologique Rb/Sr (en collaboration avec le Dr. Martin THÖNI de l'Université de Vienne) et analysé une population de zircons en vue de définir sa typologie selon PUPIN (1980). Ces résultats ont paru conjointement dans un article consacré à la caractérisation du Granite de Nyimaling dans les fragments de croûte continentale entre l'Afghanistan et le Tibet (STUTZ & THÖNI 1987). Nous ne donnerons donc qu'une version abrégée des résultats:

**2.1. TYPOLOGIE DES ZIRCONS**

Cette technique a été développée par PUPIN (1980) dans le but de caractériser le contexte géodynamique de la roche ignée qui contient les zircons: ses résultats figurent dans un diagramme dit typologique (fig. 8).

La population de zircons étudiée provient de l'échantillon 48931 du faciès non déformé du granite de Nyimaling (type 1; site Rb/Sr ouest, fig. 26). Il s'agit de cristaux parfaitement euédriques qui sont transparents et apparemment inaltérés (pl. 3C,D); leur couleur rose résulte du métamorphisme himalayen et n'est pas originelle (comm.or. J.P. Pupin, Nice). Un zonage est souvent conservé et consiste en un noyau irrégulier trouble.

**Résultats et interprétation**

Les 85 grains déterminés (sur 100) se répartissent sur seulement 13 types. La distribution typologique (fig. 8) est très restreinte dans le coin supérieur gauche du diagramme et donne une valeur du poids moyen (*mean point value*, MPV) de I.A. 315 / I.T. 325.

La distribution typologique ainsi que la valeur du poids moyen de notre population placent notre granite dans le champ des monzogranites alumineux et granodiorites d'origine crustale. De plus, le léger décalage du MPV vers la droite du champ le situe encore plus précisément à la limite des granitoïdes clairement intrusifs (sous-type A3 des granites d'origine crustale, PUPIN 1980). Les observations de terrain permettent de confirmer sa position intrusive très élevée

- 1- par le niveau stratigraphique le plus jeune atteint par l'intrusion: la base de la Fm. Karsha (Cambrien inf.-sup.) dans la Lansi-lungpa (fig. 3), et
- 2- le métamorphisme de contact répandu (ch. E, 2).

**2.2. L'AGE DU GRANITE DE NYIMALING****Résultats et interprétation**

L'étude des isotopes Rb/Sr a fourni les résultats suivants qui découlent de l'interprétation de l'isochrone construite à partir de 6 échantillons de roches totales (site: fig. 26; isochrone: fig. 8).

- 1- L'âge radiométrique de  $460 \pm 8$  Ma (Ordovicien moyen) représente l'âge de cristallisation du granite.

L'âge minéral de la muscovite ( $454 \pm 5$  Ma) est parfaitement concordant, à l'intérieur des marges d'erreur respectives, avec celui obtenu à partir des roches totales.

- 2- Le rapport initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est de  $0,7365 \pm 2$ . Cette valeur très élevée indique l'origine crustale de notre granite. Cette interprétation est très clairement corroborée par l'interprétation typologique des zircons.

### Discussion

Par ses caractéristiques radiométriques et minéralogiques, le granite de Nyimaling s'insère dans la suite des granites d'origine crustale du Paléozoïque inférieur, connue dans des fragments continentaux d'origine gondwanienne de l'Himalaya ainsi qu'au nord et à l'ouest de la suture péri-indienne (LE FORT et al. 1986; STUTZ & THÖNI 1987). C'est

- le granite le plus jeune, et
- le granite le plus enrichi en  $^{87}\text{Sr}$  hérité de cette suite.

Selon DEBON et al. (1986), ce sont des granites et gneiss granitiques peralumineux qui auraient une origine essentiellement crustale, liée à des mouvements épirogéniques d'amincissement crustal. D'autres auteurs (cf. MEHTA 1978) les interprètent comme les témoins d'un événement orogénique (appelé "panafricain" dans les travaux récents) au début du Paléozoïque. Leur répartition géographique dans l'Himalaya permet de reconnaître deux contextes différents:

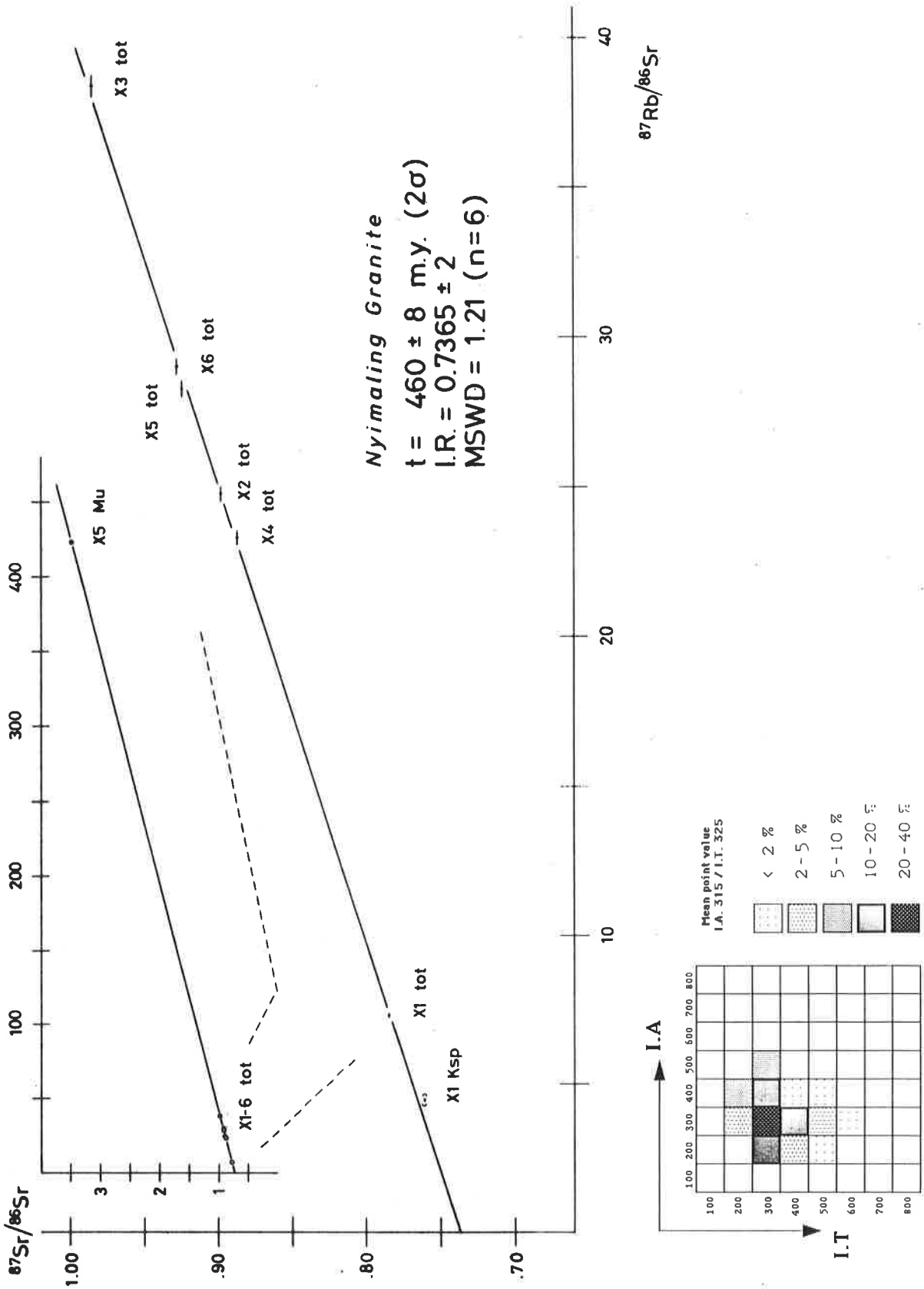
- les séries hautement métamorphiques du front/de la base (du Bas- et) du Haut-Himalaya,
- la ceinture du Nord-Himalaya dans le sud du Tibet (DEBON et al. 1985, 1986), où des granites porphyriques plus ou moins gneissifiés apparaissent à la base de l'Himalaya Téthysien: cette ceinture, soulignée par des leucogranites d'âge néogène, longe la Suture de l'Indus-Yarlung à une distance de quelques dizaines de kilomètres.

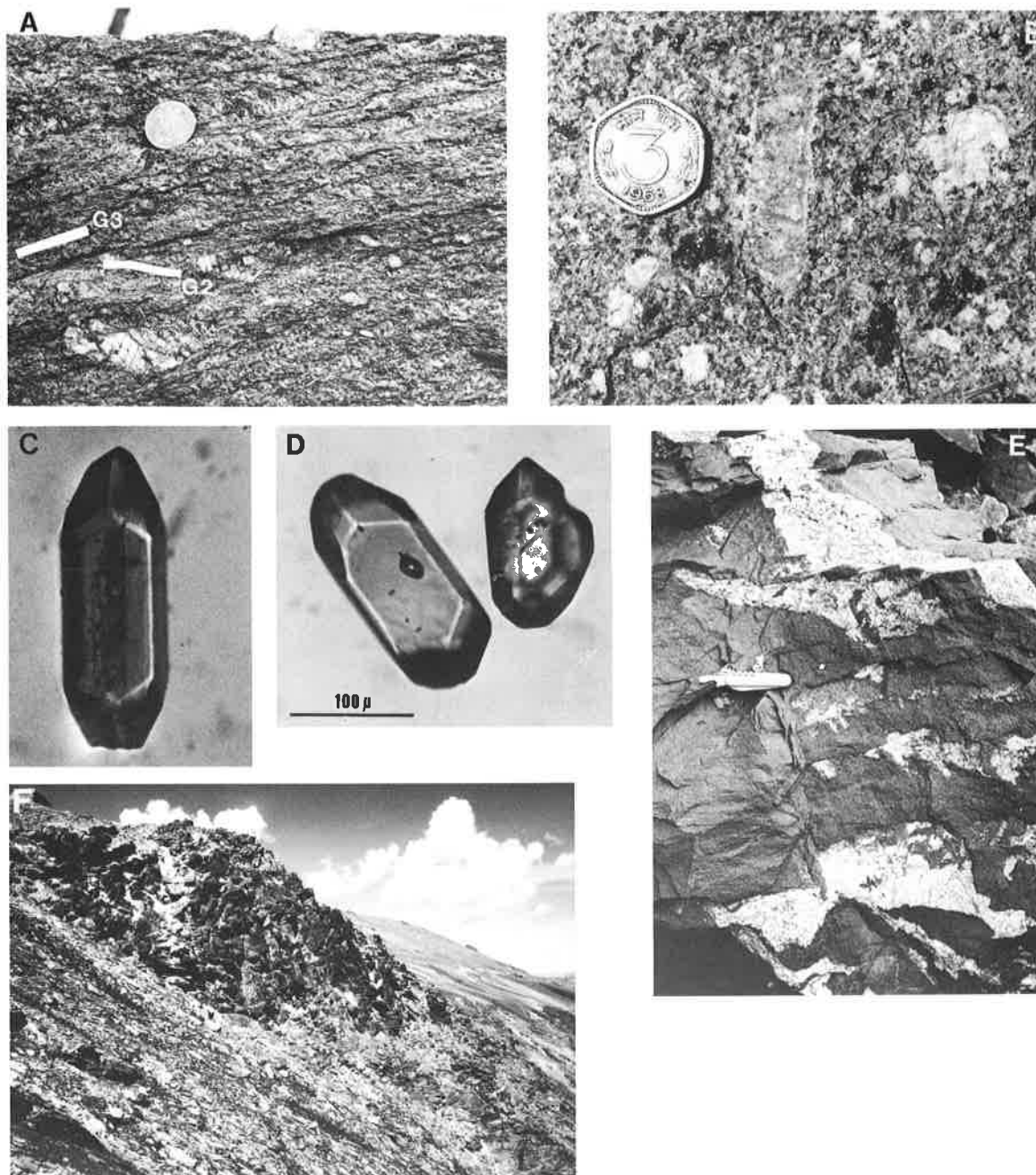
Ces données apportent les premières preuves d'une continuation de la ceinture du Nord-Himalaya (DEBON et al. 1984) vers l'ouest, à laquelle appartiennent peut-être aussi les autres granites du Rupshu: Tso Morari, BERTHELSEN (1953); Polokong, THAKUR & VIRDI (1979); Chumar, SHARMA & KUMAR (1978); fig. 1). Aucun vieux socle gneissique antérieur au granite n'affleure dans la région étudiée.

Fig. 8

Diagramme d'évolution isotopique du Sr sur 6 échantillons de roche totale, un feldspath alcalin et un mica blanc (granite de Nyimaling).

Diagramme typologique d'une population de zircons du granite de Nyimaling.





**planche 3: LES ROCHES INTRUSIVES**

A : gneiss granitique fortement déformé par deux schistosités autonomes, appelées G2 et G3  
 B : méta-granite non déformé avec macrocristal de feldspath alcalin à cortex de plagioclase, quelques cristaux blancs de plagioclase et "nids" de biotite  
 C,D : zircons extraits du méta-granite de Nyimaling (C: type L2, D: types S4 + S17, PUPIN 1980)

E : apophyses du granite de Nyimaling dans les quartzites cambriens (bordure occidentale du granite, 3 km E' K2 Kharnag, 5700 m)  
 F : sill de dolérite, épais de 20 m, intercalé dans le toit de la Fm. Karsha (L5 Langthang, versant N, 5400 m)

(pièces de monnaie A: 28 mm; B: 22 mm)

### B.3. LES ROCHES BASIQUES FILONIENNES

#### 1. REPARTITION GEOGRAPHIQUE

Tout au coeur du Nyima-ri-thrö se dessine, dans la perspective des vautours, un filon noir presque rectiligne et épais de quelques mètres sur une longueur d'au moins 10 km (fig. 3 + 26). C'est une roche gabbroïque grenue qui affleure à la cote 5600 m vers l'entrée du plateau nourricier du glacier de la Lansilungpa. En direction sud, il franchit les arêtes internes qui relient les hauts sommets de plus de 6000 m et atteint encore le glacier sud de la Stargjuk-lungpa. Dans les arêtes escarpées au nord du Lhai-tchespa-ri, on remarque un léger boudinage à l'échelle décamétrique. D'autres filons sans grande continuité latérale apparaissent au sein du granite sur la transversale du Zari-la.

La carte géologique montre également une série de sills gabbroïques intrusifs dans les formations Phe et Karsha<sup>7</sup>.

#### 2. DESCRIPTION

##### Minéralogie magmatique

La texture originelle de ces roches (fig. 7) est porphyrique-intersertale à équigranulaire et toujours holocristalline. Les plus grands phénocristaux peuvent atteindre 5 mm. Les minéraux suivants définissent la paragenèse magmatique:

L'augite magnésienne forme les coeurs rongés des grands phénocristaux; les lamelles d'exsolution sont souvent préservées. Les contours idiomorphes des clinopyroxènes se dessinent sous forme d'épaisses bordures ouralitisées

en hornblende fibreuse, rarement idiomorphe: son pléochroïsme varie du vert olive foncé au jaune clair brunâtre.

Le plagioclase est un labrador (max. 53 % An) en phénocristaux d'une taille comparable aux augites.

Le quartz est toujours présent à moins de 5 %.

L'apatite est relativement abondante et se présente sous un habitus particulier, en longues aiguilles qui sont parfois tubulaires.

Deux minéraux, l'ilménite et la pérovskite, sont porteurs d'une teneur en titane élevée.

La biotite brun-rouge primaire (bi, fig. 7) est rare dans la roche initiale; elle peut être observée sous forme de reliques décomposées d'une taille inférieure à 0,5 mm.

La texture intersertale des plagioclases ainsi que ses composantes minéralogiques désignent cette roche filonienne comme une dolérite.

##### Paragenèses métamorphiques

Nous avons identifié les variations suivantes des paragenèses métamorphiques dans les dolérites:

actinote + biotite brune pâle, OU

hornblende commune bleu-vert + biotite brune pâle, OU

hornblende commune bleu-vert à verte (seule),

+ épidote + clinzoisite + albite + calcite + sphène

± stilpnomélane ± (Fe-chlorite + lepto-chlorite).

##### Relations avec les roches encaissantes

Le filon doléritique recoupe le granite de Nyimaling; une bordure de refroidissement (*chilled margin*) est visible à l'affleurement. L'âge de mise en place du filon est donc plus jeune que les 460 Ma du granite (ch. B.2, 2).

La minéralogie identique des sills et du filon doléritiques ainsi que la nature autochtone de la couverture sédimentaire, par rapport au soubassement granitique qui contient le filon, favorise son interprétation de filon nourricier des sills stratiformes.

La position stratigraphique des sills les plus élevés dans la couverture sédimentaire est la base des dolomies du Mb. Teta (toit de la Fm. Karsha d'âge cambrien) dans l'arête L5 Langthang (pl. 3F). Les sills doléritiques sont absents des formations post-cambriennes de la Nappe du Langthang.

<sup>7</sup> Nous exprimons notre reconnaissance à Jean-Claude Tièche qui nous a signalé les deux grands sills sous le sommet L3 Langthang.

### 3. DISCUSSION

#### Les roches basiques dans l'Himalaya indien

On connaît actuellement trois suites distinctes de roches basiques dans le Phanérozoïque de l'Himalaya Téthysien:

A. Les **volcanites spilitiques** du début du Cambrien sont abondantes dans les sédiments de la plateforme siliciclastique stable du Garhwal et du Kumaon (Himachal Pradesh). Dans le Kumaon, on les associe aux Quartzites de Nagthat (JAIN et al. 1980) qui sont probablement un équivalent de la Fm. Phe du Zaskar et de la région de Nyimaling. Dans le Kashmir, elles occupent une position stratigraphique équivalente (WAKHALOO & SHAH cités dans JAIN et al. 1980, RAO 1981).

B. De nombreux filons de **méta-dolérites** à pyroxène sont signalés dans des terrains épizonaux à catazonaux du Haut-Himalaya indien, mais ils n'apparaissent jamais plus hauts que dans le Cambrien (HONEGGER 1983; KUMAR et al. 1984; POGNANTE et al. 1987). BERTHELSEN (1953) les décrit dans les méta-sédiments du Tso Morari ainsi qu'au sein du Granite du Rupshu.

C. Les **coulées basaltiques des Panjal Traps** se sont formées en milieu continental depuis le Carbonifère jusqu'au Trias (RAO 1981). Elles sont très épaisses dans le Kashmir (plus de 2 km dans la Pir Panjal Range) et s'étendent vers le sud-est jusqu'en Zaskar oriental. Différents auteurs ont identifié de rares filons nourriciers dans diverses positions stratigraphiques:

- recoupant la Fm. Karsha (Cambrien) dans le Zaskar oriental (GAETANI et al. 1985a);
- dans l'Ordovicien ou le Devonien du Spiti (FUCHS 1982a);
- dans la Fm. Po (Carbonifère) du Spiti (WADIA cité dans POWELL & CONAGHAN 1978).

#### Les dolérites de Unité de Nyimaling

L'appartenance de ces dolérites à la suite B, datée indirectement de l'Ordovicien, paraît probable:

- du point de vue **chronologique**, parce qu'elles recoupent le Granite de Nyimaling d'âge ordovicien moyen. Le caractère minéralogique incompatible (comm.or. K. HONEGGER) et l'absence de tels filons dans la Fm. Lipak (Carbonifère) de la Nappe de Langthang (ch. B.4) s'opposent à une interprétation en filon nourricier des Panjal Traps.
- Du point de vue **spatial**, l'association étroite des granites du Paléozoïque inférieur est une clé évidente à leur interprétation.

LE FORT et al. (1986) suggèrent que l'événement magmatique cambro-ordovicien est le résultat d'un amincissement crustal à l'échelle continentale: dans cette perspective, ces magmas basiques ont peut-être une origine mantellique. Une faible contamination mantellique est courante dans ces granitoïdes (DEBON et al. 1986), à l'opposé des leucogranites tertiaires qui se sont formés entièrement à l'intérieur de la croûte sialique. L'apparition commune des granites et des dolérites peut cependant être interprétée également par une nature restitique des dolérites, après le fractionnement des magmas granitiques (comm.or. K. HONEGGER). Le problème n'a pas encore trouvé une solution satisfaisante.

## B.4. LA PLATE-FORME CONTINENTALE INDIENNE AU PALEOZOIQUE SUPERIEUR

### Introduction

Toute l'enveloppe du Massif de Nyimaling est constituée de schistes et de calcaires épimétamorphiques fortement replissés, qui préfigurent la dépression entre la culmination "cristalline" et les chaînons calcaires du Zanskar oriental. Nous nous occuperons ici des terrains le long de l'itinéraire des cols du Yar et du Zalung-karpo, qui relie le Rupshu avec le Zanskar. Nous prendrons en compte, séparément:

1. les formations carbonifères à permien supérieur, puis
2. la séquence "calcschistes pélagiques / calcaires de plate-forme / grès" du Trias au Jurassique moyen et les grès du Crétacé inférieur.

### Répartition géographique des formations du Paléozoïque sup.

La découverte de méta-sédiments d'âge paléozoïque supérieur à l'intérieur du "Tso Morari Crystalline" (VIRDI et al. 1978; AZMI in THAKUR & VIRDI 1979) en plus de ceux à sa marge sud vers le Lahaul et le Spiti (GODWIN AUSTEN in STOLICZKA 1866a; HAYDEN 1904; GUPTA & KUMAR 1975) a induit une vision neuve de ce "vieux socle cristallin" apparent. Dorénavant, il faut le considérer comme un "néo-cristallin" distinct d'un vieux socle précambrien, tel celui qui est préservé dans le bouclier indien et remobilisé dans le Cristallin Central du Haut-Himalaya (BHANOT et al. 1979; RAJU et al. 1982). C'est en quelque sorte un analogue génétique (mais pas strictement chronologique; ch. E, 4) du dôme néogène du Nun-Kun (HONEGGER 1983), où un fort métamorphisme himalayen affecte même les formations mésozoïques.

Dans le Nyima-ri-thrö, nous avons cartographié trois formations lithostratigraphiques (fig. 3 + 9B), dont l'une est très locale. Géographiquement, elles occupent les parties basses des vallées latérales ouest, en aval des glaciers (nord) ou de la zone alpine, dépourvue de végétation (sud); elles n'atteignent qu'au nord l'une des vallées longitudinales. Sur le versant oriental, elles occupent une zone étroite et très déformée à la hauteur des alpages d'été et en arrière des anciennes moraines frontales à 4900 m.

### Lithostratigraphie et tectonique

Dans la partie descriptive, nous utiliserons déjà les noms formels des formations lithostratigraphiques (Lipak, Po, Kuling) qui seront justifiés ensuite dans une comparaison interrégionale et par quelques fossiles à valeur biostratigraphique.

Les terrains du Paléozoïque supérieur sont situés à la base de la Nappe de Langthang et dans le toit de l'Unité de Nyimaling (fig. 3). Ce sont les termes les plus replissés; toutes les épaisseurs indiquées tiennent compte davantage de la relative importance des différents membres que d'une réalité primaire.

La section illustrée de la Fm. Kuling est celle du flanc supérieur de la structure polyphasée du Bya-ri (fig. 17); sa base est le coeur anticlinal de la bande calcaire du "Fil d'Ariane" (cf. Fm. Kuling). Les formations plus anciennes affleurent en série normale sous le contact chevauchant de son flanc inférieur, dans le versant droit de la Langthang.

Dans les régions au sud du Zalung-karpo-la, nous avons un trop mauvais contrôle structural pour déchiffrer, comme dans le Bya-ri, la séquence stratigraphique à travers les complications tectoniques.

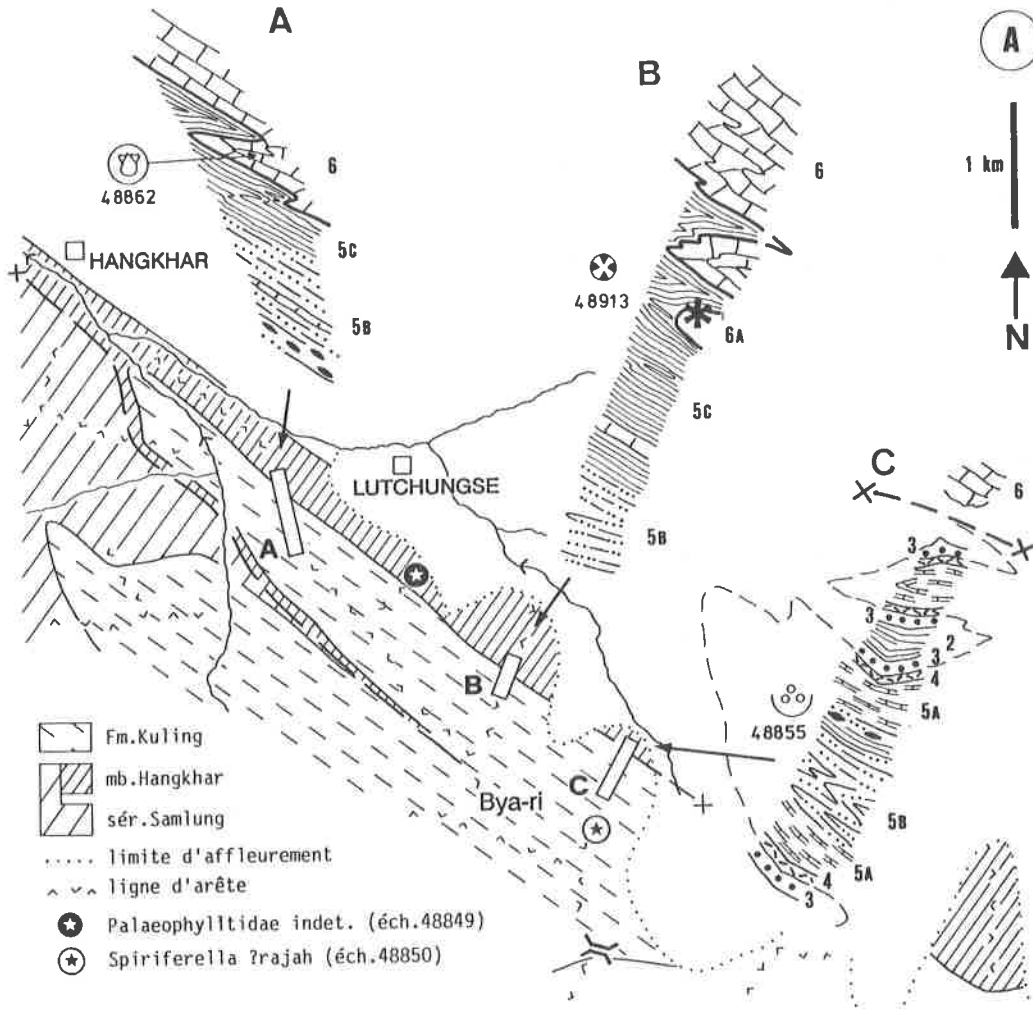
## 1. RECONSTITUTION D'UNE COUPE STRATIGRAPHIQUE DANS LA BASSE VALLEE DE LANGTHANG (fig. 9B)

### Description

Sur le versant occidental du Nyima-ri-thrö, les marbres de Lipak surmontent les quartzschistes sériciteux de la Fm. Kurgiakh (fig. 3):

La Fm. Lipak est représentée par une succession purement carbonatée de marbres calcaires clairs et de calcschistes bleuâtres. Les marbres sont fétides, parfois bréchiques et peuvent contenir des crinoïdes; ils apparaissent en lits pluridécimétriques.

Très localement, nous avons identifié une série distincte dans le toit des marbres de Lipak (basse vallée de Langthang; fig. 17) que nous attribuons à la Fm. Po: c'est une mince série (30-50 m) de quartzites, à l'aspect gras et à la patine brune, très bien lités (> dm); quelques niveaux centimétriques de calcschistes quartzeux à crinoïdes s'intercalent entre les lits de quartzite.



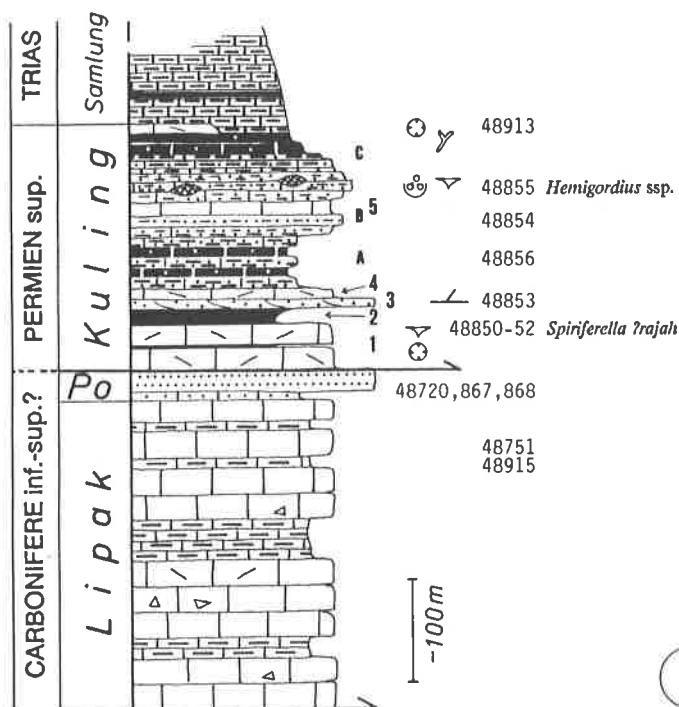
**Fig. 9**

**A:** Carte et coupes détaillées du contact entre la Fm. Kuling (Permien de l'Himalaya Téthysien) et les calciturbidites du Trias moyen (mb. Hangkhar de la sér. Samlung) dans les arêtes au sud de Lutchungse:

- limite continue: contacts stratigraphiques;
- limite interrompue: contacts tectoniques (réduction de série).

La numérotation stratigraphique est spécifiée dans le texte.

**B:** Colonne stratigraphique composée du Paléozoïque supérieur (Himalaya Téthysien) dans le nord de la vallée de Langthang.



**B**



Ces deux formations correspondent à la Formation -a- de STUTZ & STECK (1986). La Fm. Kuling (ci-dessous) est équivalente à leur Formation -b-.

Dans la Fm. Kuling du versant nord du Bya-ri, nous distinguons plusieurs niveaux lithologiques (cf. fig. 9 + 16):

1. 40 m (max.) de marbres calcaires jaunâtres clairs à crinoïdes (*crino-packstone*) divisés en:
  - a. marbres jaunes clairs lités de quelques cm à 1 dm avec de très fins interlits de chlorito-schistes;
  - b. marbres jaunes très clairs massifs;
  - c. marbres rubanés clairs à passées plus grossières (granoclassesments?);
  - d. marbres schisteux gris, avec intercalations schisteuses non calcaires et nodules de calcirudites phosphatées noires légèrement gréseuses, riches en brachiopodes et coraux.
2. Shales noirs à pyrite devenant légèrement gréseux vers le haut. Epaisseur: env. 20 m. Transition progressive sur 10 m à des
3. Quartzites massifs blancs avec porphyroblastes de dolomite (<500 microns) apparaissant en taches rouilles. Cette roche recristallisée est probablement une méta-quartzarénite; elle contient des minéraux lourds ultrastables (zircon, tourmaline) très bien émoussés. A l'affleurement, on observe systématiquement des stratifications entrecroisées à faible angle dans des dimensions décimétriques (pl. 4E). Epaisseur: 5 - 7 m, (niveau 1, fig. 9A). Limite tranchée:
4. Marbres à crinoïdes lumachelliques jaunes ou gris et légèrement gréseux au contact. Epaisseur: 2 - 3 m, (niveau 2, fig. 9A).
5. Schistes grésocalcaires ± pélitiques, avec quelques lits de marbres calcaires stériles, comprenant plus de la moitié de l'épaisseur de la formation; ils se terminent par des shales. Les variations lithologiques, au sein de cette série schisteuse, seront illustrées par les niveaux 3-5 des coupes de terrain levées à travers le toit de la Fm. Kuling au SW de Lutchungse (fig. 9A). Des nodules de calcaires gréseux phosphatés, à "calcisphères", échinodermes, lithoclastes instables et minéraux lourds ultrastables, apparaissent dans les quartzschistes au milieu de ce membre: ils contiennent des foraminifères benthiques (v. ci-dessous) et des brachiopodes indéterminables.

Les calcschistes de la sér. Samlung reposent sur la Fm. Kuling dans le versant occidental. Entre le Bya-ri et Lutchungse, seul le mb. Hangkhar de la sér. Samlung est encore présent; les shales de la Fm. Dolto le surmontent.

Les marbres jaunâtres à crinoïdes du niveau 1 forment un repère au sein de la Fm. Kuling: c'est le "Fil d'Ariane" (STUTZ & STECK 1986). Dans quelques sections plus méridionales (Khar, Gun-tong), nous trouvons ces niveaux 1-4 (quoique plus minces et moins voyants) dans des plis isoclinaux, jalonné par les autres niveaux lithologiques très caractéristiques (shales, couplet quartzites/marbres) (fig. 22).

Nous ne trouvons jamais les formations plus anciennes (Po, Lipak) entourées par ces niveaux: la base de la Fm. Kuling - le "Fil d'Ariane" - semble alors constituer un niveau de décollement.

#### Données paléontologiques

Deux niveaux de la Fm. Kuling ont fourni des fossiles déterminables:

1. le toit des marbres à crinoïdes dans le Bya-ri: brachiopodes *Sp. ?rajah* (éch. 48850).  
(base de la formation, niveau 1d; localisation fig. 16)
2. Dans deux localités, les quartzschistes de la partie supérieure de la formation ont fourni des foraminifères benthiques ou des brachiopodes:  
48855: 200 m au nord du "Fil d'Ariane" dans l'arête orientale du Bya-ri (fig. 9A, coupe C);  
48924: cote 4700 m de l'arête au nord du pied ouest du Zari-la (5 km E Dungkaru, 3 km NNW Gun-tong; fig. 22).

#### a. *Spiriferella ?rajah* (éch. 48850; pl. 4B,D,F)

Cinq exemplaires de valves ventrales de 2 - 5 cm nous ont permis de déterminer cette espèce<sup>8</sup>. Le nombre peu élevé de critères empêche une détermination paléontologique parfaite:

La forme générale est allongée et concorde entièrement avec les exemplaires illustrés dans GUPTA & WATERHOUSE (1979). Bien qu'ils soient comprimés, un fort umbo incurvé a pu être dégagé sur l'un des exemplaires. Au maximum 4 plis très bien développés sont visibles sur une moitié de valve; les interstices sont étroits. 3 - 4 côtes couvrent les plis internes; elles sont divisées en deux près de la marge antérieure. Le sulcus central commence dès l'umbo et il est 2 à 3 fois plus profond que l'espace compris entre deux plis latéraux. Un nombre élevé de côtes le couvre. Quant à l'ornementation, quelques pustules mal marquées sont préservées dans les parties non érodées proche de l'umbo.

Le brachiopode *Sp. rajah* est caractéristique du Permien supérieur de l'Himalaya (LEGRAND-BLAIN 1977, GUPTA & WATERHOUSE 1979), et on le trouve dans presque tous les niveaux de cet âge (COLCHEN & VACHARD 1975, WATERHOUSE 1979, YIN et al. 1983 + op.cit. pt. 2, ci-dessous).

<sup>8</sup> Premier examen et détermination du genre: Prof. H. Rieber, Zürich

### b. Foraminifères benthiques

Mme Catherine Jenny (Lausanne) a identifié dans deux échantillons de nodules phosphatés:

48855: *Hemigordius* ssp.;

48924: *Fronidina* sp., bryozoaires indéterminés.

Les genres *H.* et *F.* apparaissent dans tout le Permien, quoique plus fréquemment dans le Permien supérieur.

### c. *Fusispirifer nitiensis* (éch. 48924; pl. 4A)

Ce brachiopode indique un âge de Permien supérieur; il est très caractéristique du Permien supérieur de l'Himalaya Téthysien (détermination Dr. G. Plodowski, Francfort).

## 2. DISCUSSION STRATIGRAPHIQUE

### Identification des formations lithostratigraphiques

La présence de la Fm. Lipak dans le Nyima-ri-thrö se base sur les seuls arguments lithostratigraphiques. Mais la position systématique de ces marbres sous la Fm. Kuling, datée du Permien supérieur, confirme cette attribution.

Dans l'Himalaya Téthysien, de tels calcaires fins avec des crinoïdes abondants en épaisseur considérable ne sont présents, à part dans la Fm. Lipak, que dans le Gr. Kioto d'âge norien à jurassique; ce groupe affleure à un niveau structural plus haut et ne peut pas être corrélé à ces calcaires métamorphiques.

Dans les régions voisines, voici les séries avec lesquelles nous proposons donc de corréliser notre formation:

#### A. Spiti

Lipak series (HAYDEN 1904), Lipak Fm. (SRIKANTIA 1981; FUCHS 1982a; RANGA RAO et al. 1982):

Calcaires gris fins, rarement calcarénites, en lits épais, avec de rares quartzites blancs. Vers le toit apparaissent des interlits pélitiques, des dolomies et du gypse. Age: Carbonifère inférieur (GUPTA 1983).

#### B. Lahaul (Baralacha-la)

Lipak Fm. (GUPTA & KUMAR 1975; KANWAR & AHLUWALIA 1979):

Calcaires bien lités gris clairs à jaunes avec des intercalations pélitiques occasionnelles. Rares quartzites et gypse.

#### C. Zanskar

Lipak Fm. (BAUD et al. 1984; GAETANI et al. 1985a); Tanze Fm., membres A + B (NANDA & SINGH 1977):

Calcaires micritiques noirs bien lités, plus rarement calcarénites, alternant avec des calcaires marneux fétides et se terminant en calcaires noduleux riches en crinoïdes, rares et minces quartzites blancs. Gypse et calcaires dans la partie supérieure. Age: Carbonifère inférieur.

#### D. Kumaun

Kali Series (VALDIYA & GUPTA 1972)

Calcaires siliceux, dolomies et quartzites à grain fin; Carbonifère inférieur.

#### E. Changthang W (Karakoram Pass)

Calcaires à *Syringothyris* avec cherts noirs abondants; Carbonifère inf.- moyen (DE TERRA 1932).

#### F. Kashmir

Syringothyris Limestone (KRISHNAN 1956; FUCHS & GUPTA 1971)

Calcaires gris foncé en lits minces avec niveaux pélitiques, quartzitiques et de roches volcaniques; Carbonifère inférieur (SAVAGE 1977).

Pour les raisons suivantes, nous attribuons à la Fm. Po les quartzites bien lités, cartographiés dans la vallée de Langthang (fig. 17):

#### 1- leur position stratigraphique sur les marbres de la Fm. Lipak;

Nous ne pouvons cependant pas exclure qu'une partie des épais schistes grésocalcaires au contact des marbres de Lipak au sud du Zalung-karpo-la, appartienne à la Fm. Po: une distinction sûre des mêmes lithologies du toit de la Fm. Kuling est très difficile. C'est pourquoi, sur certains documents, nous ne séparons pas les deux formations.

#### 2- l'absence, au sein de la Fm. Lipak de la région, des niveaux de quartzites répertoriés ailleurs (v. ci-dessus),

#### 3- l'analogie lithologique avec les formations suivantes dans les régions voisines:

#### A. Spiti

Po Series (HAYDEN 1904); Po Fm. (SRIKANTIA 1981; RANGA RAO et al. 1982):

Alternance de shales et de quartzites (lits > 1m); quelques calcarénites; Carbonifère inf.(partie sup.) - sup.

#### B. Lahaul (Baralacha-la)

Po Series (GUPTA & KUMAR 1975); Po Fm. (KANWAR & AHLUWALIA 1979):

Quartzites massifs clairs avec interlits pélitiques, au milieu: shales noirs riches en bryozoaires (*Fenestella*) et brachiopodes; Carbonifère moyen.

C. Zanskar

Po Fm. (BAUD et al. 1984; GAETANI et al. 1985a):

Grès très bien lités avec de fins interlits de siltstones plus ou moins marneux ou de rares calcarénites, au milieu: lentilles de quartzarénites intercalées dans des shales noirs.

D. Kashmir

Fenestella Shales (KRISHNAN 1956; FUCHS & GUPTA 1971):

Alternance de shales fossilifères épais et de quartzites.

Dans la Fm. **Kuling**, la présence de *Sp. ?rajah*, à la base tectonique de cette formation au nord, lui donne un âge maximal du "Panjabien" (partie moyenne du Permien sup.; GUPTA & WATERHOUSE 1979). Tout au sud, la présence de *F. nitiensis* prouve un même âge. Nous pouvons alors corréliser cette série avec les couches contemporaines dans les régions voisines:

A. Spiti/Lahaul: Kuling shales p.p. (STOLICZKA 1866a), Productus shales (HAYDEN 1904), Kuling Fm. (KANWAR & AHLUWALIA 1979, SRIKANTIA 1981, FUCHS 1982a, RANGA RAO et al. 1982);

B. Zanskar: Riman Mb. (NANDA & SINGH 1977), Kuling Fm. (BAUD et al. 1984, NICORA et al. 1984, GAETANI et al. 1985a);

C. Kumaun: Kringkrong Series (VALDIYA & GUPTA 1972), Kuling Shale (SINHA 1980);

D. Changthang W: Tashliq-köl Series (NORIN 1946);

E. Kashmir: Zewan Series (KRISHNAN 1956; FUCHS & GUPTA 1971).

Comparaison interrégionale du Paléozoïque supérieur

La Fm. **Kuling** est dominée ici, comme ailleurs, par l'apport détritique d'un domaine continental instable. Le développement purement carbonaté de la base de la formation dans le **Bya-ri** ("Fil d'Ariane") est une particularité régionale, qui traduit une position relativement distale de ce Permien marin par rapport aux domaines émergés et à la zone littorale. Faciellement, le caractère plus franchement marin (moins terrigène) de la base de la Fm. **Kuling** (le "Fil d'Ariane") ainsi que son épaisseur considérable la rapprochent plus du Permien de la région du **Qomolangma** (Mt-Everest; Gr. **Selung** du domaine téthysien méridional, MU et al. 1973) que de celui du **Zanskar** voisin (<55 m, NICORA et al. 1984).

La triple division de la série sédimentaire du Paléozoïque supérieur en Fms. **Lipak - Po - Kuling** montre, par rapport aux régions voisines, une anomalie majeure qui mérite une considération spéciale: c'est l'absence totale de diamictites ou de conglomérats (et des **Panjal Traps**) entre les formations carbonifères (**Lipak, Po**) et permienne (**Kuling**). La période du Carbonifère supérieur au milieu du Permien supérieur n'est donc pas documentée dans le **Nyima-ri-thrö**.

Les **Agglomeratic Slates** (**Ganmachidam Fm.** SRIKANTIA 1981, **Losar diamictite** RANGA RAO et al. 1982) existent au **Kashmir**, au **Zanskar** et au **Spiti** jusqu'au **Népal**, de même qu'au nord (**Changthang**). Leur origine est liée aux glaciations tardi-paléozoïques du continent gondwanien (NORIN 1946; GANSSER 1964). Des conglomérats les remplacent localement au **Spiti** (FUCHS 1982a). Les deux contacts de ce groupe, qui occupe en partie la lacune dans le Paléozoïque supérieur (JAIN et al. 1980), sont en général discordants. L'absence de ces roches dans notre séquence est donc exceptionnelle.

## B.5. LE TRIAS ET LE JURASSIQUE: L'INSTALLATION DES PLATE-FORMES CARBONATEES SUR LA MARGE SUD-TETHYSIENNE

### Introduction

Dans cette partie, nous étudierons les schistes triasiques au sud de la Markha-chu, ainsi que la transition aux faciès de plate-forme carbonatée qui est marquée à la base de la dalle des calcaires de Kioto. Nous poserons ensuite un bref regard sur les formations dans son toit.

Dans un cadre régional, nous tenterons de définir la lithostratigraphie de la marge proximale sur la rive méridionale de la Téthys, afin de pouvoir prouver plus tard le passage graduel de ce domaine paléogéographique à celui de l'Unité de la Markha sur la marge distale (ch. C, 7).

Nous reprendrons l'ancienne subdivision lithostratigraphique du Gr. Kioto par STOLICZKA (1866) établie non loin de notre région: la **Fm. Para** et la **Fm. Tagling**. Pour le Gr. Lilang sous-jacent, nous proposerons deux unités lithostratigraphiques informelles (la **sér. Samlung** et la **sér. Khar**) que nous pourrions comparer à la colonne stratigraphique du Spiti dans le travail classique de HAYDEN (1904). Elles prennent la place des quatre formations qui subdivisent ailleurs le Gr. Lilang (SRIKANTIA 1981; BAUD et al. 1984).

### Répartition régionale des formations mésozoïques

Le changement profond entre le Trias argileux et les séries carbonatées du Zanskar oriental présente une clé de l'évolution géologique régionale; cette limite nous intéresse doublement, car:

- **stratigraphiquement**, la position très septentrionale de cette région peut permettre d'ajouter un maillon important aux modèles paléogéographiques du Trias sur la plate-forme nord-indienne et à proximité du talus de la marge passive sud-téthysienne (Unité de la Markha, ch. C).
- **tectoniquement**, la nature du contact entre les schistes du Gr. Lilang et l'épaisse dalle des calcaires de Kioto détermine, d'une façon plus générale, l'allochtonie relative des étages supracrustaux du Haut-Himalaya.

Nous n'avons pas pu subdiviser la grande masse des schistes triasiques au sud de la Markha-chu, dans la vallée de Langthang et sur le versant gauche de la Khar-chu: notre *yang*<sup>9</sup> est la "série du Samlung".

Cependant, l'image change lorsque l'on s'approche des gorges qui mènent dans le Zanskar: sous la dalle des calcaires de Kioto, nous avons pu faire des observations différenciées dans la demi-fenêtre entre le Rabrang-la et le Zalung-karpo-la, ainsi que dans la vallée de Khar qui mène aux gorges de Trantse. Là, nous avons rencontré le *yin*, la "série du Khar".

Ces deux séries ne sont pas fondamentalement distinctes des formations du Gr. Lilang dans les régions voisines (op.cit.), mais elles ne peuvent pas non plus adopter ces noms sans réserves (cf. discussion).

### Localisation des coupes

BAUD et al. (1982a; fig. 8 B-D) ont reporté, sur le chemin du Zalung-karpo-la vers l'ouest, trois coupes partielles qui couvrent l'essentiel des Groupes de Lilang et Kioto. Quelques-unes de leurs propositions, surtout dans la région du Zalung-karpo-la, vont être modifiées à la lumière de nos observations et à l'aide de nouvelles coupes:

La déformation de cette zone trouble la vision du stratigraphe sur deux points:

- une importante tranche des séries autour de la limite Lilang/Kioto est fortement amincie et réduite au Zalung-karpo-la, en comparaison à la série complète, située 7 km plus à l'ouest, à l'entrée des gorges (cf. fig. 19, 23B et coupes marquées **Ba** et **Bb** dans la fig. 10). Les sections lithologiques sont partout fortement replissées.
- La recristallisation des calcaires les rend beaucoup plus clairs et ces faciès tectoniques ne peuvent être reconnus que par leur contenu biogénique<sup>10</sup>; l'étirement tectonique fait disparaître les niveaux incompetents et amincit les roches compétentes de façon ductile.

Nous avons levé la **coupe A** (fig. 10A) depuis le milieu des gorges à l'est de Trantse jusqu'en aval de la cuvette du hameau, en suivant la rive droite du cours d'eau (fig. 19).

<sup>9</sup> Le *yin* et le *yang*: dans la pensée bouddhique, les deux principes opposés qui découlent d'un entier uni.

<sup>10</sup> Un excellent exemple est le calcaire gris à brachiopodes (échantillon 48897) intercalé dans des schistes marneux que l'on identifie, dans sa position relative, en marbre blanc lité avec pseudo-*birdseyes* centimétriques (< cm; remplissage sparitique des fossiles entiers).

La coupe B est composée de deux sections plus ou moins complètes (marquées par a et b sur la fig. 10B).

Ba: levée à deux localités: 1. 4 km au sud du Zalung-karpo-la dans le versant ouest de la Khar-chu;  
2. sur l'arête derrière les ruines de Khar;

Bb: à l'entrée des gorges en aval du Rabrang (campement des caravanes vers Zangla; = Nari Narsang chez BAUD et al. 1982a, fig. 8C).

La mauvaise exposition des sections au Zalung-karpo-la ne permet pas l'identification des coupes complètes et des répétitions tectoniques.

## 1. LA SERIE DU SAMLUNG (GR. LILANG INF.; fig. 10, niveau 1)

### Les calcschistes monotones

Une épaisseur considérable de calcschistes gris foncés finement lités et plissés, ainsi que de shales noirs est entaillée par la vallée du Léopard (= Samlung) qui débouche sur la basse Langthang (fig. 3). On y traverse le contact inférieur vers les schistes grésocalcaires de la Fm. Kuling. Tout au sud (N' Gun-tong), 1 m de calcaire noir riche en ammonites indéterminables marque la base des calcschistes et shales de Samlung sur les schistes gréseux contenant *F. nitiensis* du Permien supérieur.

L'épaisseur des calcschistes de Samlung est beaucoup plus grande au nord (Lung-tong - Langthang; >2 km) qu'au sud du Zalung-karpo-la (discussion pt. 7).

### Les calciturbidites fines: le membre de Hangkhar

Dans la basse Lung-tong, des niveaux minces (>cm) de calcarénites fines orangées et parfois granoclassées s'intercalent entre les calcschistes monotones (cf. fig. 24A). Dans cette masse replissée de schistes, nous observons au sud du Zalung-karpo-la un membre de calcarénites et calcilitites resédimentés et régulièrement lités qui alternent avec de minces niveaux pélitiques (profil B, mb. Hangkhar, intercalé dans le niveau 1, fig. 10).

**Description:** Les deux échantillons de calcilitites 48916 (Zalung) et 48923 (E Dungkaru) présentent, sur une épaisseur totale du dépôt d'au moins 4 cm, un niveau basal arénitique d'environ 1 cm. La granulométrie maximale y varie de 200 à 300 microns; ce sont des crinoïdes ou des péloïdes emballés dans une matrice fréquemment orangée. Le granoclassement est faible dans ce mince niveau basal, mais il est net sur toute l'épaisseur du lit.

Ces calcaires resédimentés peuvent ainsi être classés parmi les associations de faciès C2 ou D1 de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975).

Cette lithologie est identique à celle des calciturbidites distales du Trias moyen (inf.?) qui suivent la limite SW de l'Unité de la Markha plus au nord (ch. C, 2 ; éch. 48914, W Lutchungse: 12, resp. 30 km plus au nord).

Ces strates ont reçu le nom de "mb. Hangkhar" d'après le nom du village, situé dans la vallée de la Markha, où nous les avons mieux étudiées. Nous en donnerons alors une plus ample analyse dans le ch. C (2 et 4.4), qui traite des resédiments de l'Unité de la Markha.

Nous avons découvert très tardivement (1985) ces relations et il nous a ensuite été impossible d'établir les liens cartographiques du nord (Markha-chu) au sud (Khar-chu). Notre corrélation s'appuie sur un développement lithologique identique et sur la comparaison des données chronologiques: ainsi, la position de la sér. Samlung, qui contient ce membre, sur la Fm. Kuling d'âge permien supérieur et sous la sér. Khar (Trias supérieur), étaye sa corrélation aux calciturbidites du Trias moyen à Hangkhar.

## 2. LA SERIE DE KHAR (GR. LILANG SUP., fig. 10, niveau 2-5)

Nous rapportons la composition de cette série en poursuivant la coupe:

### **niveau 2:**

alternance très fine de schistes argileux, parfois gréseux, et de calcaires gréseux recristallisés de couleur jaune-brun clair; dans ces derniers, le détritit siliceux est finement reparti et atteint 30-40%.

### **niveau 3:**

shales verdâtres ou noirs, parfois légèrement gréseux, avec des couches (1-2 cm) de biolithites calcaires noirs à coraux. Cette série a fourni de nombreux pectinacés et de petits ammonoidés pyritisés.



**niveau 4:**

série rubanée de calcaires micritiques noirs et orange flammés, vers le toit intercalations de shales verdâtres qui dominent ensuite.

**niveau 5:**

A la base, ce niveau est constitué de shales relativement purs avec très peu de lits marneux. C'est le niveau le plus élevé que l'on trouve à l'est de la ligne Rabrang-la - Zalung-karpo-la - Trantse sous les calcaires du Gr. Kioto (cf. fig. 19).

Dans le coeur de la demi-fenêtre, à l'ouest de ces cols, affleurent des schistes gréso-pélitiques rarement calcaires, de couleur noire à vert clair, et dont nous ne connaissons pas l'épaisseur. Vers l'aval, ces schistes deviennent de plus en plus calcaires jusqu'à constituer des calcschistes marneux.

**niveau 6:** (BAUD et al. 1982a: fig. 8C,1-3)

petites séries de lits calcaires (> dm) gris et orangés, intercalés dans des marnes sombres schisteux. Ces calcaires ont fourni les brachiopodes 48897 (v. ci-dessous).

La limite vers la Fm. Para du Gr. Kioto est définie par l'apparition des premiers lits épais de calcaires massifs.

### 3. DONNEES PALEONTOLOGIQUES POUR LE GROUPE DE LILANG

La série du Samlung est pratiquement dépourvue de macro-fossiles. Plusieurs essais pour trouver des palynomorphes ont échoué. La série de Khar, au contraire, est très fossilifère; nous avons trouvé dans les niveaux indiqués sur la fig. 10:

a. une *Claraia?* sp. (éch. 48917; dét. Prof. H. Rieber, Zürich), à 2,5 km au NNW du Zalung-karpo-la (cf. discussion ci-dessous);

b. une *Halobia* sp. (éch. 48891; fig. 10) dans l'arête des ruines de Khar, et au même endroit:

c. *Indojuvavites* sp. DIENER 1916 (éch. 48890; pl. 5B-D):

Ces petits ammonoidés ont été déterminés par T. Tozer (Ottawa). Ce genre est caractéristique de la partie supérieure du Norien inférieur (TOZER in HOUSE & SENIOR 1981; KRYSZYN 1982) et non pas du Carnien (comm. or. T. TOZER in STUTZ & STECK 1986).

Les fossiles suivants, trouvés par d'autres auteurs, nous apportent des précisions supplémentaires:

d. *Monotis salinaria*:

STOLICZKA (1866b) a trouvé ce bivalve "*below the ruins of the old monastery Khar*", ce qui nous permet, en vue de l'absence tectonique des niveaux 5 et 6, de l'insérer dans notre section.

Sa répartition stratigraphique serait le Norien moyen (DIENER 1912) ou supérieur (WANG et al. 1981).

e. *Daonella* sp. et *Claraia* sp. (pl. 5A):

Ces deux genres couvrent le Trias moyen et inférieur respectivement.

BAUD et al. (1982a,b) localisent ces fossiles dans leur coupe entre les deux *la-ze* du Zalung-karpo-la dans le toit de notre niveau 1 (sér. Samlung).

Il est impossible d'admettre un âge du Trias inférieur dans le toit stratigraphique de la série de Samlung, car l'âge permien supérieur de la Fm. Kuling sous-jacente nous oblige à lui attribuer un âge triasique au maximum (Trias moyen p.p., si l'on croit la corrélation des calciturbidites du mb. Hangkhar entre la Markha-chu et cette région plus méridionale).

Un nouvel examen de cet échantillon 41874 de BAUD et al. (1982a,b) a montré qu'aucune marge dorsale et aucun auricle ne sont visibles sur ces *Claraia*. Cette réserve est aussi à l'origine de l'attribution incertaine que donne le Prof. Rieber à notre C.? citée plus haut.

Si cette détermination est correcte, on doit admettre une complication tectonique dans les schistes triasiques, que nous n'avons pas pu identifier (pro- ou rétrocharriage ?).

f. *Hagabirhynchia arabica* HUDSON & JEFFERIES (pl. 5E), *Coenothyris vulgaris* (SCHLOTHEIM):

Nous avons trouvé, dans le sommet du Gr. Lilang, une faunule de petits brachiopodes (éch. 48897; niveau 6, fig. 10B).

Selon le Prof. D. V. Ager (Swansea), *C. vulgaris* est très peu spécifique; cette forme très simple et très commune pourrait bien dépasser le Trias moyen pour lequel elle est considérée comme indicative. La présence de *H. arabica* serait plus utile du point de vue stratigraphique parce que cette espèce est mieux caractérisée et que les rhynchonellidés s'avèrent en général plus fiables;

à partir de cette évidence, il favorise un âge norien pour ces strates.

Le toit du Gr. Lilang est très bien daté depuis BAUD et al. (1982a,b) par:

g. *Baenites parvus* TATZREITER; *Tibetitida* indet.:

Ces ammonites proviennent d'un niveau situé à quelques dizaines de mètres en-dessus des brachiopodes. Ils indiquent la partie supérieure du Norien moyen.

#### 4. LA FORMATION DE PARA (GR. KIOTO INF., fig. 10)

##### Introduction

F. STOLICZKA définit, sous le nom de *Para Limestones*, une formation de calcaires souvent dolomitiques, caractérisés par d'abondants *Megalodon* et *Dicerocardium*, et qu'il place dans le Rhétien. Il observe (1866a, p.125) que les calcaires de Para, épais de 400 à 500 m au SW du Tso Morari, disparaissent vers le sud en direction du Spiti. Par la suite, HAYDEN (1904) a évincé ce terme:

"..as no horizons have yet been found in Spiti which can be definitely referred to (the rhaetic) stage, while the "Pára limestone" includes both upper trias and lias, the term ceases to have any significance, for it represents neither a stratigraphical nor yet a lithological unit..(p.87)"

La présence de preuves biostratigraphiques n'est cependant pas déterminante pour justifier une formation lithostratigraphique. La contestation des calcaires de Para comme une telle unité lithologique est trop prompte, car, comme l'a montré STOLICZKA, elle ne paraît valable qu'au Spiti, mais pas au Rupshu (cf. aussi LYDEKKER 1880, p.51). Ce terme a été réintroduit avec raison par BAUD et al. (1982a,b). Il découlera aussi de notre analyse qu'une telle formation lithostratigraphique existe réellement dans cette région, mais qu'elle peut disparaître sur une très courte distance à cause de son faciès récifal ou péri-récifal.

##### Lithostratigraphie

Nous avons examiné la base de la formation en aval du Rabrang, et ses parties centrales et supérieures auprès de Trantse-sumdo (cf. introduction). Nous distinguons les niveaux suivants:

##### **niveau 7:**

En aval du Rabrang (fig. 19), une petite épaisseur de calcaires foncés bien lités (dm), très riches en crinoïdes, fait transition aux faciès coralligènes, mieux préservés dans le coeur des gorges de Trantse.

Dans ces marbres calcaires blancs sans stratification aucune, on identifie des terriers, des gastéropodes et de grandes gerbes de coraux récifaux. Ils sont irrégulièrement dolomités ou montrent des clastes de dolomie jaunâtre. Ces niveaux sont un peu mieux lités en aval du Rabrang ou dans la montée ouest du Zalung-karpo-la (BAUD et al. 1982a: fig. 8B,7-10; fig. 8C,5-6).

Un niveau de calcschistes gris foncé surmonte ces strates dans la vallée du camp Rabrang (fig. 23A) et divise la formation en deux parties (p.ex. dans les fig. 19 + 35).

##### **niveau 8:**

A l'est de Trantse-sumdo, ils sont surmontés par des marbres gris-clair qui montrent des brèches ou des tapis algaires passant à des niveaux rubéfiés (observation à l'ouest du hameau); les gastéropodes et surtout des crinoïdes sont fréquents. Ce sont des faciès à mégalodontidés que l'on peut voir dans un lit massif épais de 12 m, à une petite distance derrière la première maison dans les gorges (pl. 5G).

#### 5. LA FORMATION DE TAGLING (GR. KIOTO SUP.)

##### Introduction

La littérature géologique moderne est confuse en ce qui concerne la lithostratigraphie des couches du Lias et du Dogger (toit du Gr. Kioto): nous retiendrons simplement que les *Tagling Limestones* de STOLICZKA (1866) incluent dans leur toit les *Lapthal Beds* de HEIM & GANSSER (1939), la *Lapthal Fm.* de SINHA (1980) et le *Upper Dogger* de FUCHS (1986).

La réutilisation de cet ancien nom par BAUD et al. (1982a,b) se justifie au regard de la situation régionale reportée jusqu'alors par le seul F. STOLICZKA (v. ci-dessus) et que nous voyons confirmée.

##### Lithostratigraphie

##### **niveau 9:**

Nous tirons la limite un peu arbitraire vers la Fm. Tagling à l'apparition d'intercalations centimétriques de marnes schisteuses dans des calcaires gris foncés bien lités (> dm), à crinoïdes abondants.



**niveau 10:**

Ces calcaires deviennent foncés et faiblement gréseux (5-20%), puis de plus en plus bréchiques: ce sont des calcarénites ou calcirudites gréseuses (oo-bio-pelsparite) à foraminifères (*Nodosaria*, *Lenticulina*, *Valvulinidae*), balanidés et bélemnites.

Ces deux niveaux sont bien démarqués dans le paysage par leur couleur ocre et leur excellent litage.

La Fm. Tagling a une très petite épaisseur de 100-150 m dans la transversale de Trantse où elle surmonte les faciès récifaux de la Fm. Para (pl. 10C). Elle est plus épaisse (> 500 m) dans la transversale de Dungkaru à 7 km plus au sud; ensuite, nous n'observons plus du tout les faciès massifs des calcaires de Para au contact de la série de Khar (Dungkaru - Yar-la):

Dans une large mesure, ces deux formations lithostratigraphiques du Gr. Kioto représentent deux faciès carbonatés distincts du récif/arrière-récif (Para) et d'une mer ouverte qui commence à être envahie par l'apport terrigène au ?Dogger (Tagling). Dans la perspective de la disparition de la Fm. Para, que nous observons comme STOLICZKA (1866a, p.125) plus au SE, la partie inférieure de la Fm. Tagling dans son développement épais est probablement ± contemporaine à la Fm. Para (fig. 15). Nous pensons qu'il y a un passage latéral de la Fm. Para aux termes inférieurs de la Fm. Tagling et que ce passage localise le front de la plate-forme carbonatée.

**Age du Groupe de Kioto**

La base du Gr. Kioto est datée indirectement par les ammonites de la fin du Norien moyen, trouvées immédiatement en-dessous de la base des calcaires de Para (pt. 3). Dans la vallée au sud du camp de base ouest du Zalung-karpo-la, nous avons trouvé un bloc contenant les méga-bivalves *Lithiotis* du Lias supérieur (pl. 5F).

L'âge du Gr. Kioto s'étend alors à peu près du Norien supérieur au Dogger (BAUD et al. 1982a,b, JADOUL et al. 1985).

**6. LA FORMATION DE GIUMAL**

A Trantse-sumdo, les calcaires bréchiques du toit de la Fm. Tagling sont surmontés par le

**niveau 11:**

schistes gréseux gris clairs verdâtres à patine rouille:

**niveau 12:**

schistes gréso-pélitiques argentés ou gris clair avec des traces de fouissage.

Plus au sud, à l'ouest de Dungkaru, ces schistes tendres sont surmontés par des grès ferrugineux massifs à peine lités, dont l'apparence est proche de celle des grès de Giumal du Zanskar central (observ. pers.).

Sous le microscope, les schistes gréseux du niveau 11 constituent une wacke lithique (DOTT 1964) avec un grain médian de 60 microns: elle est donc composée, à parts égales, par une fraction sableuse fine et une fraction silteuse, plus quelques galets plurimillimétriques.

La matrice (> 15%) est constituée par une ortho-matrice méta-pélitique mélangée à une pseudo-matrice dérivée des micas et feldspaths détritiques. Un ciment siliceux abonde par domaines.

La composition du détritit est très caractéristique. Quelquefois, les éléments siliciclastiques sont mélangés à des clastes d'origine sédimentaire (glauconie, débris d'échinodermes, foraminifères benthiques à paroi hyaline), que nous excluons des considérations qui suivent. Nous pouvons distinguer deux sources détritiques différentes:

a- une source cratonique caractérisée surtout par du quartz monocristallin fissuré dont l'extinction est roulante, du quartz polycristallin avec de fins phyllosilicates orientés et des lithoclastes finement schisteux; et

b- une source volcanique caractérisée par du quartz monocristallin très anguleux ou corrodé, des lithoclastes felsitiques à microlithes idiomorphes de feldspath ou des lithoclastes cryptocristallins.

Deux essais d'analyse pétrographique selon DICKINSON (1970) ont donné des résultats semblables, mais qui demandent une certaine prudence à cause des difficultés d'identification dans ces roches épi-métamorphiques. Sur 200 grains déterminés, nous avons obtenu des compositions de

$Q^{50} \cdot F^{21} \cdot L^{29}$  et  $Q^{55} \cdot F^{21} \cdot L^{24}$ ,

où Q = quartz monocristallin, F = feldspaths, L = lithoclastes + quartz polycristallin. Il est impossible de quantifier de cette manière le pourcentage en détritit volcanique.

GARZANTI in BAUD et al. (1984) signale des arénites immatures semblables dans les grès de Giumal au Zanskar: le pourcentage des lithoclastes y est très élevé (env. 55) et presque la moitié d'entre eux sont d'origine volcanique.

## 7. DISCUSSION STRATIGRAPHIQUE (fig. 15)

1. La nature pélagique, non remaniée, de ses sédiments calcaires et marneux, et la position stratigraphique sur la Fm. Kuling d'âge permien supérieur, fait de la série du Samlung une unité homologue aux Fms. Tamba Kurkur et Hanse du Zanskar (GAETANI 1985). Les calciturbidites fines du membre de Hangkhar semblent se prolonger vers le nord jusque dans l'Unité de la Markha, où les shales de Dolto surmontent de telles calciturbidites datées du Trias moyen (inf.?; ch. C, 4.6 b).

L'activité épisodique de calciturbidites suggère une position paléogéographique de la sér. Samlung, qui est intermédiaire entre la plate-forme continentale (Tamba Kurkur + Hanse) et le domaine profond de l'Unité de la Markha (Dolto). Dans cette unité paléogéographique indépendante, l'analyse des formations mésozoïques (fortement différenciées, car plus distales) nous permettra de postuler leur passage à l'Himalaya Téthysien (ch. C, 7). Dans ce sens, le membre de Hangkhar constitue un lien entre ces deux unités paléogéographiques.

2. Entre la Markha-chu et les régions plus méridionales, la série de Samlung est plus épaisse qu'au sud.

L'énorme épaisseur (>2 km; pl. 8C) des calcschistes de Samlung au nord est stratigraphique à notre sens; on peut l'expliquer par un âge hypothétique plus jeune (Jurassique?) de leur toit actuellement érodé, en comparaison avec l'âge du toit de cette série, moins épaisse, au sud (approx. Carnien; cf. fig. 10B).

Le lieu de dépôt de la sér. Samlung est la plate-forme continentale externe (localement pentue?) proche du talus continental (fig. 15) à cause de sa légère tendance resédimentaire. La corrélation de la partie supérieure des épais calcschistes de Samlung avec les shales de Dolto de l'Unité de la Markha implique que la CCD se serait trouvée entre ces deux domaines, donc dans le talus continental supérieur (cf. interprétations paléogéographiques de l'Unité de la Markha; ch. C, 6-7).

3. Dans la série de Khar, le faciès des calcaires gréseux (niveau 2) rappelle les Juvavites beds du Spiti (HAYDEN 1904). Les biolithites à coraux (niveau 3) sont facilement associables au Coral Limestone du Spiti: *M. salinaria* trouvée par STOLICZKA à la base du niveau 5 étaye sa corrélation aux Monotis shales de HAYDEN (1904).

La partie supérieure de la série de Khar (gros du niveau 5), n'affleurant qu'à l'ouest du Zalung-karpo-la, contient des sédiments gréseux non calcaires: ce fait et sa position sur les termes 2 à 4 permettent de la corréler aux Quartzite series du Spiti.

La moitié inférieure de la série de Khar est proche de la Fm. Nimaloksa de SRIKANTIA 1981, mais elle est plus gréseuse. La différence avec le faciès de la Fm. Zozar contemporaine, qui affleure au Zanskar, est frappante (BAUD et al. 1984).

Tel qu'il se présente à plus de 15 km au sud de la Markha-chu, le Gr. Lilang de la Nappe de Langthang se rapproche du Trias du Spiti.

4. Dès le Norien supérieur, la plate-forme carbonatée du Gr. Kioto s'est installée, et l'évolution sédimentaire ressemble beaucoup à celle du Zanskar (BAUD et al. 1984). Autour de la limite Trias/Jurassique, nous pouvons localiser la ceinture récifale qui, au Carnien, se trouvait encore quelques kilomètres plus au SW (Fm. Zozar = *backreef*, BAUD et al. 1984). L'identification du faciès récifal peut aussi expliquer les changements énormes d'épaisseur des Fms. Para et Tagling.

L'évolution sédimentologique correspond, dès le Trias moyen (plate-forme externe profonde), en passant par le Trias sommital (récifs), le Lias (lagons très peu profonds) et jusqu'au Dogger (proximité d'un domaine émergé en voie d'érosion), à une progradation de la plate-forme carbonatée et de la zone littorale: une diminution de la paléo-bathymétrie va de pair.

5. L'évidence en faveur de la présence de la Fm. Giupal sur les calcaires de Tagling nous vient de la composition pétrographique de ces grès. Un niveau caractéristique enrichi de détritiques volcaniques se situe, au Zanskar, au milieu de la Fm. Giupal: la lacune dans le toit des calcaires de Kioto couvre alors une partie du Dogger, le Malm et une grande partie du Crétacé inférieur (absence des Ferruginous Oolite Fm. [JADOUL et al. 1985], Fm. Spiti et de la base de la Fm. Giupal). En général, les grès de Giupal paraissent plus distaux et la formation est plus pélagique; la "Khurnak Fm." de FUCHS, d'âge pré-Turonien, représente en réalité la Fm. Giupal sous un aspect un peu plus distal que dans le Zanskar.

Nous n'avons pas étudié les formations plus jeunes dans le synclinal de Kharnag (FUCHS 1986; MASSON et al., en prép.).

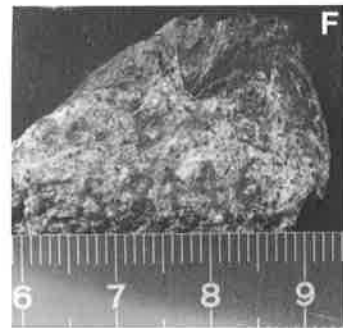
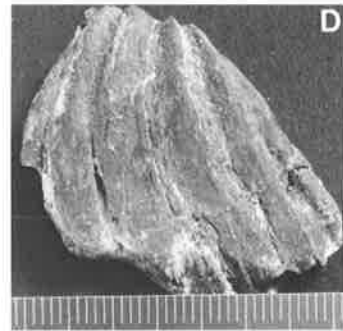
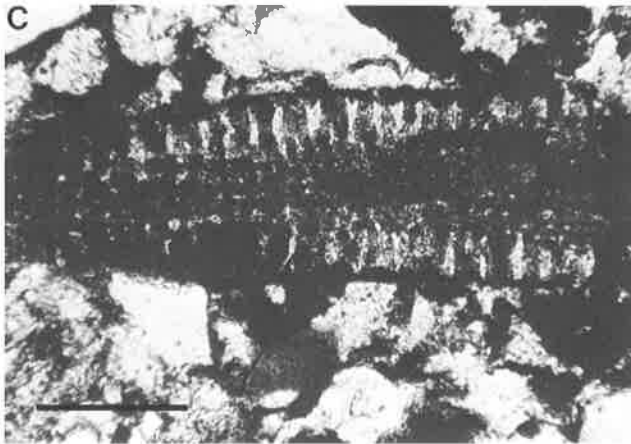
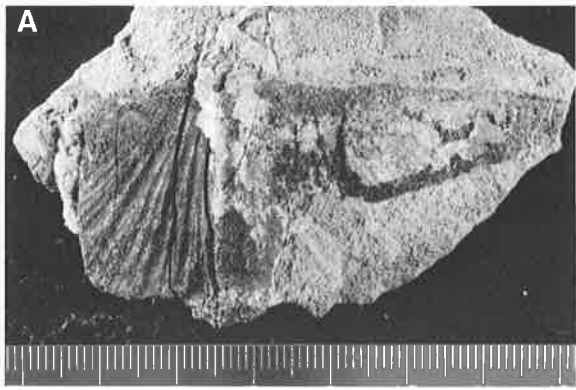


planche 4: FOSSILES DU PALEOZOIQUE SUPERIEUR

A : brachiopode *Fusispirifer nitiensis* du Permien supérieur (dét. G. Plodowski, Francfort; éch. 48924; 5 km E' Dungkaru, 4700 m)

B,D,F : brachiopodes *Spiriferella ?rajah* du Permien supérieur (éch. 48850; Bya-ri, arête orientale, 5000 m)

C : algue *Gymnocodium* sp.? dans un grès de la partie supérieure de la Fm. Kuling (barre: 0,1 mm)

E : stratification oblique dans la méta-quartzarénite, épaisse d'environ 6 m, qui suit les marbres permien du "Fil d'Ariane" (partie inférieure de la Fm. Kuling; cf. fig. 16; pièce: 22 mm)

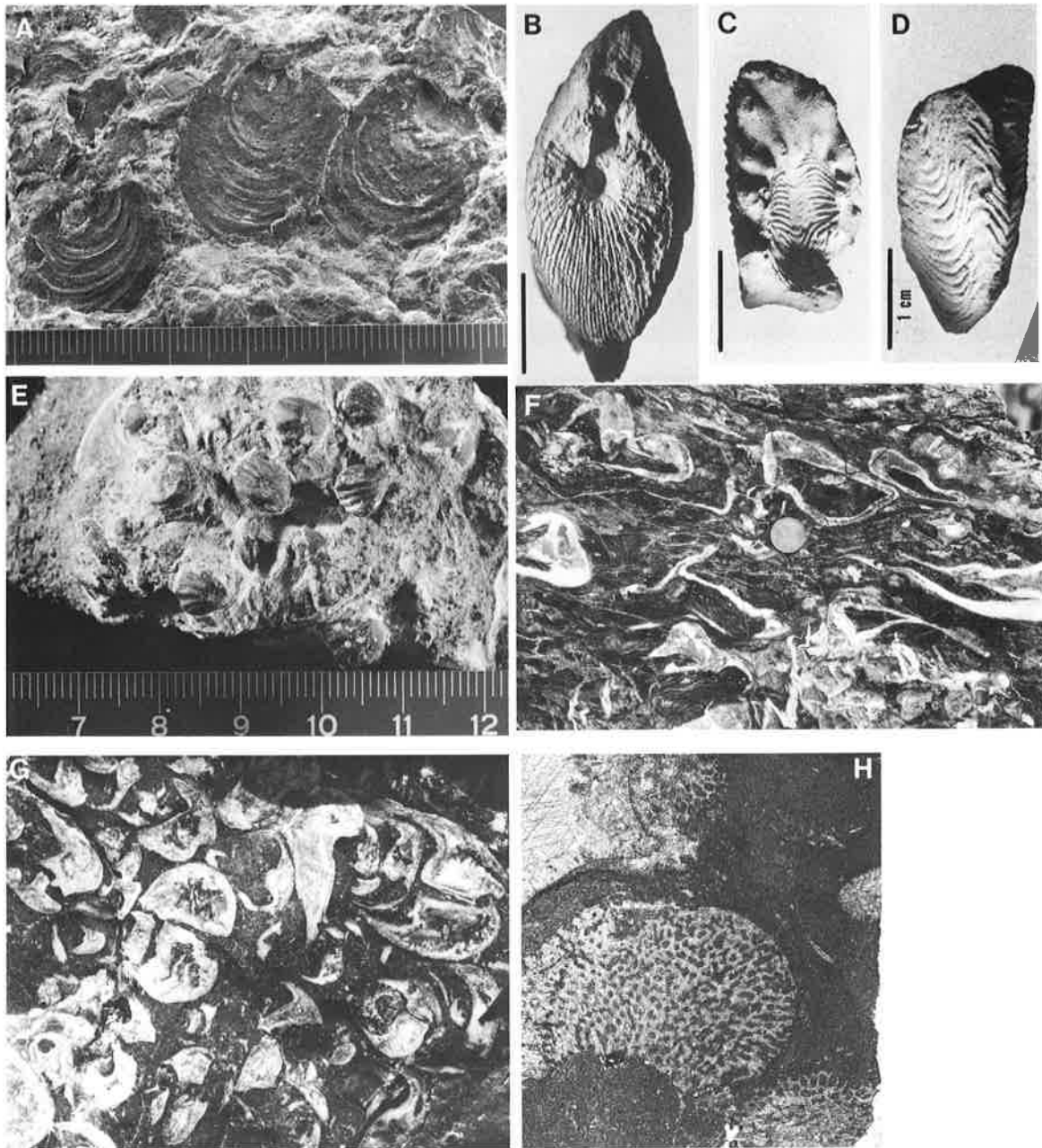


planche 5: FOSSILES DU TRIAS ET DU LIAS

- A : bivalves *Claraia* sp. de BAUD et al. 1982a,b (cf. discussion ch. B.5, pt. 3; éch. 41874)  
 B,C,D : ammonoïdées *Indojuvavites* sp. du Norien moyen (dét. T. Tozer, Ottawa; éch. 48890; E' ruines de Khar, 4450 m)  
 E : brachiopodes *Hagabirhynchia arabica* du Norien (dét. D.V. Ager, Swansea; sommet Gr. Lilang, éch. 48897; 2 km W' camp Rabrang, 4300 m)

- F : méga-bivalves *Lithiotis* sp. du Lias supérieur (bloc dans le torrent S' camp de base W du Zalung-karpo-la; pièce de monnaie 28 mm)  
 G : mégalodontidés de la Fm. Para (bloc à Trantse-sumdo; largeur de l'image env. 1 m)  
 H : calcirudite à éponges, bryozoaires etc. de la base de la Fm. Para (Norien sup./Rhétien; gorges de Trantse-sumdo; hauteur de l'image: 15 mm)

## C. LES FORMATIONS DU TALUS CONTINENTAL : L'UNITE DE LA MARKHA

### Introduction

L'élément le plus constant de la zone de suture de l'Indus-Yarlung est la présence des unités de bassin, appartenant à la marge nord-indienne, entre les nappes de l'Himalaya Téthysien et les reliques de l'ancienne croûte océanique (GANSSE 1980a,b; SHACKLETON 1981; MERCIER et al. 1984). Dans le Ladakh, cette zone de cols a reçu le nom du sublime monastère de **Lamayuru**, sur la route reliant le Kashmir au Ladakh ("Lamayuru Flysch": FRANK et al. 1977a, GANSSE 1977).

En 1979, une équipe de l'Université de Lausanne a entrepris une étude pionnière dans la zone de la suture, à l'est du fleuve Zaskar (BAUD et al. 1982a,b): l'Unité de la Markha en est née, qui, d'entrée, se rapprochait de l'unité de Lamayuru (FUCHS 1977, BASSOULLET et al. 1980b, FUCHS 1982b) à l'ouest.

Le premier géologue qui a examiné ces roches dans la vallée de la Markha est Ferdinand STOLICZKA; il décrit ainsi, avec déception, sa longue montée des vallées de la Markha et de Langthang vers la fin du mois de juillet 1865:

"..all the way up from Kew<sup>11</sup> to the head of the Marka valley, at the Zalung-karpo pass, nothing but these carbonaceous crumbling slates occur, and still I have not been able to procure even a trace of any well determinable fossil, nor was I successful in forming stratigraphical or mineralogical distinctions." (STOLICZKA 1866b, p.344)

Faute d'un quelconque repère, il spéculait sur l'âge carbonifère de ces séries. Quelques années plus tard, Richard LYDEKKER, empruntant la même route du Kanda-la, note avec plus de détail:

"Near Skiu (Kio) the lowest exposed beds are placed nearly vertically, and consist of blue-black limestones, traversed by veins of yellow quartz, and overlain by the characteristic brown and black shales with quartzitic bands: many of these shales are highly carbonaceous, and crowded with small crystals of pyrite; thus closely resembling the Kuling series of the Káshmir valley: crinoid-stems and corals are also of common occurrence in these limestones." (LYDEKKER 1883, p.166; cf. coupe Skyu, fig. 11)

Au sud de Gya, sur le flanc oriental du Nyima-ri-thrö, il décrit très précisément "..des shales à patine brune avec des intercalations de calcaires quartzeux bleus qui apparaissent souvent en masses lenticulaires: ces shales sont fréquemment quartzitiques et charbonneux."(op.cit., p.167) avant de voir disparaître cette formation entre "les Métamorphiques du Rupshu et les Molasses tertiaires de l'Indus à vingt milles au SE de la rivière à Gya". Nous savons maintenant que la croissance graduelle du métamorphisme himalayen englobe également cette unité dans les terrains cristallins (ch. E, 4).

### Définition

Telle qu'elle a été définie, l'Unité de la Markha est un objet tectonique séparé des unités voisines par des contacts chevauchants majeurs (BAUD et al. 1982a,b). STUTZ & STECK (1986) soulignent les différences stratigraphiques qui en font un domaine paléogéographique propre. Ils contestent ainsi FUCHS (1984, 1986) qui, lui, croit voir une symétrie parfaite de part et d'autre du Massif de Nyimaling.

Les résultats de cette analyse nous permettront de donner à l'expression "Unité de la Markha" un sens paléogéographique basé sur sa nature sédimentaire d'un bord de bassin profond accueillant d'importantes quantités de résédiments et de turbidites tout au long de son existence. Cependant, l'étendue de cette unité paléogéographique ne diffère que peu de celle de l'unité tectonique définie par BAUD et al. (1982a,b): l'Unité de la Markha apparaît sur le terrain comme une zone large d'environ 5 km comprise entre:

1. au NE, les ophiolites ou les unités molassiques de l'Indus, dont elle est séparée par la cicatrice de la Suture Indus-Yarlung s.str.,
2. au SW, un contact tectonique tardif situé peu au SW de la Markha-chu. Cette limite SW est toutefois moins nette. Elle représente la limite externe (SW) d'un couloir de déformations décrochantes, qui tranche la zone radicale dans les phases finales de la collision continentale (ch. D.4).

---

11 Skyu

Dans cette zone verticale, affectée par d'importants amincissements tectoniques, le caractère turbiditique des formations de l'Unité de la Markha fait face aux divers faciès non remaniés des formations permiennes et triasiques de l'Himalaya Téthysien, d'origine paléogéographique plus externe (ch. B.5). Cette zone traverse les gorges et arêtes sur la rive SW de la Markha-chu et entre dans le flanc oriental du Nyima-ri-thrö en passant par les alpages au SW de la plaine de Nyimaling. Elle trouve sa plus nette expression dans la barre calcaire qui longe la Markha-chu depuis les arêtes nord du Bya-ri au rocher d'Omlung-gompa (fig. 12): ses calciturbidites fines séparent, à grande échelle, les calcschistes monotones de la Samlung (au SW), dépourvus d'un caractère resédimentaire évident, des niveaux structuraux profonds de l'Unité de la Markha dans l'axe de la Markha-chu, immédiatement au NE.

### Stratigraphie

Nous avons étudié les formations de l'Unité de la Markha du Shiyul à l'est jusque dans la vallée d'Omlung à l'ouest (fig. 3). Dans la région du Lalung-la, la faible déformation a motivé une étude des sédiments calciturbiditiques; le métamorphisme croissant les transforme rapidement en direction sud.

Nous proposons ici

- a. trois coupes lithostratigraphiques, en provenance de la vallée d'Omlung-gompa et du Lalung-la (fig. 13A + B; description pt. 4.1),
- b. trois coupes de terrain, qui montrent le contact stratigraphique, au sein de la Nappe de Langthang, de la base de l'Unité de la Markha sur le Permien de l'Himalaya Téthysien (fig. 9A),
- c. des observations sédimentologiques macro- et microscopiques ainsi qu'un petit nombre de données paléontologiques (pl. 6 + 7),
- d. un schéma de corrélation (fig. 11) qui nous permettra de proposer une première synthèse lithostratigraphique de l'unité, et
- e. une carte de la zone radicale qui montre les traits principaux de sa stratigraphie et sa structure (fig. 12).

Entre Omlung-gompa et l'Amda, nous distinguons les formations suivantes (de bas en haut):

1. la **Fm. Lutchungse**: grauwackes granoclassés (âge proposé: Permien supérieur ?);
2. l'intercalation du **mb. Hangkhar** de la sér. Samlung (âge: Trias inf.?-moyen): fines calciturbidites distales;
3. la **Fm. Dolto** (âge proposé: Trias sup. - Lias): schistes argileux et lentilles de calcaires allodapiques;
4. la **Fm. Lalung-la** (âge: Jurassique moyen): calciturbidites proximales et distales;
5. la **Fm. Omlung**: fines turbidites calcaires et siliciclastiques, marnes bariolées (calcaires à *Globotruncana* du Crétacé sup.; FUCHS 1984, 1986), etc.

### 1. LA FORMATION DE LUTCHUNGSE

Cette formation est la plus basse de l'Unité de la Markha. Nous la trouvons essentiellement aux alentours de la plaine de Nyimaling où elle forme le substratum de dépôts quaternaires épais. Dans une large zone suivant à mi-pente le flanc oriental du Nyima-ri-thrö jusqu'au-delà de la Phulung, nous considérons les quartzschistes bruns foncés monotones comme son équivalent plus métamorphique. Dans l'axe de la plaine de Nyimaling, elle disparaît vers le NW dans les pentes à bharales en-dessus de Lutchungse et réapparaît localement dans les niveaux structuraux profonds proches de la Markha-chu.

Sa limite supérieure est tectonique au SE de Lutchungse (fig. 12): les schistes argileux de Dolto fortement réduits la surmontent. Dans la région de ce hameau, les shales de Dolto s'épaississent et des calcschistes apparaissent à leur base et sur les grauwackes de Lutchungse.

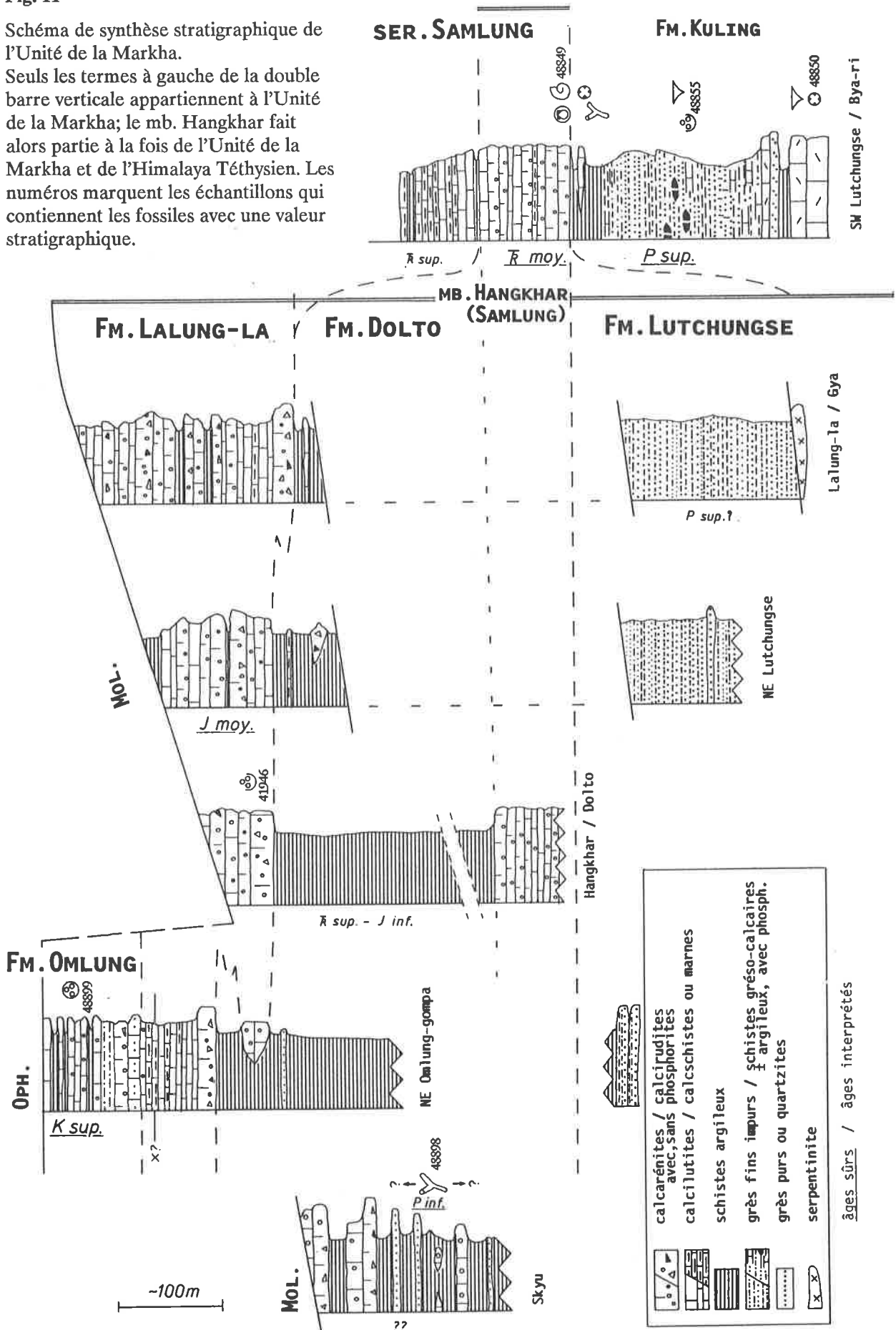
### Pétrographie

Il s'agit d'une série de dépôts quartzo-pélitiques granoclassés et laminés, en lits de quelques mm à 2 cm d'épaisseur. A 3950 m, dans le torrent derrière Omlung-gompa, sont exposées des turbidites microconglomératiques d'une épaisseur de 10 cm (pl. 6E). Les intervalles supérieurs des cycles BOUMA restent toujours très minces. La dominance argileuse ou gréseuse se traduit par un aspect gris lustré ou rouille de ces quartzschistes. Quelques bancs quartzitiques massifs, d'une épaisseur allant jusqu'à un décimètre, s'intercalent parfois.

Fig. 11

Schéma de synthèse stratigraphique de l'Unité de la Markha.

Seuls les termes à gauche de la double barre verticale appartiennent à l'Unité de la Markha; le mb. Hangkhar fait alors partie à la fois de l'Unité de la Markha et de l'Himalaya Téthysien. Les numéros marquent les échantillons qui contiennent les fossiles avec une valeur stratigraphique.



La texture sédimentaire est oblitérée par la recristallisation métamorphique. La relative abondance de grands clastes micacés et de phyllosilicates fins qui, eux, proviennent probablement de la matrice pélitique primaire laisse supposer qu'il s'agit de **méta-grauwackes non-calcaires**.

A 4830 m dans la pente nord escarpée de la Kyamba-lungpa à 4 km à l'ouest de Gya, nous avons trouvé une écaïlle de **serpentine** au sein d'épais quartzschistes sériciteux verts et bruns corrélés aux grauwackes de Lutchungse. Elle a une longueur de 20 m et une épaisseur de 3 m et révèle, sous le microscope, la composition suivante (en ordre de fréquence décroissante):

**serpentine (antigorite)**, également présente dans des veines discordantes,  
**chlorite (Mg-clinochlore, SAGGERSON & TURNER 1982),  
talc, opaques, calcite et rutile.**

La présence fréquente de phénocristaux isolés de pyroxènes rongés (résorbés) et pseudomorphosés en chlorite, en tailles pouvant atteindre 2 mm, est remarquable. De même, la "matrice" de la roche est faite d'une trame pseudomorphosée de "grains" isométriques et xénomorphes en tailles de 0,1 - 0,4 mm, mis en évidence par des lisières d'impuretés. Leur aspect rappelle l'attitude de l'olivine.

Dans la région au sud du versant est, nous avons localisé plusieurs niveaux de **schistes verts s.str.** dans la Fm. Lutchungse devenue métamorphique:

1. Une bande verte épaisse d'au moins 10 m traverse les pieds des petites arêtes au sud de la Yabal et à la hauteur de la grande courbure vers l'est de la Phulung (flanc est du Nyima-ri-thrö); sur le chemin du Zari-la, un grand cairn est posé sur elle à une altitude d'environ 4900 m (fig. 12, éch.48926):

Dans une texture grano-nématoblastique, deux schistosités nettes se recoupent à faible angle. La paragenèse minérale comprend

l'**actinote** presque incolore en aiguilles idiomorphes de <200 microns,  
une **chlorite à Fe(-Mg)** (ripidolite [dét.opt.], SAGGERSON & TURNER 1982),

l'**épidote** en grains idiomorphes de <150 microns et agrégats de grains dont les noyaux consistent souvent en **piémontite**,  
l'**albite**, le **mica blanc** rare et le **sphène** idiomorphe ou en agrégats.

C'est une roche méta-basique riche en Fe, Mg et Ca et relativement pauvre en Si qui pourrait représenter un niveau volcano-sédimentaire.

2. Un, voire plusieurs, niveaux de tels schistes méta-basiques sont intercalés dans les quartzschistes immédiatement sous le rétro-charriage du granite, dans la montée est du Zari-la (Phulung, 5100 m).

### Interprétation

L'origine de cette série reste obscure: la présence de niveaux pyroclastiques est connue plus à l'ouest dans l'unité de Lamayuru (HONEGGER 1983) où ils seraient liés aux phases initiales du *rifting*. Une série très semblable de grauwackes à grain fin en turbidites finement lités est mentionnée par ANDREWS-SPEED & BROOKFIELD (1982) dans la partie nord de l'unité de Lamayuru de la région-type. Sa composition témoignerait d'une provenance continentale du détrit.

Nous proposons de considérer cette série comme un équivalent temporel plus distal des grès épicontinentaux du Permien supérieur (Fm. Kuling, Himalaya Téthysien; ch. B.4, 1). Ceux-ci seraient épisodiquement resédimentés dans la Fm. Lutchungse sous forme de turbidites minces qui franchissent la limite de la plate-forme continentale permienne (*shelf edge*). Voici nos arguments:

1- La Fm. Lutchungse est située sous les shales de Dolto, attribués au Trias supérieur - Lias et quelques restes de calcschistes que nous associons à la sér. Samlung s.l. (Trias inf.? - moyen). (Le chevauchement des shales de Dolto, dans le toit de la Fm. Lutchungse, ne fait qu'amincir une couverture originelle en place, qui se complète dans la région de Lutchungse.)

Les termes gréseux de la Fm. Kuling, placés sous le Trias moyen daté du mb. Hangkhar (sér. Samlung), ont un âge permien supérieur (fig. 11).

Avec cet argument, la Fm. Lutchungse pourrait aussi dater du Trias inférieur, non identifié dans l'Unité de la Markha: le détritisme siliceux serait alors plus difficile à expliquer.

2- Dans les formations triasiques, nous reconnaissons une évolution vers des faciès de plus en plus profonds du sud (Himalaya Téthysien) vers le nord (Unité de la Markha) (cf. pt. 6). De ce fait et au regard de la constance des relations cartographiques le long de l'axe Markha - Nyimaling, nous y voyons préservé les relations paléogéographiques originelles.

Il devient alors plausible que les deux formations terrigènes sur lesquelles reposent les formations triasiques, soient contemporaines. Seule la Fm. Kuling est datée du Permien supérieur.

3- Les deux formations (Kuling et Lutchungse) disparaissent simultanément, suivant le plongement axial vers le NW.





## 2. LES CALCITURBIDITES BASALES: LE MEMBRE DE HANGKHAR DE LA SERIE DE SAMLUNG

### Les calciturbidites basales: un lien entre l'Unité de la Markha et l'Himalaya Téthysien

Une barre verticale de fines calciturbidites, d'âge Trias inf.?-moyen, forme le soubassement de la Fm. Dolto le long de la limite SW de l'Unité de la Markha (faciès: pt. 4.4; âge: pt. 4.6, b). Nous les retrouvons jusqu'à 30 km plus au sud où elles forment un membre de la sér. Samlung de l'Himalaya Téthysien. Ce membre fait alors partie à la fois de la colonne stratigraphique du Gr. Lilang de l'Himalaya Téthysien et de celle, fort différente, de l'Unité de la Markha.

Les deux critères suivants permettent de distinguer ces calciturbidites sur le plan sédimentologique de celles de la Fm. Lalung-la d'âge jurassique moyen (cf. ch. 4.3):

1. l'absence des faciès turbiditiques grossiers,
2. l'absence d'éléments phosphoritiques.

Ce membre occupe une position très externe proche de la plate-forme continentale indienne et se prolonge jusque dans l'Unité de la Markha (fig. 4 + 15).

### Le contact stratigraphique de l'Unité de la Markha sur le Permien de l'Himalaya Téthysien

Ce point est crucial pour les interprétations paléogéographiques et tectoniques et nous l'illustrons par trois coupes de terrain (fig. 9A). Elles ont été levées au bas des arêtes septentrionales du Bya-ri; la plus occidentale se termine dans l'éperon de Lutchungse, entre les deux affluents principaux de la Markha-chu. Les coupes A et B représentent le contact stratigraphique; la coupe C montre une séquence renversée et replissée dont le flanc normal (termes 5a-5c) est tectoniquement supprimé ou réduit.

On peut distinguer les termes stratigraphiques suivants de bas en haut:

#### **3-5 : Fm. Kuling (Permien sup.) (1-2: cf. ch. B.4, 1)**

3: quartzites blancs à stratification entrecroisée;

4: marbres jaunes ou gris à crinoïdes abondants;

(ces deux termes sont identiques aux niveaux 3 + 4 de la fig. 16.)

5a: calcschistes argileux ou gréseux avec quelques bancs de marbres calcaires;

5b: quartzschistes verts à bruns avec passées plus argileuses, souvent ± calcaire, qq. bancs de marbres;

contient un niveau caractéristique de lentilles noires phosphoritiques, de taille pluricentimétrique, avec des foraminifères benthiques (fig. 9A);

5c: schistes argileux lustrés ou verdâtres ± gréseux;

#### **6 : mb. Hangkhar de la sér. Samlung (Trias inf.?/moyen):**

6: calcaires bleu-gris à orangés bien lités (<dm), montrant parfois des interlits marneux ou argileux; souvent calcarénites et calciturbidites fines.

6a: niveau ou bloc (?) d'un calcaire gris, abritant une colonie de coraux indéterminables;

(suivent: schistes argileux de la Fm. Dolto)

En direction SE, les schistes argileux (terme 5c) s'épaississent (Jangku-tso, haute vallée de Nyimaling, fig. 12; affleurement marqué "s"). Les répétitions tectoniques dans cette région rendent incertaine toute distinction des schistes argileux, situés stratigraphiquement **en-dessus** (Fm. Dolto) ou **en-dessous** (toit Fm. Kuling) des calcschistes et calciturbidites fines de la sér. Samlung (mb. Hangkhar).

## 3. LA FORMATION DE DOLTO

### Définition et limites

Nous distinguons cette nouvelle formation de la Fm. Lutchungse, sous-jacente, par la **dominance des schistes argileux** dans la Fm. Dolto. La carte montre que cette formation argileuse est extrêmement réduite jusqu'au nord de la plaine de Nyimaling, et qu'elle devient ensuite très épaisse en direction NW.

La base de la Fm. Dolto (extrêmement amincie, cf. fig. 13B) repose en contact tectonique tranché sur la Fm. Lutchungse à l'E et au SE de Lutchungse (fig. 12). Dans la région de ce hameau, les schistes argileux s'épaississent et des calcschistes apparaissent. Nous considérons ces derniers comme les restes tectoniques des calciturbidites fines triasiques (mb. Hangkhar), qui forment le soubassement stratigraphique de la Fm. Dolto le long de la Markha-chu et jusqu'au Dyü-lam. Une discussion de cette surface tectonique figure au ch. D.5, 1.

Sa limite supérieure est définie par les premiers bancs calciturbiditiques de la Fm. Lalung-la; les schistes à "Palombini" (v. ci-dessous) les précèdent en général de peu.

### Les schistes argileux

Ce sont soit des schistes noirs et argentés, soit des argilites vertes à bleues qui, rarement, sont légèrement quartzueuses ou calcaires. Quelquefois apparaissent des lentilles de marbres calcaires d'épaisseur déci- à décamétrique.

On peut trouver, près du contact avec les calciturbidites (fig. 13B), des intercalations épaisses de 1 à 2 cm de calcaires fins parfois arénitiques à épontes décalcifiées (pl. 6F); on distingue dans ces bordures siliceuses des spicules et des restes d'échinodermes. C'est un faciès analogue aux "argilites à Palombini" des flyschs de l'Apennin (ELTER et al. 1966), terme descriptif utile pour désigner ici ces niveaux précurseurs de l'activité calciturbiditique.

### Interprétation

Les schistes argileux de la Fm. Dolto représentent le sédiment hémipélagique (*background sediment*) dans une zone à l'abri d'une forte influence détritique.

Les "argilites à Palombini" témoignent de l'activité calciturbiditique naissante mais encore très épisodique dans une zone profonde en-dessous de la CCD. Alternativement, il peut s'agir de franges latérales des premières calciturbidites.

On peut proposer une corrélation des schistes argileux de Dolto avec les shales liasiques, identifiés par HEIM & GANSSER (1939) au nord de la nappe ophiolitique de l'Amlang-la (fig. 1; Raksas series): elle se base sur l'âge jurassique moyen des calciturbidites qui reposent stratigraphiquement sur les schistes argileux de Dolto (pt. 4.6, b), et sur la lithologie identique des sédiments liasiques au lac Raksas.

Le contact stratigraphique des shales de Dolto sur les calciturbidites d'âge Trias moyen du mb. Hangkhar permet d'envisager qu'ils couvrent le Trias supérieur et le Lias (fig. 11).

## 4. LA FORMATION DU LALUNG-LA: LES CALCITURBIDITES S.STR.

### 4.1. ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE

Dans le but de reconstruire le cadre paléogéographique de l'Unité de la Markha, nous avons étudié la sédimentologie de ses calciturbidites aux alentours du col de ce nom (pl. 7A): elles se poursuivent vers le SE et vers le NW, le long du contact des Molasses de l'Indus. La série est en général continue et forme rarement des lentilles isolées. Nous nous proposons par la suite de

- caractériser la sédimentologie des turbidites sur la base des séquences turbiditiques observées (fig. 13B et description ci-dessous),
- discuter la nature des éléments remaniés à partir d'observations microscopiques.

### Introduction

L'application des classifications de séquences turbiditiques siliciclastiques à un régime de calciturbidites ne se justifie pas a priori: COLACICCHI & BALDANZA (1986) énumèrent les différences hydrodynamiques suivantes entre les turbidites siliciclastiques et calcaires:

1. une faible capacité de transport;
2. une mauvaise lubrification et une forte friction interne.

(L'absence de l'intervalle BOUMA T-e, mentionnée dans ce contexte par les auteurs, est plus probablement le résultat d'une élimination préférentielle de la boue aragonitique lors de la diagenèse; comm. or. P. O. Baumgartner.)

Il faut alors une pente plus raide pour faire partir une calciturbidite et son arrêt est plus immédiat: il est ainsi probable que les différents faciès turbiditiques (MUTTI 1979) soient télescopés dans une série calciturbiditique verticale.

Le modèle modifié des dépôts calciturbiditiques (fig. 14A) se caractérise selon COLACICCHI & BALDANZA (1986) par une fusion latérale de cônes de petites longueurs, au pied d'une pente marquée (*depositional apron* = tablier résédimentaire). L'axe principal de tels dépôts est alors perpendiculaire à la direction de transport. Ils distinguent 5 domaines dans une direction parallèle au transport:

1. la zone d'escarpement, 2. la pente supérieure, 3. la pente inférieure, 4. le pied de pente / le bassin proximal, et 5. le bassin distal (*basin plain*), parmi lesquels les processus de dépôt ne sont effectifs que dans les domaines 3. et 4.

Toutes ces considérations concernent l'interprétation des séquences calciturbiditiques et non leur description.

Si nous cherchons à connaître dans les calciturbidites les critères qui permettent à MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) et MUTTI (1979) d'établir leur modèle des séquences turbiditiques, nous trouvons une analogie convaincante. Les seules divergences apparaissent dans

- les épaisseurs des lits, lorsque les calciturbidites sont plus minces que les turbidites siliciclastiques du faciès équivalent; et dans
- la qualité du litage qui est souvent meilleur dans les calciturbidites (surtout dans les faciès grossiers tel A).

Certaines séparations très nettes à l'intérieur d'un même dépôt (coupe Lalung-la sud; lits 6, 19, 20, 22, 23) proviennent ou de l'amalgamation de plusieurs calciturbidites qui se sont suivies rapidement, ou de la plus forte densité des calciturbidites (effets cisailants: POSTMA 1986); ce dernier effet pourrait être responsable de leur meilleur litage.

A ces exceptions près, nous avons observé les mêmes paramètres sédimentaires que ceux des faciès siliciclastiques: nous pensons donc qu'il est justifié de proposer une interprétation paléodynamique en termes d'associations de faciès selon les modèles de MUTTI et collaborateurs (op.cit.) en tenant compte des réserves faites par COLACICCHI & BALDANZA (1986).

Ce point de vue est appuyé par MULLINS & COOK (1986) qui, dans les séquences anciennes et modernes, ont reconnu les types A, C, D, F et G de MUTTI comme principaux types de faciès lors du transport de charges calcaires.

### Coupe du Lalung-la sud

Nous avons levé cette coupe partielle sur l'arête qui sépare le Shiyul de la cuvette au pied oriental du Lalung-la; elle se situe plus précisément à 3,5 km au SSE du Lalung-la (fig. 12, 1). Nous la décrivons du bas en haut; les calciturbidites continuent ensuite mais affleurent mal.

Dans la colonne de droite, nous donnons l'interprétation des séquences turbiditiques suivant MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) et quelques commentaires d'ordre génétique.

1. schistes argileux avec des niveaux calcaires (cm, rarement dm) à épontes décalcifiées (type "à Palombini", ELTER et al. 1966); leur fréquence par mètre est de 3 à 10.  
passage à:
2. 10 m de schistes argileux gris foncé argenté contenant des lits (dm) laminés d'un grès quartzo-micacé avec peu de matrice micacée/chloriteuse et un ciment calcaire; la population des minéraux lourds est caractérisée par des zircons très bien émoussés et beaucoup de rutile.  
le rapport de fréquence entre les pélites et les grès est environ de 3:1.

La séquence suivante correspond à nos calciturbidites s.str.; les termes granulométriques (arénite etc., échelle WENTWORTH) décrivent en fait toujours des calcaires allodapiques (calcarénite etc.). A l'origine, nos lutites sont donc des silts calcaires (microclastites, COLACICCHI & BALDANZA 1986):

- |   |                                       |
|---|---------------------------------------|
| 3. 0.5 m de lits (dm) de lutites à bases (2-3 cm) arénitiques   | Faciès D2 (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975) |
| 4. 2 m de lits (>dm) de lutites avec de très grands intraclastes de dolomies; la base du premier lit est dolomitisée. | (v. discussion, pt. 4.3)              |
| 5. 8 m de lits (m) de lutites   | lits soudés ?                         |
| 6. 5 m de lits (dm) d'arénites fines et de lutites formant des couplets BOUMA T-cd                                    |                                       |

Les niveaux 3 à 6 forment des murs proéminents dans la région du Lalung-la (pl. 7A). Leur aspect particulier semble provenir d'une excellente cimentation (ou dolomitisation partielle), plutôt que de différences lithologiques primaires. Latéralement, nous remarquons qu'au voisinage direct du col, ces lits-repères ont un grain maximal de calcarénite. Ces variations granulométriques latérales témoignent de la nature chenalisée de ces dépôts, à une échelle ne permettant plus l'observation directe.

7. 2 m de lits granoclassés (2 à 5 dm). Les intervalles BOUMA T-a constituent 10 - 30 % de l'épaisseur du lit et débutent par des rudites (éléments > dm).
8. 1,3 m de lits d'environ 3 dm: les bases sont constituées par des dépôts de *grainflow* en forme d'arénite à faible granoclassement inverse; le reste est une lutite avec des niveaux horizontalisés à galets.
9. 0,3 m de schistes argileux verdâtres ou jaunâtres.
10. 0,2 m de pel-crino-arénite avec quelques galets (cm).
11. 0,15 m de schistes argileux.
12. 0,15 m de pel-crino-arénite avec des galets centimétriques vers le toit.
13. 0,2 m de schistes argileux avec des intercalations (cm) de lutites laminées.
14. 0,4 m d'un lit d'arénite fine passant à une lutite (BOUMA T-bcd ou T-cd)
15. 1 m de lits fins (2 à 8 cm) granoclassés avec une séquence BOUMA en général complète (T-abcd). Les traces fossiles abondent dans le sédiment fin.
16. 1 m de lits (2 dm) d'arénites et rudites mal classées à galets (< 5 mm) dispersés.
17. 4 m de lits (cm; rarement dm) de lutites et arénites fines.
18. 0,2 m d'un conglomérat calcaire à bélemnites et lithoclastes avec une matrice arénitique.
19. 1,5 m constituant un seul lit turbiditique complet (T-abcd) composé de:  
25 cm de rudite à intraclastes (< 20 cm);  
115 cm d'arénite à crinoïdes, et de  
5-10 cm de lutite laminée.
20. 1,5 m de lits (cm à dm) d'arénites et de dépôts bimodaux (pl. 7B) à  
a. arénites (rarement rudites) gris foncé et  
b. lutites gris clair jaunâtre, parfois dolomitisées.  
Les deux domaines ont des épaisseurs équivalentes; leur limite est tranchée.
21. 2 m de niveaux (1-2 cm) de lutites gris foncé et d'arénites.
22. 2 m de lits (1-2 dm) de dépôts bimodaux à arénites (dessous) et lutites (dessus).
23. 14 m de lits (2-8 cm) bimodaux  
a. d'arénites (50-80 % de l'épaisseur du lit),  
b. de lutites dolomitisées (20-50 %). La limite entre les deux domaines est tranchée.
- Faciès C2
- Faciès A1; ce sont des coulées de haute densité dans lesquelles les galets sont portés et ne descendent pas à la base.
- Faciès D1 + D2 alternant avec G (marin normal; *background sediment*)
- La présence de galets flottants indique une plus forte densité (concentration) de la coulée: ceci provient de la nature calcaire de ces sédiments, car les turbidites siliciclastiques de même géométrie sont en général plus diluées (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).
- Faciès C2
- Faciès A1 (v. niveau 8.)
- Faciès D2
- Faciès C1. Le lit de 20 cm est un dépôt décapité (*top-cut-out*); l'érosion par des turbidites qui ne se déposent pas (*by-pass*, cf. fig. 14) est un phénomène fréquent dans ce faciès.
- Faciès C2
- Faciès D1 (ev. D2 pour le niveau 21)
- Les divisions tranchées entre deux domaines granulométriques au sein d'un même lit pourraient s'expliquer par des effets de cisaillement dans des coulées hautement concentrées (POSTMA 1986).
- amalgamations ! (pl. 7F)

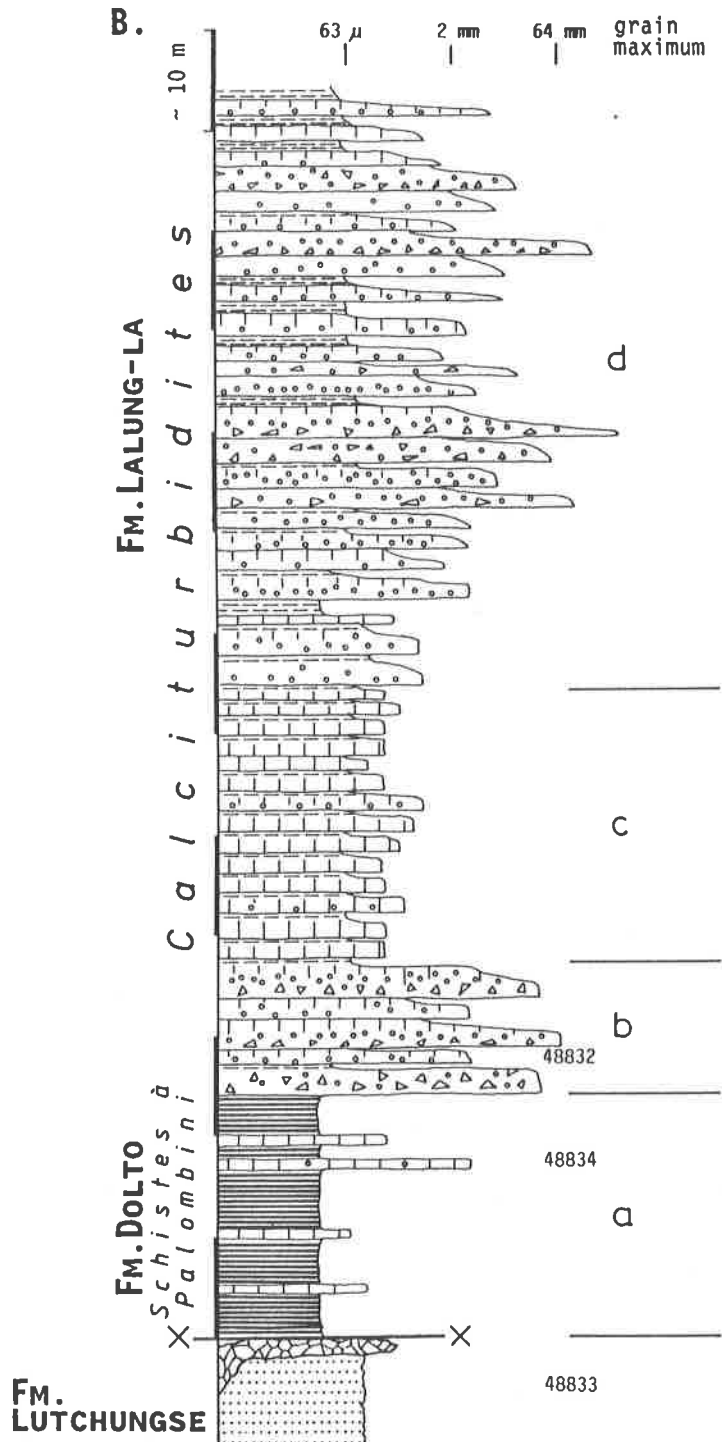
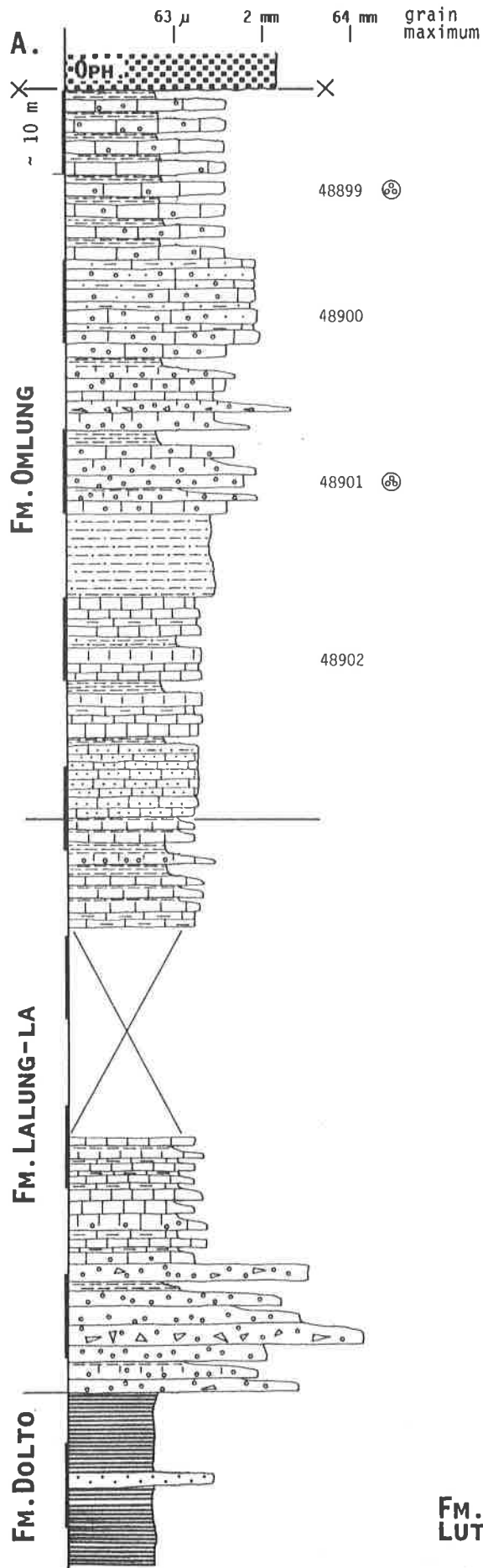


Fig. 13

Profils stratigraphiques

A. de la Fm. Omlung dans la haute vallée d'Omlung-gompa;

B. de la base de la Fm. Lalung-la dans le Shiyul.

**Coupe de Shiyul** (fig. 13B, localisation: fig. 12, 2)

Nous avons levé cette coupe de 150 m dans l'éperon situé entre les deux branches du torrent, au fond de la cuvette du Shiyul à 4750 m environ. Elle montre les séquences turbiditiques groupées en quatre membres informels (a - d). Surmontant le contact tectonique vers la Fm. Lutchungse, nous avons trouvé les membres lithologiques suivants:

**Membre a:**

Schistes argileux (Fm. Dolto) avec de fins lits calcaires à épontes décalcifiées (type "à Palombini", pt. 3).

**Membre b:**

Calcirudites, calcarénites et turbidites puissantes (BOUMA T-ab[cd])

En termes d'associations de faciès, ce sont des dépôts des faciès A et C1 (MUTTI & RICCI LUCCHI 1975).

**Membre c:**

Alternance monotone de calcilutites (lits décimétriques) avec des bases parfois arénitiques et de marnes (> cm) tendres.

Il s'agit de dépôts des faciès D2 et D3.

**Membre d:**

Séquence hétérogène de calciturbidites en lits plus ou moins épais, à grain arénitique au moins. Les granoclasses sont très fréquents.

Ce sont des dépôts du faciès C.

## 4.2. INTERPRETATION SEQUENTIELLE

### a. Coupe du Lalung-la sud: associations de faciès turbiditiques

Dans la coupe du Lalung-la sud, nous avons distingué 21 groupes de lits sur une épaisseur d'environ 50 m. Selon le modèle de MUTTI & RICCI LUCCHI (1975) et MUTTI (1979), les associations de faciès

- C1/C2 et D2 se situent dans le "cône externe" (*outer fan*),
- D1/D2/G sont caractéristiques du "cône moyen" (*mid fan*) ou aussi du "cône externe", et
- A1 peut être associé au "cône moyen" ou au "cône interne" (*inner fan*)<sup>12</sup>.

Dans ces séries qui sont parmi les plus grossières que nous avons observées, seuls 3 - 7 % de l'épaisseur de la coupe sont représentés par les associations de faciès du système distributaire. La majeure partie de cette coupe appartiendrait au "cône externe". Des associations de faciès plus distales (*basin plain*) sont absentes dans ces faciès grossiers.

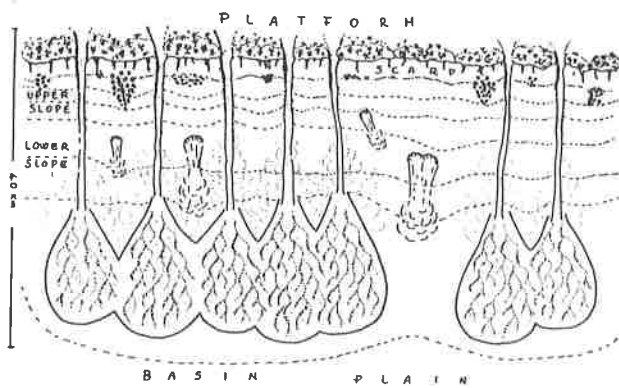
### b. Coupe Shiyul: Séquences turbiditiques

Surmontant les schistes hémipélagiques "à Palombini", les deux membres b et d sont caractéristiques du système de dépôt (domaines 3 et 4) du tablier resédimentaire (op.cit.). L'intercalation du membre c avec les associations de faciès D2/D3 typique du bassin distal (*basin plain*; MUTTI & RICCI LUCCHI 1975) jette une lumière sur le resserrement des faciès "proximaux" (système distributaire) et "distaux" dans un système calciturbiditique. Ceci confirme les considérations de COLACICCHI & BALDANZA (1986) déjà discutées. La paragenèse d'arénites et rudites, qui alternent avec le sédiment pélagique autochtone (schiste argileux ou marneux), caractérise, dans les modèles siliciclastiques, le système distributaire du cône sous-marin interne (MUTTI 1979).

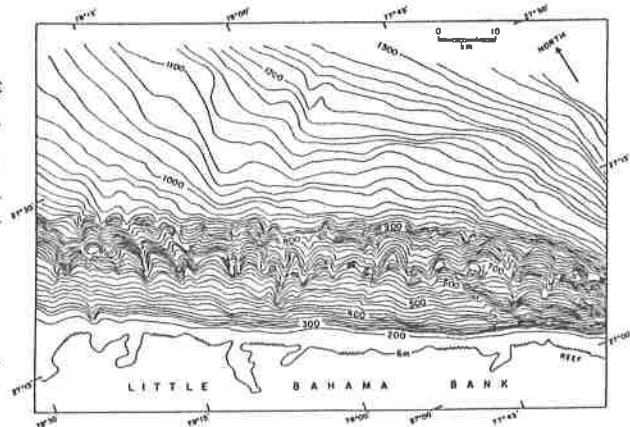
Dans les deux exemples, la dominance des associations de faciès C et D indique clairement que ces dépôts se situent dans la partie distale du corps de dépôt (*outer-apron facies*, MULLINS & COOK 1986): ceci revient à les attribuer à la zone 4 (pied de pente, fig. 14A) de COLACICCHI & BALDANZA (1986).

Les calciturbidites du Lalung-la constituent un tablier resédimentaire épais au pied de la pente principale, qui délimite la bordure externe de la plate-forme continentale au Jurassique moyen (fig. 15). La faible capacité de transport de tels sédiments situe leur lieu de dépôt à l'intérieur du glaciaire continental faiblement incliné.

<sup>12</sup> Nous préférons, dorénavant, le terme de "système distributaire" à la place des termes *inner* et *mid fan*.



COLACICCHI &amp; BALDANZA (1986)



MULLINS &amp; COOK (1986)

Fig. 14

Modèle et carte bathymétrique d'une transition plate-forme carbonatée -> talus -> bassin:

A : distribution des faciès selon COLACICCHI & BALDANZA (1986); exemple du Crétacé sup.-Eocène de l'Italie centrale.

B : carte bathymétrique du talus nord du Little Bahama Bank démontrant la multitude de canyons (*by-pass*) entaillés dans le talus supérieur et le changement net du relief au pied de la pente principale (MULLINS & COOK 1986).

### 4.3. PETROGRAPHIE DES ELEMENTS REMANIES

#### Composition des clastes

Les calcarénites et calcirudites allodapiques sont composées des éléments simples suivants, donnés dans leur ordre décroissant de fréquence (pl. 7G):

- a- péloïdes,
- b- bioclastes d'échinodermes (surtout crinoïdes),
- c- oolites calcaires avec une seule couche corticale (< 0,3 mm),
- d- grandes oolites calcaires multi-couches (env. 0,8 mm);
- e- foraminifères benthiques en général indéterminables (cf.pt. 4.6, b),
- f- fragments de bivalves, bryozoaires,
- g- oncolites riches en Fe.

Les lithoclastes apparaissent selon une fréquence plus variable:

#### h-l- Lithoclastes carbonatés (en fréquence décroissante):

h- micrite ou microsparite grise ou orangée, (c'est le sédiment hémipélagique du talus supérieur [*peri-platform ooze*, MULLINS & COOK 1986] remanié par les turbidites qui descendent du haut-fond.)

i- pel-/oo-sparite,

k- dolo-sparite

Il s'agit d'une sparite à grains idiomorphes rhomboédriques de dolomite de 30 à 100 microns; ils ne sont pas mâclés, mais délimités par une fine pellicule ferrugineuse.

l- pel-/oo-micrite !



### m- Phosphorites noires

C'est une roche opaque fine, soit aphyrique, soit d'une texture pseudo-fluidale micacée. Parfois, on y observe des silts à grains de quartz anguleux ou des "filaments" (<100 microns). Seul l'examen au microscope à cathodo-luminescence a permis, par l'émission d'une lumière de couleur bleu lavande, de démentir la nature volcanique avancée dans STUTZ & STRECK (1986).

Des blocs de **dolomicrites jaunâtres** de grande taille (dm à >m) apparaissent occasionnellement dans les calcilutites: il pourrait s'agir de phénomènes locaux de *shumping* causés par une compaction différentielle lors d'une dolomitisation précoce.

L'observation fréquente de lits constitués par des cycles de BOUMA complets ou (plus souvent) incomplets est déterminante pour leur nature turbiditique. Mais comme l'ont déjà constaté BASSOULLET et al. (1981a), ce n'est pas l'unique mécanisme de dépôt dans ces faciès: quelques *debris flows* apparaissent dans la séquence du Lalung-la; dans d'autres cas, une micro-stratification particulière, visible au microscope, témoigne d'un dépôt "grain par grain" dont voici la description:

Sur une épaisseur de quelques centimètres, divers lits de 0,2 à 1 mm pétrographiquement identiques peuvent être distingués par des changements granulométriques faibles mais nets: ces micro-lits sont équi-granulaires ou granoclassés, en ordre normal ou inverse; les relations mutuelles ne sont pas systématiques et témoignent ainsi d'un apport lent, mais plus ou moins continu, de grains dévalant une pente.

### Interprétation de l'origine de ces éléments

La plus grande partie des éléments simples constitue un ensemble typique en provenance d'une plate-forme carbonatée peu profonde et de sa bordure (a - g). La faune décrite par BAUD et al. (1982a,b) en témoigne et apporte en même temps une indication quant à l'âge de la séquence-mère des éléments remaniés (Jurassique moyen). Les lithoclastes proviennent d'un même milieu de plate-forme (i), ou constituent des intraclastes de la zone à l'amont du lieu de dépôt (h - l); des phénomènes de remaniements multiples ne sont pas rares (oolites resédimentés dans une micrite pélagique; l).

Les éléments marqueurs de la série du Lalung-la sont les galets de phosphorites (m): dans les formations mésozoïques de la plate-forme continentale du Zanskar, des niveaux phosphoritiques sont connus dans :

- la base de la Ferruginous Oolite Fm. du Bathonien / Callovien (JADOUL et al. 1985);
- les Spiti Shales du Tithonique (JADOUL et al. 1985);
- la base et vers le toit de la Fm. Giumal (Crétacé inf.; BAUD et al. 1982a,b, comm. E. Garzanti)

L'examen de différents échantillons de E. Garzanti (Milan) révèle une excellente analogie lithologique (densité de la matière phosphoritique, éléments détritiques, texture) entre les phosphorites autochtones du Jurassique moyen et nos galets.

## 4.4. COMPOSITION DES FACIES DISTAUX

Les faciès grossiers que nous avons discutés jusqu'ici n'apparaissent que dans la Fm. Lalung-la. Il est possible d'identifier un résédiment plus distal, allant jusqu'à une arénite fine; dans les sédiments plus fins des associations de faciès distales D2/D3, leur nature n'est évidente que lorsque les lits des calcilutites montrent, systématiquement ou occasionnellement, de fines bases arénitiques. Très souvent, un tel niveau arénitique se distingue du reste du lit par sa matrice orangée. Dans des faciès encore plus distaux, le lit de calcilutite gris montre une limite nette avec le sédiment marneux autochtone de couleur jaunâtre (faciès D3/G).

Les faciès distaux caractérisent avant tout les calciturbidites basales (mb. Hangkhar). Nous pouvons reconnaître même dans les séries fortement déformées ces rubanages fins orange-gris ou gris-jaunâtre: le long de la Markha-chu, ils constituent le critère distinctif entre les calcilutites de l'Unité de la Markha et les calcschistes monotones de Samlung de l'Himalaya Téthysien (ch. B.5, 1).

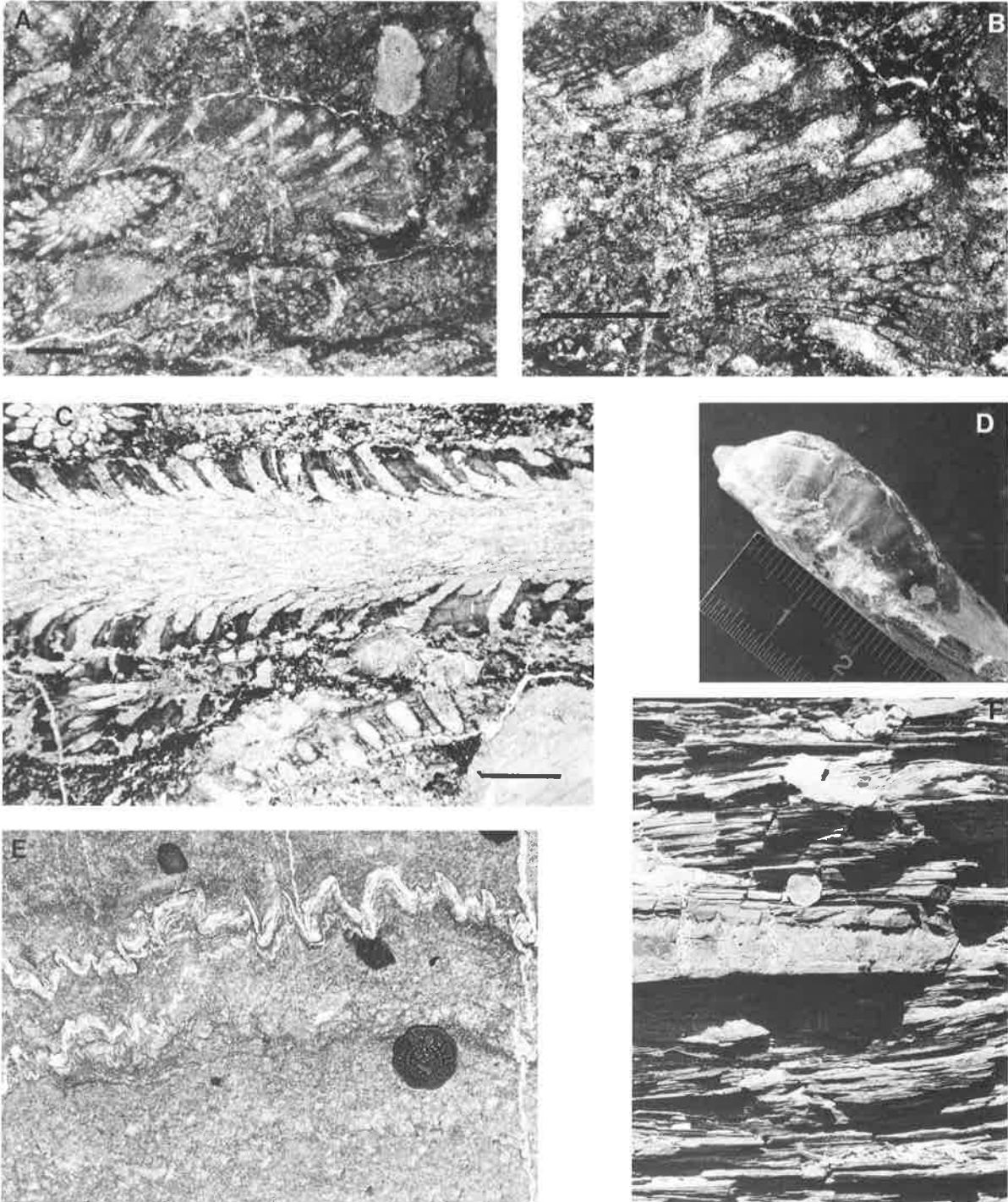


planche 6: UNITE DE LA MARKHA: FMS.  
LUTCHUNGSE - DOLTO

A,B,C : divers fragments de bryozoaires de l'Artinskien (Permien inf.), trouvés dans un bloc à Skyu (basse vallée de la Markha, 3500 m; éch. 48898)

C : *Ascopora nakornsrui* (dét. S. Sakagami, Chiba)

D : fragment d'ammonoïde de la famille des *Palaeophyllitidae* du Trias (inf.)/moyen (dét. T. Tozer, Ottawa; éch. 48849; mb. Hangkhar, SW Lutchungse)

E : grauwackes granoclassés de la Fm. Lutchungse (torrent derrière Omlung-gompa)

F : calcarénite à épontes décalcifiées, intercalée dans les shales de la Fm. Dolto

(A,B,C: barre 1 mm; E,F: pièce 22 mm)

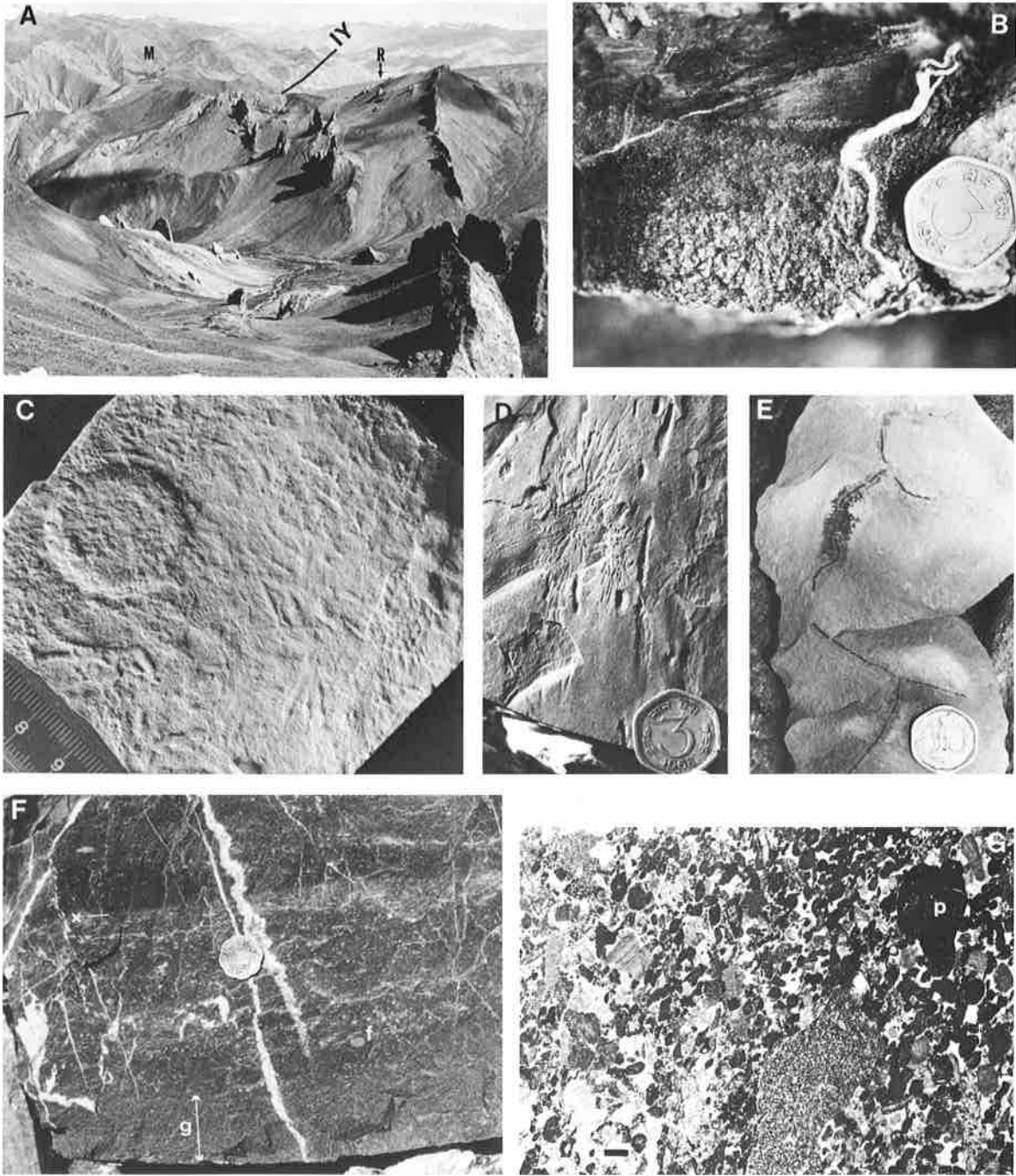


planche 7: UNITE DE LA MARKHA; FM. LALUNG-LA

A : vue du Rupshu septentrional en direction du SE, depuis le col du Lalung; elle montre un niveau de calcarénite particulièrement résistant de la Fm. Lalung-la; au fond, on voit la Suture Indus-Yarlung (IY), accompagnée près de Rumtse (R) par quelques serpentinites (M: Molasses de l'Indus).

B : calciturbidite "bimodale", composée de: 1. calcarénite en partie granoclassée (en bas), 2. calcilutite (en haut), avec une lentille de calcarénite

C : ichnofossile *Palaeodictyon*

D : ichnofossile *Chondrites*

E : ichnofossile *Megagraptus*

F : lit amalgamé d'une calciturbidite (limite: x), granoclassée à la base (g), avec quelques galets flottants (p.ex. f)

G : lame mince d'une calcirudite avec un galet de phosphorite (p)

(pièces de monnaie B,D,E,F: 22 mm; barre G: 1 mm)

#### 4.5. TRACES FOSSILES

Au Lalung-la, nous avons récolté un petit nombre d'ichnofossiles bien préservés. Ils proviennent des marnes jaunâtres des intervalles de BOUMA T-d. Ce sont (pl. 7C-E; HÄNTZSCHEL 1962):

- plusieurs *Chondrites*,
- *Paleodictyon*,
- *Megagraption*, et
- *Saportia*.

C. est peu restrictif d'un point de vue paléo-écologique car il apparaît dans des sédiments subtidaux plus ou moins profonds (ichnofaciès *Cruziana* et *Zoophycos*; FREY & PEMBERTON 1984).

*M.* et *P.*, par contre, sont des ichnofossiles-types de l'ichnofaciès *Nereites* des zones bathyales et abyssales (op.cit.). KSIĄZKIEWICZ (1970) observe en outre que *M.* est une trace typiquement post-dépositionnelle: leur sédiment porteur n'est donc pas le sédiment autochtone mais bien le "fine tail" des calciturbidites.

Les ichnofossiles, présents dans les intervalles fins des calciturbidites, constituent une population que l'on peut attribuer sans équivoque à la zone bathyale de la pente continentale inférieure, en-dessous d'une profondeur de 1000 m au moins (FREY & PEMBERTON 1984). L'interprétation paléodynamique des séquences calciturbiditiques s'accorde bien avec une telle position.

#### 4.6. L'AGE DES CALCITURBIDITES ET DES ELEMENTS REMANIES

Les datations paléontologiques suivantes nous apportent quelques arguments supplémentaires quant à la durée de l'existence d'une marge continentale indienne individualisée:

##### a. Skyu

En suivant le chemin du Kanda-la, nous avons traversé, en amont du champ de chörtens près de Skyu, le contact NE de l'Unité de la Markha avec la Molasse de Chiling (BROOKFIELD 1983; FUCHS 1986); cette section (fig. 11) se trouve à 20 km en aval d'Omlung-gompa et elle est ainsi séparée de la région couverte par notre carte (fig. 3). Ce sont les mêmes couches verticales que celles décrites par STOLICZKA et LYDEKKER (cf. introduction ch. C).

Notre échantillon est un crino-bryo-packstone récolté dans un bloc détaché de la coupe esquissée à la fig. 11; nous n'en connaissons pas le niveau précis. Des bryozoaires intacts de taille plurimillimétrique à centimétrique, ainsi que des articles de crinoïdes, sont contenus dans une matrice sparitique ferrugineuse. La roche contient également de petits galets de phosphorites noires.

##### Données paléontologiques

MM. B. Walter (Lyon) et S. Sakagami (Chiba) ont très aimablement examiné cette faune et ce dernier l'a déterminée en détail (pl. 6A-C):

- Fistulipora* ssp.,
- Dyscritella* ? sp.,
- Ascopora nakomsrii* SAKAGAMI (1968),
- Streblascopora* ? sp.,
- Sulcoretopora* sp.

Les différents genres de bryozoaires indiquent un âge carbonifère à permien; plus précisément, la présence de *A. nakomsrii* témoigne pour cette faune d'un âge artinskien (partie supérieure du Permien inférieur).

Cette faune est la plus ancienne qui ait jamais été trouvée dans les unités de Lamayuru et de Markha; nous ne connaissons toutefois pas l'âge de la séquence qui la contient. Nous discuterons des conséquences de sa présence dans l'Unité de la Markha dans les conclusions générales (pt. 7).

##### b. Haute-Markha

1. Des calcaires fins dans les calciturbidites basales du mb. Hangkhar ont fourni, au contact avec la Fm. Kuling de l'Himalaya Téthysien (fig. 9A), une faune de pectinacés et d'ammonites dont un exemplaire de

*Palaeophyllitidae* gen. et sp. indet. (pl. 6D)

La durée de vie de cette famille comprend le **Trias moyen** (quelques espèces du Trias inf.; dét. T. Tozer, Ottawa).

Ces couches suivent en continuité stratigraphique les schistes grésopélitiques, situés dans le toit de la Fm. Kuling d'âge permien supérieur. Elles se placent à max. 20 m au-dessus du terme 5 de la coupe décrite (fig. 9A; pt. 2).

La limite Permien/Trias (et le Trias inférieur?) semble être confinée dans les schistes argileux; par leur faciès de résédiments pélagiques, ces calcaires fins témoignent ensuite d'une différenciation du faciès sur une marge continentale pentue.

2. Au haut de la vallée de Dolto, des calcarénites de la Fm. Lalung-la ont fourni, en 1979, la faune resédimentée de **foraminifères benthiques** que décrivent BAUD et al. (1982a,b). Cet assemblage d'âge **aalénien** prouve l'âge post-liasique de cette formation au sein de l'Unité de la Markha.
3. Nous avons trouvé des **bélemnites** remaniées dans une calcirudite au Lalung-la (niveau 18 de la coupe: pt. 4.1); leur présence étaye l'âge post-triasique, obtenu par les foraminifères jurassiques moyens. Par contre, nous ne connaissons pas la limite d'âge supérieure de cette formation, sous la Fm. Omlung d'âge crétacé supérieur.

## 5. LA FORMATION D'OMLUNG (fig. 13A)

FUCHS (1984, 1986) a découvert, à la tête de la vallée d'Omlung-gompa, des calcaires multicolores du Crétacé supérieur qu'il compare aux faciès pélagiques de sa Fm. Shillakong (= Fm. Fatu La, BASSOULLET et al. 1978) des unités tectoniques du Zanskar. Nous définissons ici une nouvelle formation à cause de son caractère sédimentaire différent: sauf dans la région citée, elle est absente sous le biseau tectonique de la suture ophiolitique. Nos observations sont résumées dans la coupe détaillée de l'arête orientale (celle du monastère; fig. 12, 3).

### Définition

La formation débute par des grès schisteux faiblement calcaires à patine rouille (équivalent des grès de Giupal du Crétacé inférieur?). Ils suivent les marnes et calcschistes granoclassés de la Fm. Lalung-la.

Cette série est préservée sous la Suture de l'Indus-Yarlung s.str.; seule une unité ophiolitique la sépare des Molasses de l'Indus dans la coupe d'Omlung-gompa. Son contact supérieur est indubitablement tectonique, car la polarité de la Fm. Omlung monte vers le NE, tandis que des phénomènes de ravinement et de transgression d'une brèche volcanique sur un calcaire indiquent un sens inverse dans les ophiolites (comm. or. C. Talon, Lausanne).

Nous avons affaire, dans ce membre, à une série hétérogène composée de calcschistes marneux gris ou jaunes, de calcarénites rarement microconglomératiques et parfois granoclassées, de calcschistes gréseux et de schistes argileux verts, rouges ou violets.

Le toit est formé par une alternance régulière d'argilites rouges et vertes et de calcaires fins verts. Cette séquence rappelle le plus fortement les calcaires bariolés du Fatu La.

### Données paléontologiques

Nous avons trouvé deux échantillons fossilifères à 50 m et à 20 m environ du toit de la série (fig. 13A). Le premier est un calcschiste rouge finement arénitique, avec une schistosité de dissolution ondulée et espacée. Dans les amandes calcaires peu déformées, des foraminifères planctoniques sont préservés. Il s'agit d'une faune resédimentée dont le mélange est démontré par la paléontologie et par le granoclassement.

La faune comprend (dét. Mme M. Caron, Fribourg):

- *Globotruncana falsostuarti*,
- *Globotruncanita stuartiformis*,
- *Gansserina gansseri*,
- *Rugoglobigerina* sp., toutes du Maastrichtien moyen;
- *Globotruncanita elevata*, du Campanien;
- de nombreuses espèces de *Marginotruncana* du Coniacien-Santonien.

### Discussion et interprétation

Dans le Zanskar, des faunes planctoniques "in-situ" du Crétacé supérieur en faciès pélagique existent dans

- la Fm. **Fatu La** de l'unité de Shillakong (BASSOULLET et al. 1978, 1983). Ces séries reposent en contact stratigraphique discordant sur diverses formations épicontinentales d'âge jurassique.
- la Fm. **Fatu La** des unités de Zangla et Zumlung; (BAUD et al. 1982a,b; GAETANI et al. 1985a);
- la Fm. **Chikkim** de l'unité de Zangla; (FUCHS 1982b; GAETANI et al. 1985a);
- les calcaires et marnes pélagiques du Synclinal de Kharnag (Khurnak, FUCHS 1986), resédimentés dans un olistrostroma d'âge tertiaire (observation H. Masson, Lausanne);

De même, de tels âges sont connus dans des formations détritiques et à faunes souvent remaniées telles

- les 2 premiers membres (le 3e date du Paléocène) de la Fm. **Spanboth** dans l'unité de Zangla; (FUCHS 1982b; GAETANI et al. 1983);

- les Fm. **Goma** et Fm. **Kangi La** de la nappe de Lingshed (FUCHS 1982b: partie maastrichtienne de sa "Fm. Lamayuru"; équipe Poitiers + BAUD et al. 1987) et de l'unité de Zangla (GAETANI et al. 1980, 1983);
- les mélanges ophiolitiques (REUBER et al. 1987).

Lorsque le substratum de ces séries est connu, il s'agit toujours des formations mésozoïques de l'Himalaya Téthysien. Mais dans les deux unités tectoniques sommitales, sous les harzburgites obductées - la nappe de Lingshed et les mélanges ophiolitiques -, les formations du Crétacé supérieur sont détachées de leur substrat originel.

Une faune remaniée de foraminifères benthiques et pélagiques d'âge céno-manien à sénonien provient de la région de Gya, à l'extrémité est de notre région (GUPTA et al. 1970). En l'absence d'une coupe lithologique détaillée, son appartenance aux séries détritiques du bassin de l'Indus (VAN HAVER 1984) nous semble incertaine. Par sa position, cette série pourrait appartenir à la Fm. Omlung de l'Unité de la Markha.

Un flysch à blocs complexe, à dominance argileuse, est préservé sous les ophiolites de la klippe de Spongtag (fig. 1); il remanie le domaine océanique en voie d'obduction et les formations sédimentaires les plus distales du Crétacé supérieur (REUBER et al. 1987). La Fm. Omlung, au contraire, ne contient pas de blocs, ni de détritiques ophiolitiques; le charriage de la petite klippe ophiolitique sur la Fm. Omlung est, par conséquent, d'âge tertiaire.

Nous pensons que la Fm. Omlung ne peut être comparée à aucune des formations de la plate-forme externe du Zanskar (Chikkim, Fatu La, Kangi La, Goma). Ce domaine constitue la région-source de notre faune, qui a ensuite été resédimentée sur des formations plus distales de la marge nord-indienne (dans l'Unité de la Markha).

A nos yeux, la Fm. Omlung a donc une patrie paléogéographique plus distale que les formations de la plate-forme nord-indienne (Himalaya Téthysien) qu'elle remanie, et elle est probablement plus proximale que le flysch de Spongtag. Pour ces mêmes raisons, nous distinguons la Fm. Omlung du "flysch à blocs" crétacé supérieur à paléocène inférieur du Tibet sud (BURG et al. 1984b).

Un possible analogue à la Fm. Omlung existe dans le Namika La "Flysch", d'âge crétacé à paléocène, qui forme le toit de l'Unité de Lamayuru dans la région-type (FRANK et al. 1977a).

## 6. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1. Les calciturbidites basales de l'Unité de la Markha (mb. Hangkhar) appartiennent à une association de faciès de bassin distal, à >40 km de la région-source selon le modèle cité (fig. 14A).

Au SW, elles s'intercalent entre les calcschistes pélagiques de l'Himalaya Téthysien (Samlung), et elles sont surmontées au NE par une formation argileuse de l'Unité de la Markha (Dolto) (fig. 4). Ce membre relie donc le domaine profond des pélites de Dolto à celui, plus externe et moins profond, des calcschistes de Samlung. La région-source est encore plus proximale que le domaine de sédimentation de la sér. Samlung; nous devons la chercher dans la Fm. Tamba Kurkur du Zanskar.

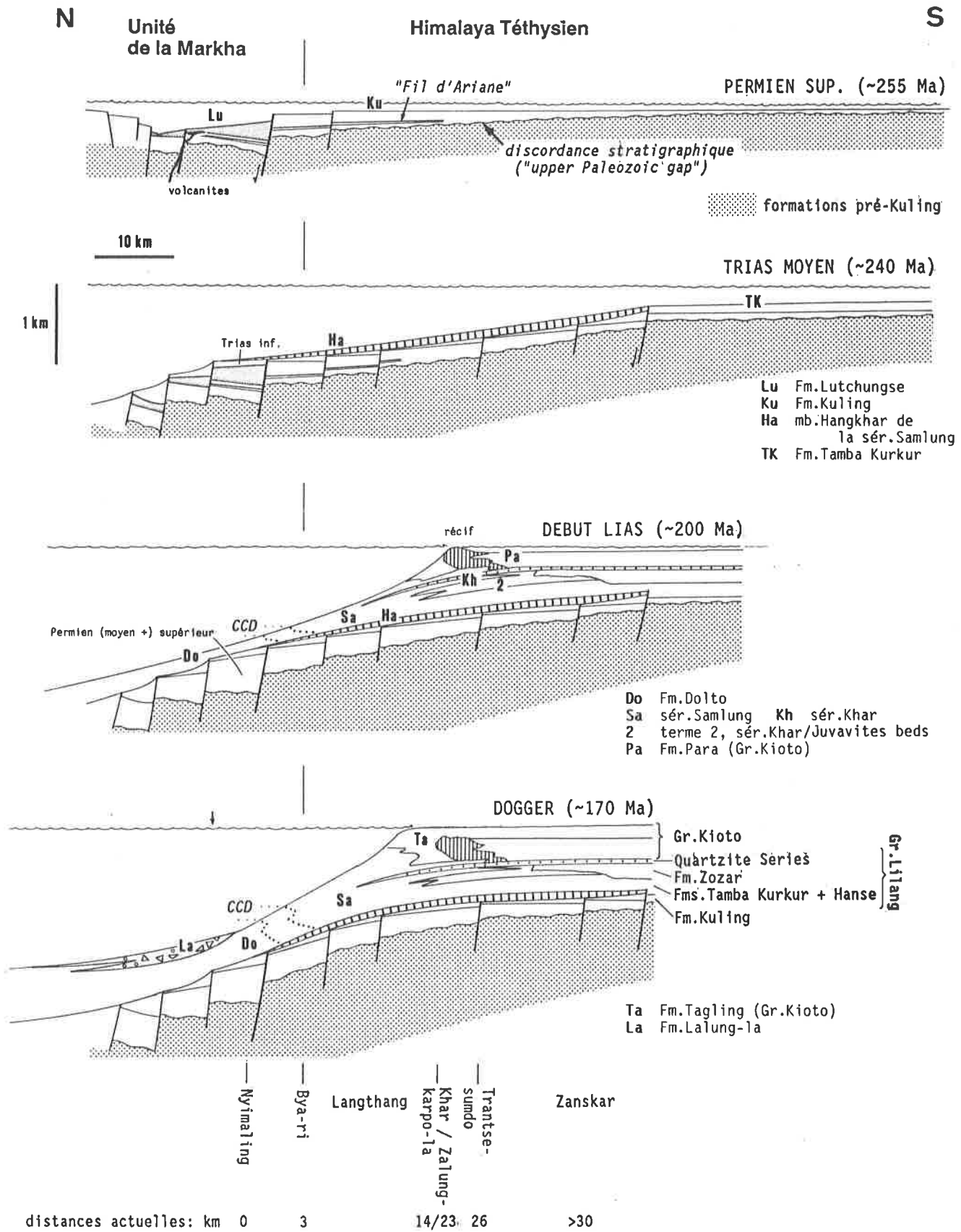


Fig. 15

Modèle d'évolution paléogéographique de la marge passive nord-indienne jusqu'au Dogger. Les différentes formations et les distances actuelles sont projetées dans une transversale idéalisée Nyimaling - Thongde (Zanskar), perpendiculaire à l'actuelle suture.

Le faciès de l'importante série argileuse (Fm. Dolto), d'un âge présumé du Trias supérieur au Lias, caractérise aussi d'autres segments distaux de la marge indienne (BASSOULLET et al. 1986): les séries de Chilamkurkur-Raksas au Ngari (Tibet occidental, HEIM & GANSSER 1939), le Lias dans l'unité septentrionale de l'Himalaya Téthysien, au Tibet sud (MU et al. 1973, BURG et al. 1984a).

2. Dans les faciès les plus grossiers des calciturbidites de la Fm. Lalung-la, nous avons affaire à des "tabliers resédimentés" au pied de la plate-forme carbonatée qui a fourni le matériel: selon le modèle modifié (op.cit.), la marge de cette plate-forme se trouvait à environ 20 à 30 km du lieu de dépôt des calciturbidites. Ce lieu de dépôt est la zone bathyale du talus continental. La position plus interne (NE) de ces resédiments proximaux, par rapport aux calciturbidites distales du mb. Hangkhar, indique une progradation de la zone littorale jusqu'au Jurassique inférieur (fig. 15).

Cette plate-forme carbonatée est, de toute évidence, celle de la Fm. Tagling (partie supérieure du Gr. Kioto) d'âge liasique (JADOUX et al. 1985). Nous partons de l'idée qu'une activité turbiditique s'accroît surtout lorsqu'il y a un déséquilibre entre la sédimentation sur la plate-forme et dans le bassin (MUTTI 1985): il est alors tentant d'attribuer la sédimentation de notre série à l'une des régressions majeures connues dans l'intervalle Aalénien supérieur-Bathonien (HAQ et al. 1987) précédant la sédimentation de la Ferruginous Oolite (F.O.) Fm: dans le Zanskar voisin, la F.O.Fm. s'est déposée sur les calcaires de Tagling à partir du Bathonien supérieur et nous ne trouvons pas ses éléments resédimentés dans la Fm. Lalung-la. La période de 10 à 15 Ma qui précède sa sédimentation, n'est en réalité pas documentée dans les séries sédimentaires du Zanskar.

Dans le sud du Ladakh, ces resédiments d'âge jurassique affleurent le long de la limite NE de l'Unité de la Markha, séparés des sédiments autochtones de même âge (Fm. Tagling) par le niveau d'érosion quaternaire profond dans l'Anticlinal de Nyimaling (fig. 4). Au NE du fleuve Zanskar, d'importants rétro-charriages dissimulent les relations entre la plate-forme et le talus continental.

A nos yeux, la transition de l'Unité de la Markha aux séries de l'Himalaya Téthysien représente la bordure externe de la plate-forme continentale indienne: l'Unité de la Markha constitue un domaine paléogéographique plus profond, qui accueille des resédiments venus d'un fond marin plus élevé. La limite entre les deux domaines occupe sa position la plus proximale par rapport au bouclier indien au Trias moyen et elle prograde d'environ 25 km<sup>13</sup> jusqu'au début du Jurassique moyen (fig. 15).

3. La Fm. Omlung est une autre série de caractère turbiditique, d'un âge minimal du Maastrichtien moyen. Elle surmonte une lacune sédimentaire dans le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur et elle remanie les domaines pélagiques plus proximaux, préservés dans le Zanskar; nous pouvons alors de nouveau, à la fin de l'ère mésozoïque, localiser le talus du continent indien (*continental rise*) dans l'Unité de la Markha.

Les sédiments des Unités de Lamayuru et de la Markha (Namika La, Omlung, Gya?; op.cit.) appartiennent donc à un bassin subsidant au pied de la plate-forme continentale indienne; il n'est pas affecté par les processus d'obduction intraocéanique déjà mis en route au Crétacé supérieur (REUBER et al. 1987).

## 7. LA MARGE CONTINENTALE INDIENNE INDIVIDUALISÉE (fig. 15)

### Durée de vie du talus continental nord-indien

L'étude sédimentologique a démontré que l'Unité de la Markha constitue le pied du talus continental (*continental rise*) de la marge passive péri-indienne au NE de l'Inde.

Elle représente, dans toute son extension verticale et latérale, un domaine paléogéographique profond voisin d'une plate-forme continentale. Celle-ci est la source des resédiments calcaires et siliciclastiques apportés pendant des périodes distinctes entre le Trias moyen et la fin du Mésozoïque. Avant le Trias moyen, l'évolution est moins certaine: notre modèle envisage une différenciation faciale dès la fin du Permien: les grauwackes de la Fm. Lutchungse seraient le produit de la resédimentation turbiditique des sédiments terrigènes de la Fm. Kuling. Au Ladakh, l'ouverture du domaine océanique est accomplie au Trias inférieur (BASSOULLET et al. 1981b).

13 Estimation d'après: 1- distances initiales du *shelf break* (modèle COLACICCHI & BALDANZA 1986) + 2- séparation actuelle des deux formations perpendiculaire à la marge continentale (5 km) + 3- raccourcissement tectonique dû à l'empilement de plis ductiles (estimé à 5 km).



Au Trias moyen, les résédiments calcaires du mb. Hangkhar constituent un lien entre le bassin de l'Unité de la Markha et le domaine plus proximal de la Fm. Tamba Kurkur du Zanskar, (BAUD et al. 1984); celle-ci aurait fourni le matériel résédimenté qui a traversé le domaine de la sér. Samlung.

A partir du Trias moyen jusqu'au début du Dogger, la sédimentation est très stable dans l'Unité de la Markha et témoigne d'un bassin profond.

La période du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur ne trouve pas d'expression dans les sédiments (*starved margin* ou érosion ?); cette lacune a déjà été détectée ailleurs sur la marge nord-indienne (Jurassique moyen - Aptien dans l'Unité de Shillakong; BASSOULLET et al. 1983; lacune entre les Fms. Tagling et Giimal sur le versant occidental du Nyima-ri-thrö, ch. B.5).

La présence d'une faune (remaniée) d'âge permien moyen ne donne pas un âge maximal à l'Unité de la Markha. Mais nous soulignons que, dans les unités voisines du Zanskar, le continent indien a vécu une phase continentale subaérienne du Carbonifère supérieur au Permien supérieur (BAUD et al. 1984). L'histoire de la marge continentale passive y débute par la transgression des Kuling Shales sur les Panjal Traps vers la fin du Permien supérieur (NICORA et al. 1984). Or, la présence de fossiles marins du Permien inférieur dans la région de la Markha (même remaniés ultérieurement) prouve que l'individualisation de cette marge est plus précoce. Son histoire initiale trouve un analogue, en Afghanistan, sur la marge nord de cet océan embryonnaire: les premiers sédiments pélagiques du bassin beloutche datent, comme dans l'Unité de la Markha, du Trias moyen. De même, la subsidence accrue de la marge se traduit d'abord par le remaniement de faunes d'un faciès peu profond du Permien inférieur dans le "flysch calcaire de Khost" (BASSOULLET et al. 1980a).

Au Trias moyen au plus tard, l'Unité de la Markha est entièrement individualisée en tant que domaine paléogéographique propre au talus continental, (mais elle existe peut-être dès le Permien supérieur); le substratum des formations mésozoïques n'est pas connu au NE, mais elles font passage, vers le SW, aux formations de la plate-forme épicontinentale du Zanskar, qui reposent sur le Paléozoïque supérieur de l'Himalaya Téthysien.

Trois niveaux de calciturbidites sont datés, plus ou moins précisément: 1. du Trias moyen, et, par l'âge des faunes remaniées, 2. de l'Aalénien et 3. du Maastrichtien moyen. Les deux derniers niveaux coïncident avec deux épisodes majeurs des changements des conditions océaniques. Ce sont:

- l'événement régressif au milieu de l'Aalénien (177 Ma; HAQ et al. 1987),
- la régression majeure du Crétacé supérieur (68 Ma; op.cit.);

Il est vraisemblable que l'épisodicité de l'activité turbiditique sur la marge continentale indienne soit l'expression, avant tout, des conditions océaniques changeantes. Seule la naissance, dès la fin du Paléozoïque, de la marge passive péri-indienne est liée à des mécanismes endogènes de la lithosphère. La longue histoire convergente (TROMMSDORFF et al. 1982) du continent indien ne se traduit pas dans les sédiments de l'Unité de la Markha. A la fin du Mésozoïque, la marge active du Ladakh n'est en effet pas encore atteinte par le talus du continent indien: sa collision avec l'arc insulaire de Dras-Nindam (DIETRICH et al. 1983) ne s'est pas effectuée avant la fin de l'Eocène inférieur (env. 50 Ma; KLOOTWIJK 1984; GARZANTI et al. 1987).

#### Différentiation "proximal - distal" pendant le Trias

L'interprétation des sédiments triasiques permet une triple division qui s'exprime dans notre modèle paléogéographique; du sud au nord se relayent:

1. les formations classiques de l'Himalaya Téthysien (v. discussion ch. B.5):  
PLATE-FORME CONTINENTALE PELAGIQUE A SUBLITTORALE (BAUD et al. 1984);
2. les calcschistes très épais de la sér. Samlung septentrionale, à faible tendance calciturbiditique, qui pourraient remplacer vers le haut les formations de l'Himalaya Téthysien, d'âge Trias supérieur et Jurassique:  
FACIES DE BASSIN SUR LA PLATE-FORME CONTINENTALE EXTERNE;
3. les formations du bassin de l'Unité de la Markha: TALUS CONTINENTAL.

A nos yeux, le domaine 3 de l'Unité de la Markha est plus distal que les unités ou séries (sens paléogéographique) de Zanskar et Shillakong des auteurs français (p.ex. BASSOULLET et al. 1983, 1984).  
Car:

- l'ensemble des Fms. Lutchungse, Dolto et Lalung-la se rapproche de la Fm. Lamayuru, datée du Trias moyen au Dogger (GANSSEY 1977, FUCHS 1979, BASSOULLET et al. 1981a);
- la plate-forme calcaire de Kioto se termine entre nos domaines 1 et 2 (mais forme la base des unités de Zanskar et Shillakong à l'ouest);
- le Crétacé supérieur de l'Unité de la Markha est plus distal que celui des deux unités citées (Fatu-la).

L'Unité de la Markha se raccorde donc au domaine paléogéographique qui est préservé dans l'unité (tectonique) de Lamayuru.

J'ai élu domicile au coeur de la montagne:  
Sur la voie des oiseaux, il n'est plus trace humaine.  
Qu'y a-t-il autour de mon jardin ?  
- De vagues rochers qu'embrassent les nues blanches.

Cela fait bien des ans que je vis en ces lieux:  
Maintes fois j'ai vu l'hiver fondre en printemps.  
Aux riches allez dire, et aux gens de la Cour,  
Qu'un nom vide ne sert à rien !

Han-chan (fin du VI<sup>e</sup> siècle)

## D. ANALYSE DES STRUCTURES TECTONIQUES

### D.1. INTRODUCTION A LA ZONATION TECTONIQUE

#### 1. METHODOLOGIE ET BUTS DE L'ETUDE

L'analyse structurale des unités stratigraphiques et paléogéographiques que nous avons décrites jusqu'ici s'est effectuée en deux phases:

1- à la suite de la campagne de 1983, A. STECK a proposé un modèle cinématique des déformations successives dans la terminaison NW de la chaîne de Nyimaling (du Nyima-ri-thrö): il montre que les structures des déformations précoces à vergence SW ont été replissés dans une vaste antiforme, d'axe parallèle à la Suture de l'Indus-Yarlung. Cet Anticlinal de Nyimaling est un pli similaire à vergence NE, né dans un régime de cisaillement simple dextre (STUTZ & STECK 1986); il termine la Culmination du Tso Morari (GANSSER 1964) vers le NNW.

2- Sur la base de nos travaux cartographiques et stratigraphiques (en 1984) dans tout le Nyima-ri-thrö, nous avons tenté en 1985 de mieux définir l'histoire temporelle et spatiale des déformations selon deux directions

- a. NE-SW, perpendiculaire à l'Anticlinal de Nyimaling, depuis la zone verticale de la Suture Indus-Yarlung vers le flanc nord faiblement incliné du synclinorium du Zanskar (KELEMEN & SONNENFELD 1983), et
- b. NW-SE, parallèle à la zone de suture et la Culmination du Tso Morari.

Les objectifs généraux de cette étude des déformations concernent:

1. la vergence des déformations,
2. la localisation des déformations, tant en fonction de la profondeur initiale de la séquence exposée que par rapport à la marge active au nord (le Ladakh-Kohistan),
3. la chronologie relative des déformations dans le cadre de l'orogénèse himalayenne depuis le Crétacé supérieur (ch. A.1).

#### Conventions et objets structuraux analysés

Les séries étudiées se caractérisent par

- un développement intensif des structures planaires de déformation,
- un développement plus localisé des structures linéaires d'étirement, et
- un degré de métamorphisme peu élevé du faciès schistes verts.

Nous utiliserons les abréviations suivantes pour les éléments géométriques observés et analysés:

<b>S</b>	schistosité;
<b>SA</b>	surface axiale de pli;
<b>AP/AB</b>	axe de pli/de boudin;
<b>L</b>	linéation (ét. étirement; IS intersection);
<b>D</b>	déformation régionale qui a une expression géométrique (et cinématique?) définie.

Toutes les projections stéréographiques qui figurent dans ce travail représentent l'hémisphère inférieur dans la projection de SCHMIDT / LAMBERT.

La numérotation des éléments structuraux s'appuie sur la séquence complète des déformations **D1 - D5**: si une déformation circonscrite dans telle région est absente dans telle autre, les nouveaux éléments structuraux y prennent le numéro de la déformation suivante reconnue à cet endroit; de cette façon, S2 peut localement être la première schistosité etc.

Nous exprimerons la vergence d'une déformation par le mouvement relatif au soubassement qu'elle effectue l'unité tectonique supérieure; elle est "externe" lorsque ce mouvement est dirigé vers le bouclier indien (S - SW) et "retour" s'il s'approche de la suture et de la marge du bloc Ladakh-Kohistan au nord.

#### L'"approche stratigraphique" à la tectonique

La carte géologique fournit le premier outil à l'interprétation tectonique, par la définition des relations cartographiques d'une unité par rapport à l'autre.

Dans l'Himalaya indien, diverses "conceptions" tectoniques, souvent mal définies, ont donné des résultats apparemment contradictoires lors de l'interprétation des limites géologiques dans les zones fortement déformées (FUCHS 1985). Dans ce travail, nous discuterons la contraction crustale en deux temps:

1. Nous ne considérons comme **chevauchements** que les limites le long desquelles un déplacement majeur en faille inverse peut être invoqué par la nature des limites cartographiques (la lithostratigraphie), ou par l'analyse de déformation. Seuls ces chevauchements sont marqués comme tels sur nos documents (fig. 3 + 30; cf. discussion ch. D.5, 1).
2. Par la suite, la somme de la déformation pénétrative et du raccourcissement le long de tels chevauchements constituera l'argument essentiel pour l'interprétation du raccourcissement crustal.

## 2. ORDRE DE LA PRESENTATION ET RESUME DES RESULTATS

Dans l'extrémité nord-occidentale de la Culmination du Tso Morari, le Nyima-ri-thrö suit une structure régionale en forme de vaste antiforme asymétrique: l'Anticlinal de Nyimaling. Le style tectonique diffère nettement d'un flanc à l'autre. Nous décrirons séparément la tectonique

- dans le flanc externe (W), dans le coeur, puis dans le flanc interne (E) de l'antiforme (pour une vue d'ensemble: v. fig. 3),
- de la déformation la plus ancienne à la plus tardive.

Nous décrirons les 4 secteurs suivants dont chacun illustre la complicité entre différentes déformations. Nous y établirons d'abord la **séquence locale des déformations**; leur synthèse nous mènera ensuite à l'histoire tectonique et à l'interprétation cinématique de la région entière.

### Flanc externe (SW) (fig. 16, 17, 19)

1. le secteur nord du flanc externe (Bya-ri - Langthang):  
déformations chevauchantes à vergence externe (D1,D2) + zone de charnière de l'Anticlinal de Nyimaling (D3);
2. le secteur sud du flanc externe (sud du Zalung-karpo-la):  
déformations à vergence externe (D1,D2) + première déformation à vergence retour (D3) en dehors de l'influence des déformations plus jeunes.

### Coeur de l'antiforme (fig. 26)

3. la base granitique de l'Unité de Nyimaling:  
naissance et exagération de la déformation D3 à vergence retour associée à l'Anticlinal de Nyimaling.

### Flanc interne (NE) (fig. 12)

4. la racine de la Nappe de Langthang:  
séquence complète des déformations D1, D2, (D3)/D4, dominée par la dernière déformation pénétrative D4.

La zonation tectonique (fig. 30) synthétise les observations tectoniques: elle se base sur l'identification, dans toute la région, de la **déformation qui est responsable de la schistosité principale** (*main fabric-forming deformation*). On n'y tient pas compte des déformations antérieures mais les observations à cet égard sont condensées dans les tab. 1 + 2.

Les tableaux 1, 2 + 3, la fig. 29 et la carte tectonique (fig. 30), résument nos observations structurales:

1. Cinq déformations plus ou moins importantes se sont succédées; un changement de vergence a eu lieu entre les premiers procharriages D1 et D2 et les déformations D3, D4 et D5, associées aux rétrocharriages et aux mouvements décrochants tout au nord.
2. Parmi les déformations compressives, la première (D1) et les dernières (D4/5) se restreignent à deux zones relativement discrètes. Les déformations D2 et D3 ont une plus grande extension et sont les principales déformations régionales.

3. Nous pouvons circonscrire plusieurs domaines tectoniques dans lesquels différentes déformations (D2, D3, D4) sont responsables de la structure de déformation principale. Leur répartition montre que le domaine de la déformation la plus intense migre d'abord vers des zones plus externes (D1, D2): la déformation principale D2 s'étend sur toute la couverture allochtone du massif (la Nappe de Langthang), tandis qu'elle est absente dans les métasédiments de son coeur. La vergence retour, amorcée lors de D3, amène ensuite la déformation à un couloir vertical dans une position interne, où se concentrent d'intenses mouvements coulissants dextres (D4). Ceux-ci se terminent par une ondulation à grande amplitude (D5), qui crée le plongement axial de 30° à la terminaison NW de la Culmination du Tso Morari.

## D.2. LES STRUCTURES DE DEFORMATION DANS LE FLANC EXTERNE (SW) DE L'ANTICLINAL DE NYIMALING

### Introduction

Le versant SW du Nyima-ri-thrö expose la totalité des formations sédimentaires de l'Himalaya Téthysien, datées du Cambrien au Tertiaire.

L'individualité des deux unités tectoniques - la **Nappe de Langthang** et l'**Unité de Nyimaling** -, découle de leur histoire tectonique distincte. Elles sont séparées par une zone ductile, où les structures sont subparallèles aux limites lithologiques (STUTZ & STECK 1986).

Nous divisons notre discussion de la façon suivante: dans une **première** partie, nous exposerons les structures précoces préservées dans le Bya-ri et dans la basse Langthang (fig. 17; ch. 1., 2.); dans la **seconde** partie, nous résumerons la structure dans le flanc externe de l'Anticlinal de Nyimaling, au sud du Zalungkarpo-la (fig. 19; ch. 3.).

### 1. LE "FIL D'ARIANE" DES MARBRES PERMIENS DANS LE BYA-RI (pl. 8A,B)

Les collines du Bya-ri représentent une **région clé** où affleure une **série stratigraphique contrastée**, à cheval sur la limite entre **deux domaines cinématiquement distincts**: 1- la zone des plis couchés à vergence externe et 2- la zone radicale verticale. Cette situation permet la définition détaillée, à grande échelle, d'une succession de plissements qui sont ailleurs fortement oblitérés par des déformations tardives, ou même absents. La fig. 16 montre une carte détaillée ainsi qu'une interprétation en différentes générations de surfaces axiales (SA). La fig. 17 constitue la prolongation de ce secteur vers l'ouest.

#### D1

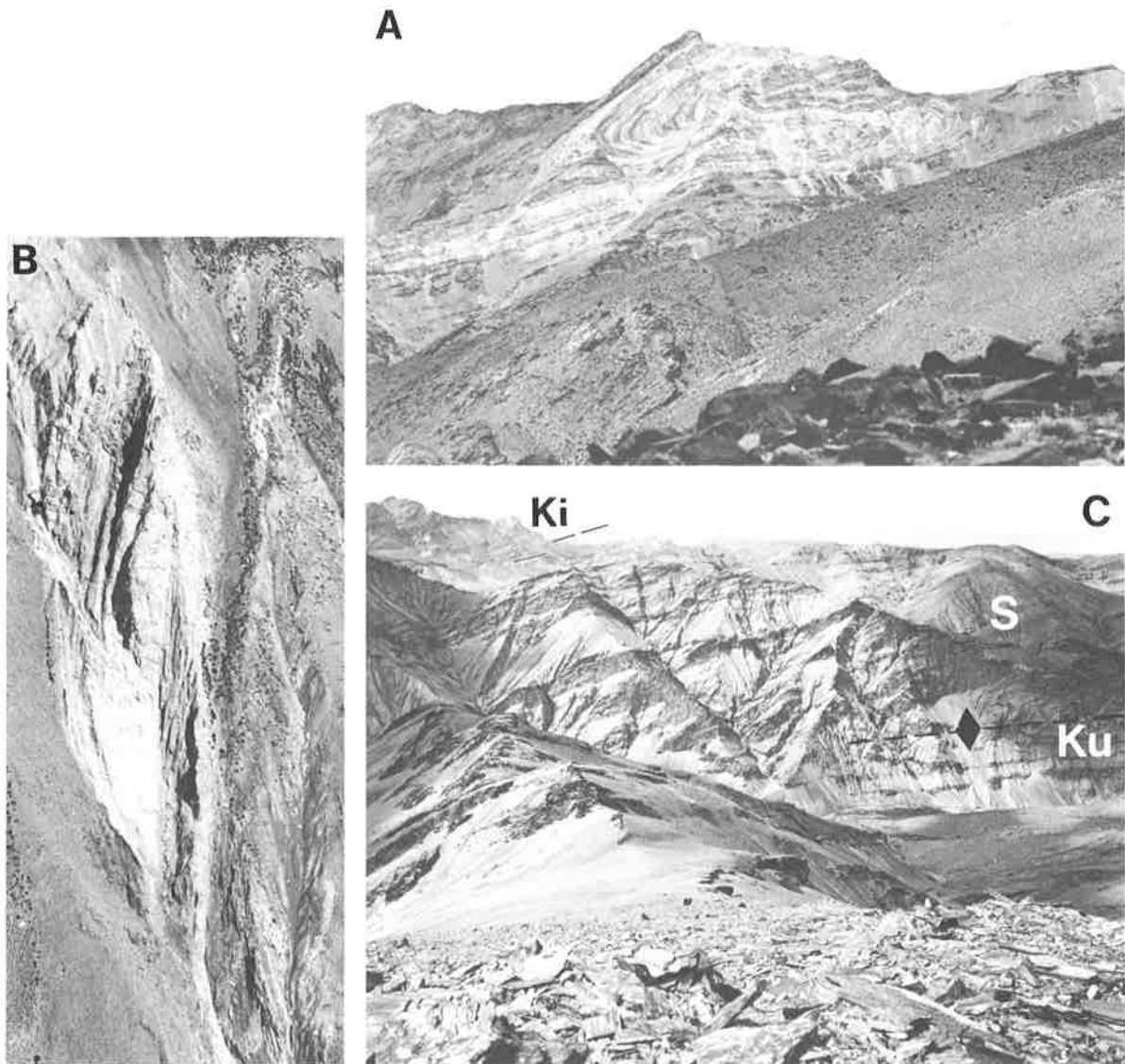
Le "**Fil d'Ariane**" (STUTZ & STECK 1986) est un repère structural dans la Fm. Kuling d'âge permien supérieur, constitué par les quatre termes lithostratigraphiques décrits dans le ch. B.4 (1-4, fig. 16). Nous le retrouvons aussi plus au sud.

Dans le Bya-ri, les marbres du niveau 1 forment le coeur d'un pli isoclinal D1 que l'on ne reconnaît que par la symétrie des termes stratigraphiques (fig. 16). Les replis en "S" de cette bande isoclinale sont le résultat de D2 et la schistosité principale est S2.

La polarité stratigraphique, indiquée dans les quartzites entrecroisés (niveau 3; pl. 4E) au sud et au nord des marbres à crinoïdes, désigne les marbres comme le terme stratigraphique le plus bas (le plus ancien): le pli isoclinal D1 du Bya-ri est donc un **anticlinal** dont la charnière D1 est fortement incurvée et replissée par D2 et D4 (v. fig. 16 + ci-dessous).

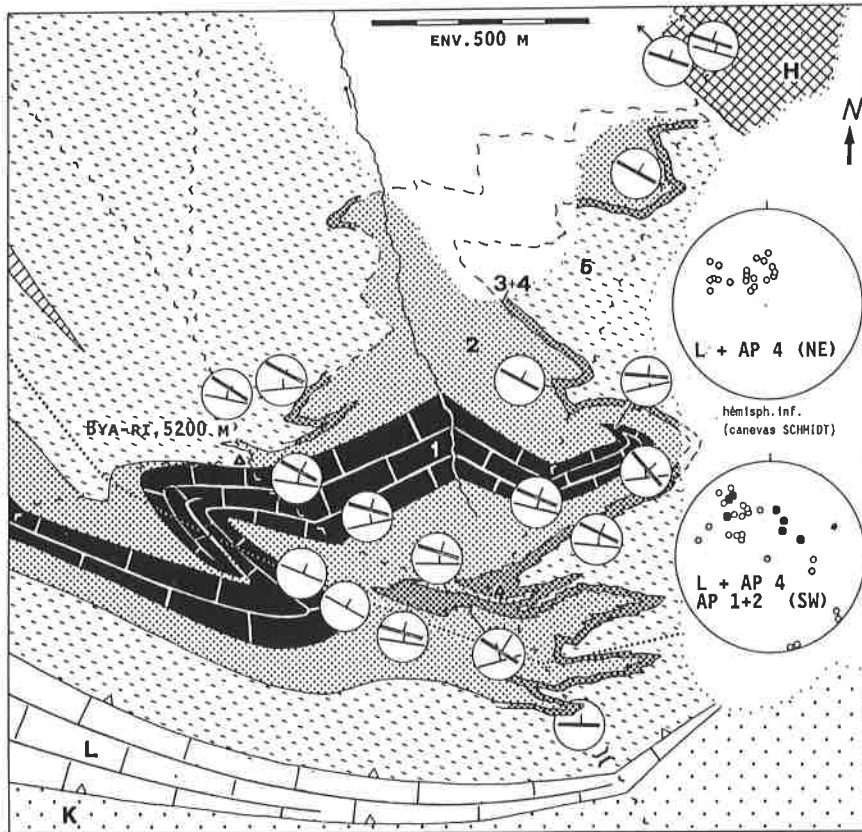
Son flanc inférieur (sud) est une série inverse réduite, qui repose en contact chevauchant sur la Fm. Lipak d'âge carbonifère. C'est la surface de chevauchement principale de la **Nappe-pli de Langthang** dans le nord de la chaîne (marqué "2" sur la fig. 18).

Ce plissement précoce constitue l'expression la plus claire de l'effet de la déformation D1, car on ne peut qu'exceptionnellement distinguer une schistosité S1, discordante à S2 dans des charnières de petits plis.



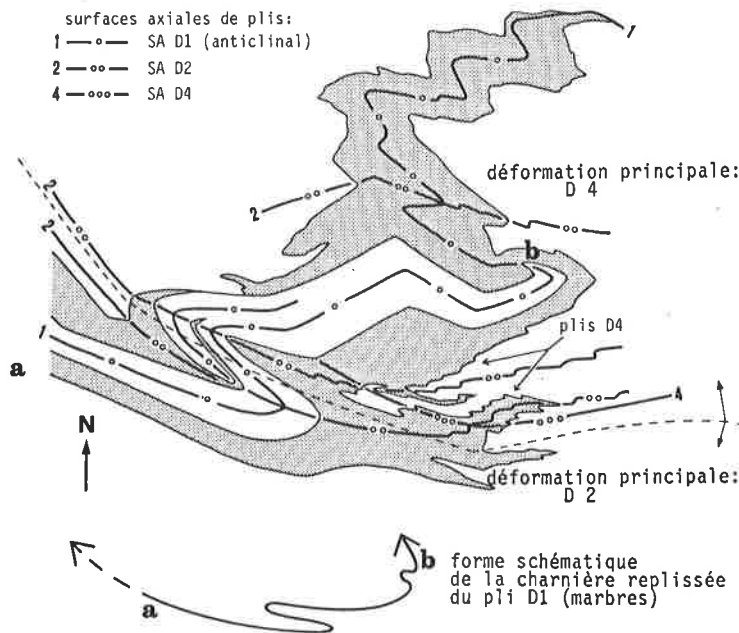
**planche 8: LE "FIL D'ARIANE" DES MARBRES PERMIENS**

- A : la montagne du Bya-ri (5200 m) avec la bande isoclinale des marbres permiens ("Fil d'Ariane"), replissée en "S" (vue en direction NE)
- B : pli isoclinal D2 des marbres isoclinaux, situé 2 km plus à l'ouest que l'image A (amplitude env. 200 m)
- C : vue (direction NW) du versant ouest de la vallée de Langthang, qui montre la charnière D2 du pli du Bya-ri (dont A + B illustrent le flanc supérieur) dans les quartzschistes de Kuling (Ku). S: calcschistes triasiques de Samlung, Ki: calcaires de Kioto du Norien-Lias.



- H** calciturbidites du mb. Hangkhar
- 5** quartzschistes et shales
- 4** marbre à crinoïdes
- 3** quartzite à stratification entrecroisée
- 2** shales
- 1** marbres à crinoïdes, brachiopodes, coraux
- L** marbres stériles (Fm. Lipak)
- K** quartzschistes + dolomies (Fm. Karsha)

- S4  
S2
- <50° / 50-80° / >80°
- ..... limite de S4 distincte
- ^ ^ ^ ligne de crête
- > —> —> chevauchements D1/D2



**Fig. 16**

Carte détaillée des collines du Bya-ri, situées au nord du Kangyatse (localisation, fig. 3; cf. aussi fig. 17).  
Interprétation structurale de la carte géologique du Bya-ri.

**D2**

Dans le Bya-ri et dans la vallée de Langthang, les **plis mégascopiques à vergence WSW** (pli en "S" du "Fil d'Ariane") sont les structures dominantes (fig. 30; pl. 8C, 9C). Une schistosité pénétrative S2 est associée à leurs surfaces axiales; elle est partout discordante au pli isoclinal D1 du "Fil d'Ariane".

Dans le Bya-ri, la polarité stratigraphique inverse des quartzschistes permien sur les marbres carbonifères n'a pas été changée par les plis D2. Ces plis ne replissent pas non plus le contact entre les quartzschistes permien et les marbres. Cette surface fonctionne donc comme un chevauchement majeur pendant D1 et D2.

[**D3** : Les structures D3 ne commencent à apparaître qu'à l'ouest du Bya-ri, dans la vallée de Langthang.]

**D4**

L'analyse structurale montre ensuite une troisième schistosité S4 pénétrative, discordante à la schistosité S2 dans une zone elle-même discordante au double-pli du "Fil d'Ariane".

La limite SW de cette zone à dominance D4 (ligne pointillée, fig. 16) divise ce secteur du NW au SE. Elle délimite la "racine verticale externe" du flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling (fig. 30). Le "Fil d'Ariane" montre trois familles de schistosités (S1, S2, S4) à sa terminaison orientale, mais seulement deux (S1, S2) plus au SW.

La S4 est associée à des plis chevron métriques à plurimétriques qui sont coaxiaux aux plis antérieurs et qui n'apparaissent que dans la zone dominée par D4: sur la carte (fig. 16), le repli de la fermeture anticlinale des marbres est un pli D2, oblitéré par S4 des petits plis D4.

**Résumé**

Deux déformations tangentielles D1 et D2 ont produit des doubles-plis couchés à vergence externe: ces deux déformations accompagnent la mise en place, en direction SW, d'une série allochtone sur la série carbonifère, elle-même déformée lors de D1 et D2. La déformation D4, restreinte au flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling (à la racine de la Nappe de Langthang), a ensuite affecté une partie de la structure de façon totalement discordante.

**2. LA BASE DE LA NAPPE DE LANGTHANG DANS LA VALLEE DE LANGTHANG**

(fig. 17 + 18)

**D1**

Dans la prolongation du secteur-clé du Bya-ri vers l'ouest, la surface de chevauchement D1/D2, à la base des quartzschistes permien en position inverse, monte sur les restes des quartzites de Po et les marbres de Lipak. Elle surmonte ensuite d'autres quartzschistes permien, en position normale sur les marbres carbonifères. Plus loin, ce chevauchement ne peut plus être individualisé.

**D2**

La déformation principale D2 de la séquence Lipak-Samlung (Carbonifère-Trias) s'exprime par des plis couchés synschisteux d'amplitude déca- à kilométrique. Leur direction NNW est clairement discordante au grand pli D1 du Bya-ri et indique une **vergence externe plus dirigée vers l'ouest** que lors de D1. De tels plis affectent à la fois les formations dans la Nappe de Langthang (Fm. Kuling, sér. Samlung) et celles qu'elle chevauche (Fms. Lipak, Po, Kuling). Cependant, les formations cambriennes sous-jacentes (Fms. Karsha, Kurgiakh) n'en sont pas touchées par cette déformation.

L'épaisseur énorme (2-3 km) des calcschistes triasiques, à l'ouest de la Langthang-chu, est partiellement due à l'empilement de ces grands plis couchés D2 (pl. 8C).

Si l'on suit en direction NE-SW le flanc renversé de la série permienne du Bya-ri, on détermine une longueur minimale de 7 km, à laquelle va s'ajouter le transport ductile dans la zone de cisaillement ductile sous-jacente.



Fig. 17

Carte structurale de la vallée de Langthang.

Elle met en évidence la zone de chevauchements et de cisaillements ductils (C-C'-C'') dans le toit des formations cambriennes et à la base de la Nappe de Langthang.

La nature isoclinale du "Fil d'Ariane" (noir; cf. fig. 16) prouve qu'au nord (Bya-ri), la Fm. Kuling repose en position inverse sur la série normale des Fms. Po et Lipak.

#### La zone ductile à la base de la Nappe de Langthang

La zone de cisaillement ductile D1/D2 à la base de la Nappe de Langthang comprend (C-C'-C'') dans la fig. 17; fig. 18):

**le toit des schistes et dolomies cambriens (Karsha, Kurgiakh) + toute l'épaisseur des formations carbonifères (Lipak, Po) + la base de la Fm. Kuling permienne.** Son épaisseur actuelle varie de 100 à quelques centaines de mètres dans la vallée de Langthang.

Cette zone de cisaillement ductile est caractérisée par:

**1-** une très **intense déformation tangentielle** pré- ou syn-métamorphique qui donne naissance à des plis isoclinaux polyphasés, à surfaces axiales subparallèles aux limites lithologiques.

Le boudinage des dolomies de la Fm. Karsha (pl. 9A) indique un fort étirement qui diminue vers le bas sur quelques dizaines de mètres, jusqu'à disparaître dans les quartzites du Mb. Mauling. Il exprime ainsi un transport tectonique sur les formations sous-jacentes non cisillées (v. coupes insérées dans la fig. 17 + fig. 35).

**2-** Plusieurs **écailles allochtones** sont emballées dans ces séries cisillées telles

**a.** quelques copeaux décimétriques des dolomies ocre cambriennes, plus de 200 m en-dessus des dolomies autochtones (arête L5 Langthang; coupe D-E; fig. 17);

**b.** les grandes écailles hectométriques des quartzschistes et dolomies cambriens emballées dans le Paléozoïque supérieur de la racine externe (arête La-ze-karpo, fig. 30, marqué '1'; ch. D.4, 3).

Outre l'intensité maximale des déformations tangentielles dans cette zone, d'autres arguments étayent notre interprétation:

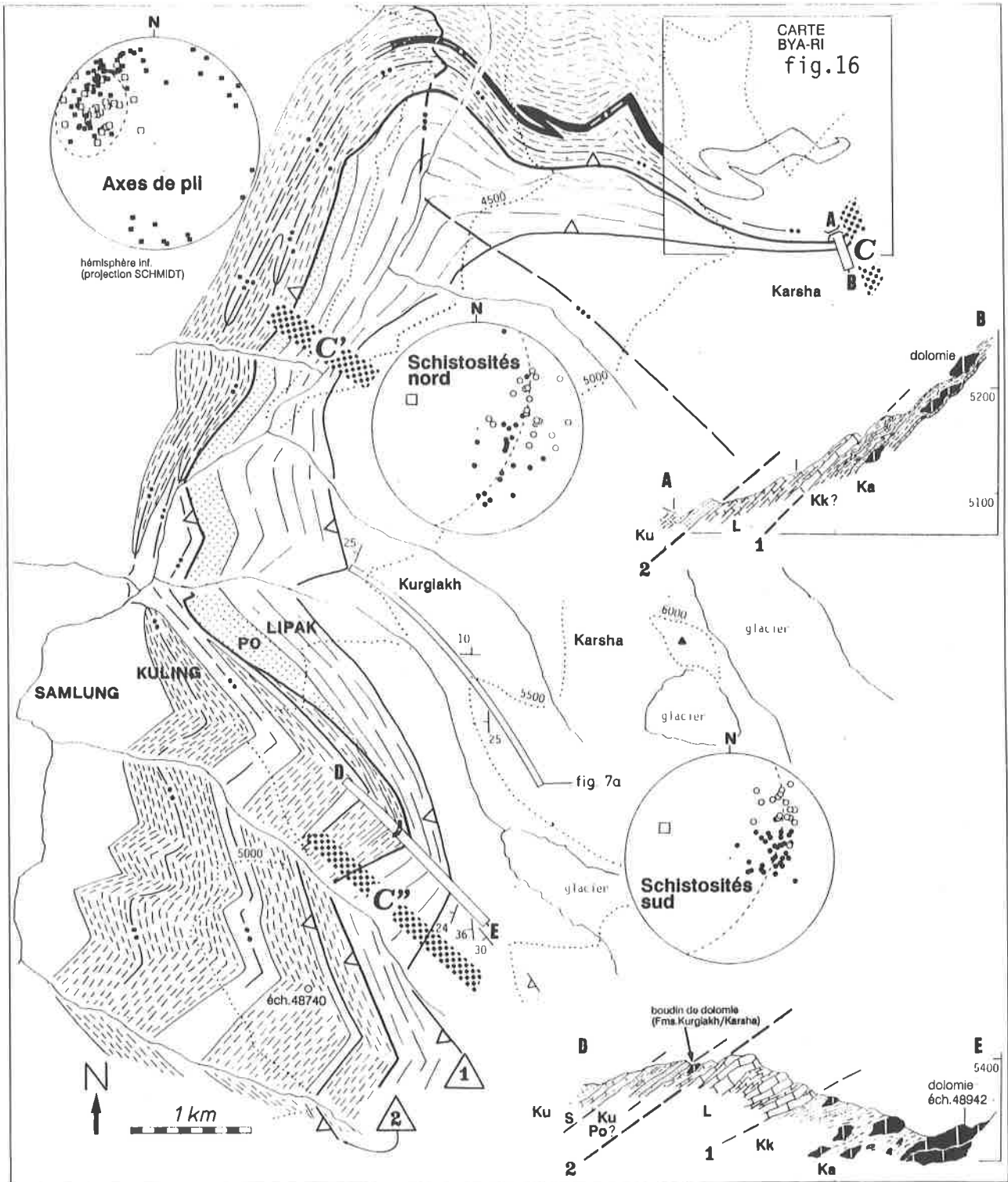
**3-** la **disparition** progressive de l'empreinte pénétrative des deux déformations **D1 + D2** dans les quartzites cambriens sous-jacents (ch. D.3) et le comportement "rigide" de ces derniers pendant D1 et D2;

**4-** la diminution en intensité jusqu'à **disparition** de la déformation **D1** vers le haut. D1 est restreinte à cette zone de cisaillement (tab.1 + 2).

#### D3

Cette déformation accompagne la formation de l'Anticlinal de Nyimaling. Elle replisse les structures D1 et D2 à grande échelle (SA3, fig. 18 + 35) et dans des plis D3 centimétriques à métriques (fig. 8 dans STUTZ & STECK 1986). Une schistosité discordante G3/S3 a pu se former dans le granite (ch. D.3), dans le toit de l'Unité de Nyimaling et à la base de la Nappe de Langthang, mais elle n'est pas perceptible dans les quartzites cambriens (fig. 30). L'empreinte de D3 diminue rapidement d'intensité vers le haut, ou lorsqu'on s'éloigne de la trace axiale SA3 vers le SW (ex. Lung-tong, vallée au sud de la Markha-chu; fig. 24B).

Cette déformation réoriente les anciens AP selon sa direction approximative de 300 / 30 (stéréogramme "Axes de pli", fig. 17).



S Samlung (Tr-J?)  
 Ku Kuling (P<sub>2</sub>)  
 noir: "Fil d'Ariane"  
 Po Po (C)  
 L Lipak (C)  
 Kk Kurglakh (E<sub>3</sub>)  
 Ka Karsha (E)  
 ———— profils lithologiques  
 A-B, D-E

■ AP2  
 □ AP3 hémisphère inf.  
 (projection SCHMIDT)  
 • S2  
 ○ S3  
 □ moyenne des AP3 +  
 plan porteur des pôles  
 S2, S3  
 - - - - - traces axiales de  
 D1, D2, D3

C-C'  
 C-C''  
 C-C'''

∧ S<sub>0</sub> dans les quartzites / dip-slope  
 △ surfaces de chevauchement (1,2: repères cartes-profiles)  
 2 : base de la Nappe de Langthang

épaisseur approximative de la  
 zone de cisaillement ductile C

CARTE  
 BYA-RI  
 fig.16

### 3. DEFORMATIONS DANS LE FLANC EXTERNE AU SUD DU ZALUNG-KARPO-LA

Le secteur au sud du cours moyen de la Langthang-chu (fig. 3) est éloigné de la zone de charnière de l'Anticlinal de Nyimaling. Nous touchons là aux étages structuraux les plus élevés de la région (Tertiaire anchi-métamorphique dans le synclinal de Kharnag, FUCHS 1986).

La carte (fig. 19) montre l'orientation des grandes et petites structures (stéréogrammes) et localise deux coupes de terrain (OMKHAR, GUN-TONG, fig. 22).

Dans ce secteur, les grandes structures sont parallèles à la culmination qui expose des formations de plus en plus anciennes vers l'ENE. La dalle des calcaires de Kioto plonge beaucoup plus fortement vers le SSE que les Fms. Lipak, Po et Kuling. Du nord au sud, la diminution d'épaisseur des calcschistes du Gr. Lilang a des raisons stratigraphiques et tectoniques (stratigraphique: ch. B.5; tectonique: les plis couchés D2 affectent des formations plus basses au sud).

#### D1

A un seul endroit (Gun-tong), nous avons observé dans les séricito-schistes de la Fm. Kurgiakh une schistosité intense précoce, replissée par deux schistosités S2 et S3. Le cisaillement d'une quartz-porphyre le long d'un contact replissé par D2 (fig. 22) suggère une tectonique tangentielle dans cette zone lors de D1.

Au sud du Zalung-karpo-la, nous n'avons pourtant pas de preuves - comme c'est le cas au Bya-ri -, quant à d'importants chevauchements D1 dans les formations paléozoïques.

#### D2

Au sud, la structuration du flanc externe de l'Anticlinal de Nyimaling provient essentiellement des deux déformations D2 et D3. Les stéréogrammes OMKHAR, ZALUNG-W, GUN-TONG nous montrent que les orientations des petites structures D2 et D3 divergent très peu.

L'empreinte de D2 est plus forte: la schistosité S2 est plus intense et monte plus haut dans la série sédimentaire que S3 (fig. 30). Cependant, c'est la rotation exercée par la montée de l'antiforme D3 au NE qui est responsable de son orientation actuelle. D2 est la première (et quelquefois la seule) déformation pénétrative dans les formations mésozoïques (stéréo ZALUNG-W, fig. 19).

#### Les formations paléozoïques

D2 produit des plis mégascopiques à vergence WSW. Ces plis sont plus ou moins redressés par l'Anticlinal de Nyimaling et leur aspect diffère en fonction de leur position proche ou éloignée du coeur de la chaîne. Ce sont:

- des antiformes synclinales et synformes anticlinales, à surfaces axiales subverticales, dans les formations paléozoïques (fig. 20 + 21A), et
- des plis déversés vers l'ouest, à la base des calcaires de Kioto, à l'ouest du Zalung-karpo-la (fig. 23A).

A cause du faible plongement axial dans cette région, les différentes formations sédimentaires s'étendent sur plusieurs vallées voisines. Pour les cartes, nous avons souvent dû localiser les fermetures des plis sur l'image-satellite.

Une différence majeure existe entre la partie SW de la chaîne et la région de la Langthang-chu plus au nord (v. ci-dessus): c'est la présence de grands plis D2 qui affectent ensemble les formations cambriennes (Karsha, Kurgiakh) et les formations du Paléozoïque supérieur (Lipak, Po, Kuling) (fig. 19 et 20). Les Fms. Kurgiakh, Lipak/Po, Kuling sont moins détachées entre elles qu'au nord, et cette tranche ne représente plus une zone de cisaillement ductile parallèle aux limites des formations.

Néanmoins, les plis couchés D2 témoignent d'un transport tectonique vers l'ouest qui diminue vers le bas dans les quartzites de la Fm. Karsha. Mais, dans l'essentiel, les Fms. Karsha à Kuling restent solidaires entre elles.

La surface de chevauchement principale, à la base des marbres de Lipak au nord, doit être située en-dessus des formations restées solidaires à leur soubassement. Nous la cherchons dans les schistes triasiques, mais la résolution cartographique n'est pas suffisante pour permettre de la localiser.

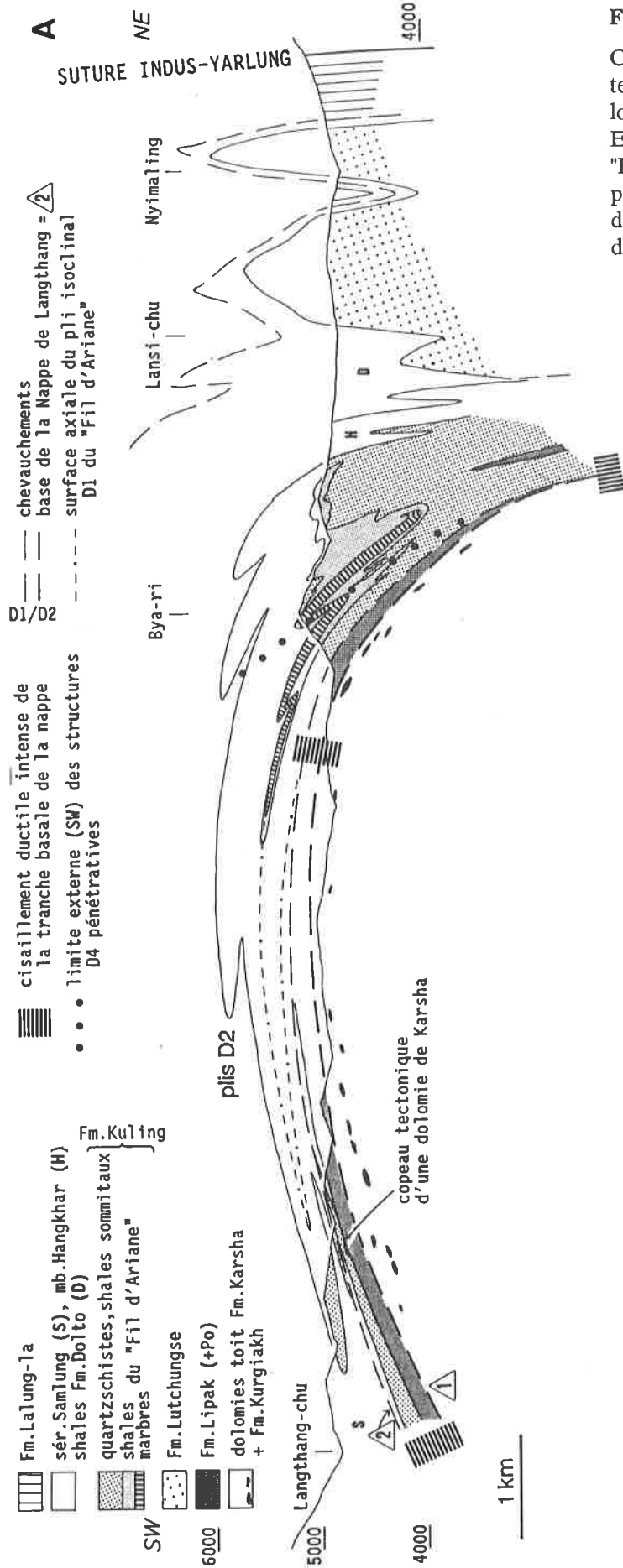


Fig. 18

Coupe tectonique à travers la terminaison NW du Nyima-ri-thrö (A, localisation: fig. 3). Elle montre le double-pli D1/D2 du "Fil d'Ariane" (structure fermée dans le plan de la coupe !), ainsi que le détail de la tranche basale fortement cisailée de la Nappe de Langthang.

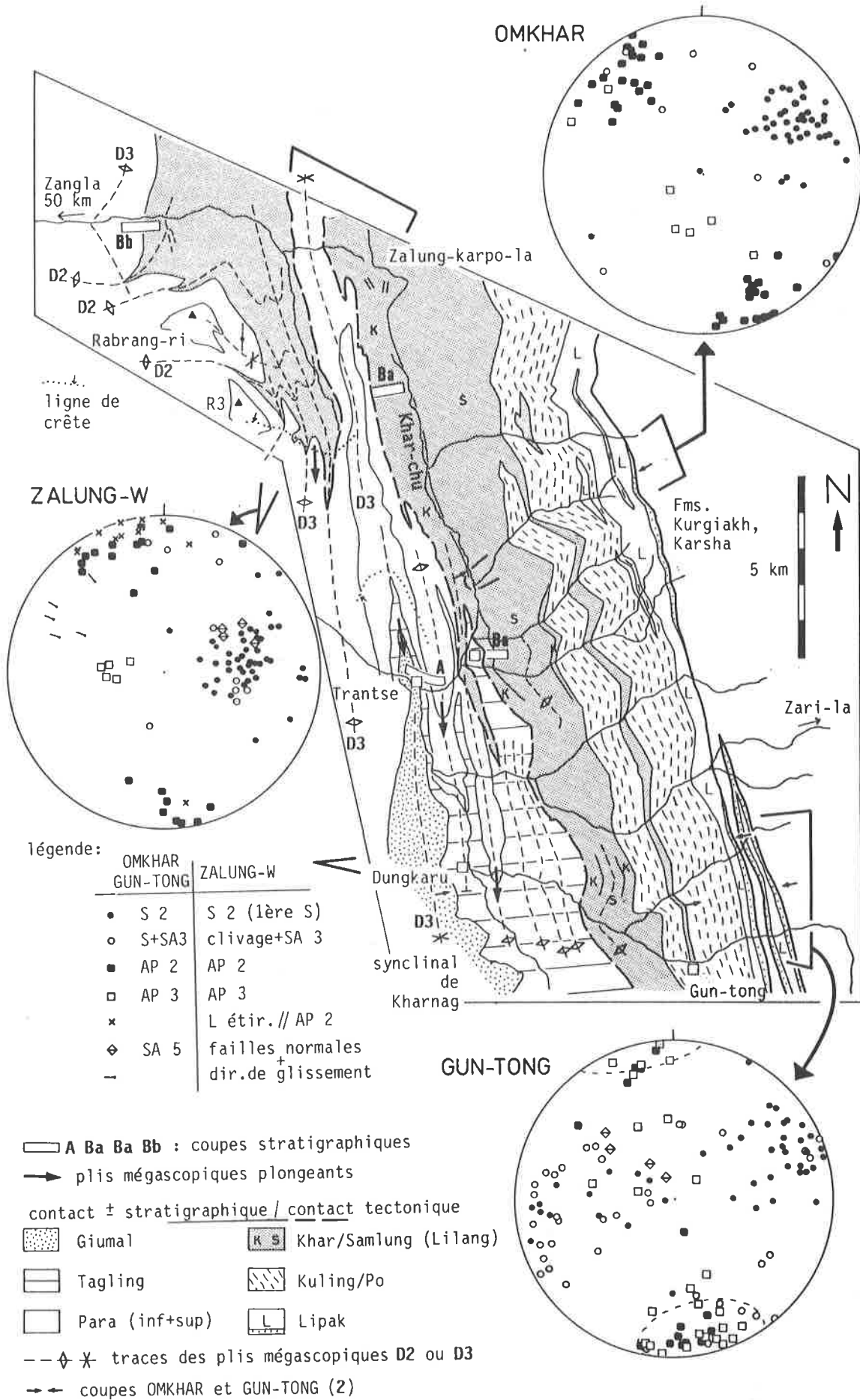


Fig. 19

Carte structurale de la région au sud du Zalung-karpo-la (flanc externe (SW) de l'Anticlinal de Nyimaling).

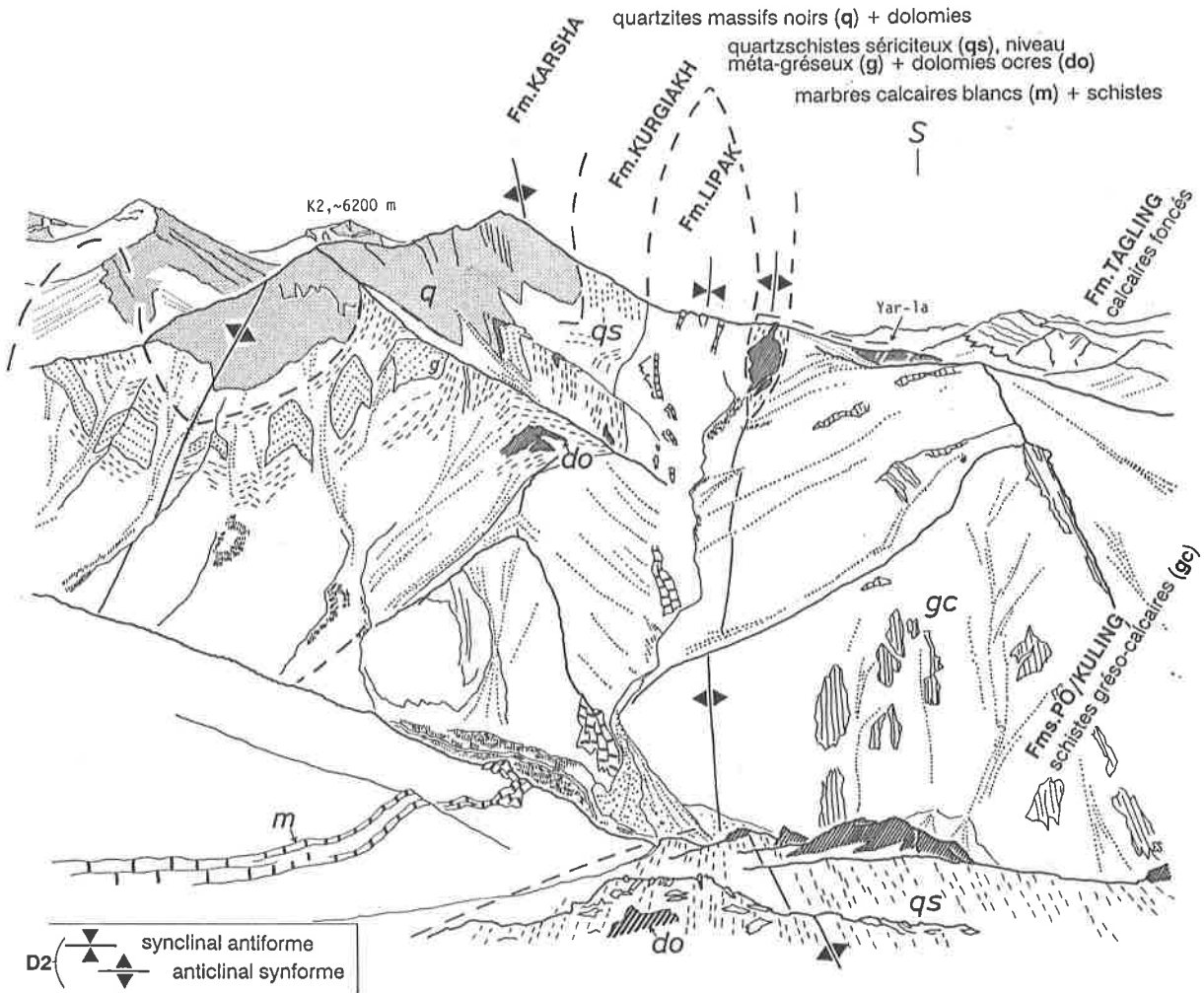


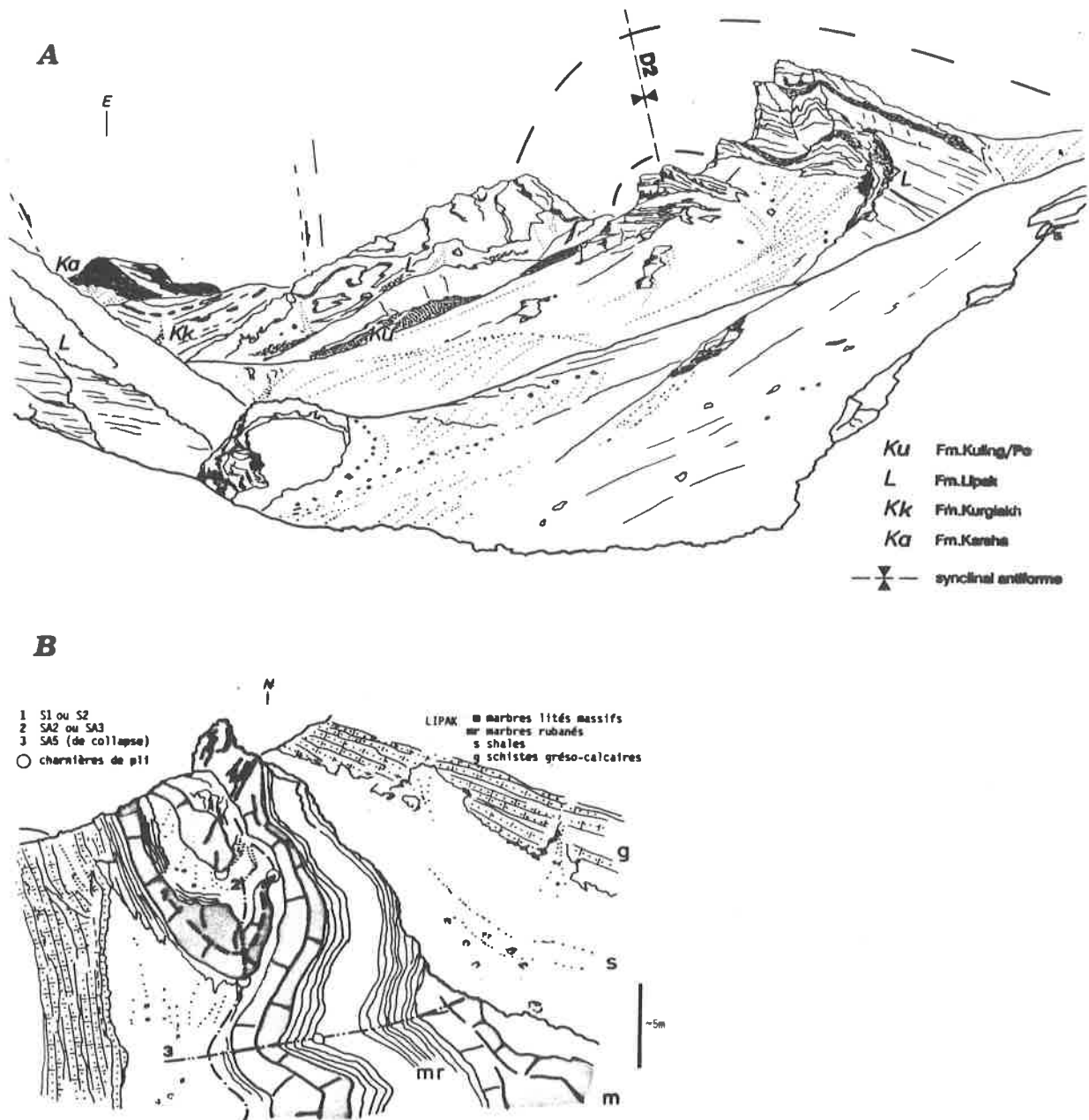
Fig. 20

Plis à têtes plongeantes, redressés par l'Anticlinale de Nyimaling (arête au sud de Gun-tong). Il est exceptionnel, dans le Nyima-ri-thrö, que les formations cambriennes (Karsha, Kurgiakh) soient replissées en solidarité avec les formations plus jeunes.

### Les schistes triasiques et la dalle des calcaires de Kioto

Le long de la Khar-chu, la base des calcaires de Para (Gr. Kioto) est fortement mylonitisée (éléments de brèches étirés: pendages moyens N à NW du long axe). Les termes 5 + 6 du Gr. Lilang sont tectoniquement supprimés (fig. 10B). Cette surface est replissée par les plis D3 hectométriques, dont les traces axiales sont marquées sur la fig. 19. Ce **contact tectonique** de la dalle des calcaires de Kioto sur les schistes de Lilang, à l'est de la demi-fenêtre du Rabrang, est alors le résultat de la déformation D2.

Le déversement vers l'ouest des plis, qui affectent les calcaires de Para, nous amène à la même conclusion. On reconnaît ces plis spectaculaires sous les sommets Rabrang-ri et R3, suivant le bord sud de la demi-fenêtre (fig. 19, 23A + 35); ils indiquent la même vergence externe que les plis synschisteux D2 dans la vallée de Langthang (pt. 1 + 2).



**Fig. 21**

**A:** Synclinal antiforme des marbres carbonifères de Lipak à la base de la Nappe de Langthang. Nous avons observé la fermeture du pli plus haut dans la vallée. A la base de la zone de cisaillement ductile apparaissent les séricito-schistes et les dolomies cambriennes de la Fm. Kurglakh. (5050 m env., 2e longue vallée latérale de la Khar-chu; dessin d'après photo.)

**B:** Double-pli isoclinal (redressé lors de D3) dans les marbres de Lipak. Les deux surfaces axiales 1 et 2, parallèles à grande échelle à la schistosité principale subverticale S2 ou S3, sont replissées par des plis métriques de collapse vers l'ouest, à surface axiale subhorizontale. (env.4600 m, vallée de Gun-tong, versant droit: l'exemple provient du pied de la bande de marbre "m" de la fig. 20.)

(Le seul constat stratigraphique suffirait pour infirmer l'interprétation de cette cascade de plis en têtes de nappes rétrodéversées comme l'imagine SEARLE 1986, fig. 10c,d<sup>14</sup>.)

A l'ouest des sommets Rabrang-ri et R3, la dalle des calcaires de Kioto **n'est plus détachée** des schistes de Lilang sous-jacents (cf. contact stratigraphique intact entre le Gr. Lilang et le Gr. Kioto, coupe Bb, fig. 10). Une telle situation peut s'expliquer de deux façons:

1. par une tectonique disharmonique dans les deux étages (Lilang / Kioto), ou
2. par une faille inverse qui recoupe les calcaires de Kioto vers le haut, dans la prolongation de la demi-fenêtre vers le sud.

Une telle faille pourrait suivre la mince bande de schistes triasiques, figurée par FUCHS (1986) à 5 km à l'ouest de Trantse et que nous n'avons pas atteinte (chevauchement D2 ou coeur d'antiforme D3 ?).

### D3

Cette déformation est liée à l'Anticlinal de Nyimaling (ch. D.3, 1). C'est la **première déformation à vergence retour (NE)**.

L'empreinte de D3 n'est pénétrative que dans des étages tectoniques bas (les formations paléozoïques): en général, la schistosité S3 recoupe S2 à un très petit angle de 10-20°. Dans les formations mésozoïques, D3 est la deuxième déformation: localement, elle produit une schistosité dans les lithologies les plus incompetentes.

Tout à l'ouest, la demi-fenêtre du Rabrang est un grand pli D3 (fig. 19). Il réoriente plus ou moins fortement les plis D2 discutés ci-dessus. Vers l'est, les plis D2 à vergence ouest sont de plus en plus redressés par l'Anticlinal de Nyimaling (fig. 35). Les surfaces axiales SA2 et SA3 se parallélisent (p.ex. fig. 21B).

Dans la Fm. Kuling, on identifie des plis D3 par la répétition des séries isoclinales (D2) du "Fil d'Ariane" (fig. 22). Les anti- et synclinaux serrés dans la dalle des calcaires de Kioto entre Trantse et Kharnag sont essentiellement des plis D3, par analogie à la situation dans la demi-fenêtre de Rabrang (pl. 10C). Mais il est possible que D3 renforce des plis dessinés par D2.

Au Zalung-karpo-la, le contact tectonique entre la dalle des calcaires de Kioto et les schistes triasiques (v. ci-dessus) a été réactivé **en direction est** lors de D3: le long de plans discrets, dans des calcaires fins qui portent un fort étirement E-W, des veines de calcite sont progressivement décalées vers l'est (fig. 23B). Ce cisaillement s'est effectué dans des conditions moins ductiles que lors de D2.

**D4** : [La déformation pénétrative D4 n'apparaît pas dans cette région, mais seulement dans le flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling (fig. 30).]

Une alternative à l'interprétation donnée ci-dessus consisterait à envisager que le basculement des structures D1 et D2 lors de D3 aurait précédé la formation des plis retour. Ces derniers, attribués ici à D3, correspondraient alors à une quatrième déformation.

### D5

Localement, des plis tardifs de *collapse* affectent le versant SW du Nyima-ri-thrö: leurs SA ont un faible pendage (fig. 21B). Au SW du Zalung-karpo-la, nous associons à cette déformation quelques failles normales (stéréo GUN-TONG et ZALUNG-W, fig. 19).

### Résumé

Une zone de chevauchements et de cisaillements ductiles peut être identifiée au sein des formations sédimentaires de l'Himalaya Téthysien: sa base est située dans les méta-shales de la Fm. Kurgikh (Cambrien sup.) et son effet décroît vers le haut dans la Fm. Kuling (Permien sup.), à la base de la **Nappe de Langthang**.

Au nord, la localisation des déformations D1 et D2 (tab. 1) démontre la concentration des déformations tangentielles dans les formations carbonifères et permienues de l'Himalaya Téthysien. De la sorte, les formations du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque sont transportées en direction du bouclier indien. Au sud, les formations du Paléozoïque supérieur restent solidaires à leur soubassement, tout en

14 Sa fausse interprétation de ces grands plis (basée sur une méconnaissance de la stratigraphie) est à l'origine du concept erroné des "Khurnak nappes" à vergence retour qui se répercute dans plusieurs de ses "synthèses" de l'Himalaya (p.ex. SEARLE et al. 1987).



subissant les intenses déformations, observées dans la Nappe de Langthang. Nous invoquons un chevauchement plat (*flat thrust*) dans les schistes triasiques comme prolongation de la zone de chevauchements ductiles au nord.

#### 4. ETIREMENTS

La fig. 25A montre le **parallélisme systématique entre les linéations d'étirements L2 et les axes de plis AP2** (cf. aussi fig. 11, STUTZ & STECK 1986).

Nous avons mesuré les étirements L2 dans les sédiments méta-gréseux ou sur des veines de quartz, plus rarement dans les marbres et calcschistes. Nous les observons comme objets étirés (nodules d'origine sédimentaire, fossiles, galets) ou sous forme de grains de quartz allongés sur la surface de schistosité S2. Dans la charnière de l'Anticlinal de Nyimaling et sur son flanc occidental, seule la déformation D2 syn-métamorphique (ou: D1/2 ?) a donné naissance à des étirements forts. Localement, ces étirements L2 peuvent être nets à un niveau tectonique élevé: ils sont matérialisés dans les grands plis sous le Rabrang-ri (fig. 19) par la déformation de coraux ou d'éléments de brèches (pl. 9E).

Il est remarquable que la déformation interne se traduise par un **étirement orienté parallèle aux axes de pli, et donc subperpendiculaire à la direction de vergence (WSW) des grands plis de recouvrement.** Nous tenterons de donner une interprétation cohérente de ces faits dans le chapitre F.

#### Fig. 22

Observations le long de la 2e longue vallée latérale de la Khar-chu, représentées dans un profil N60°E. Le "Fil d'Ariane", repère au sein de la Fm. Kuling, peut être identifié par ses niveaux caractéristiques, définis au nord (fig. 16).

a: profil lithologique OMKHAR (localisation: fig. 19);

b: projection des deux schistosités principales S0/1 + S2 dans le segment inférieur des schistes de Kuling/Po, montrant

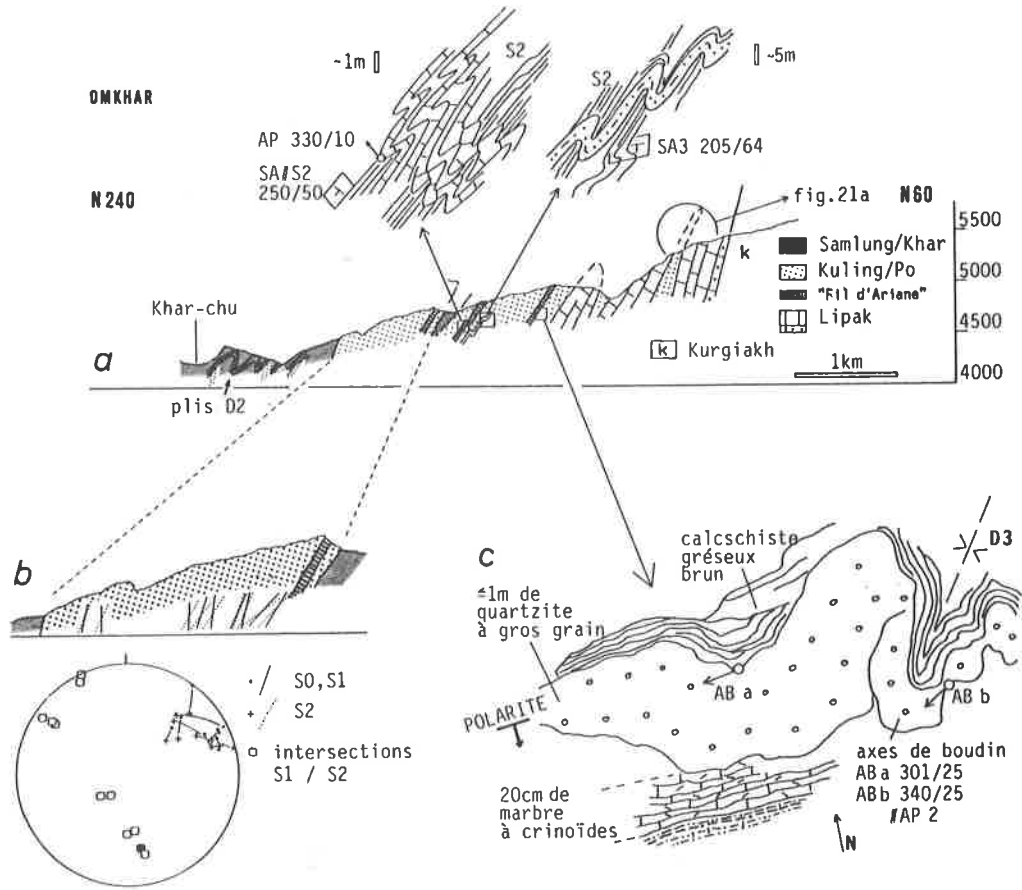
- le plus faible pendage de la seconde schistosité, dû à la rotation qu'a exercée la montée de l'Anticlinal de Nyimaling;

- la corrélation approximative des intersections S0/1 - S2 avec les axes des petits plis D2 (stéréogramme OMKHAR, fig. 19).

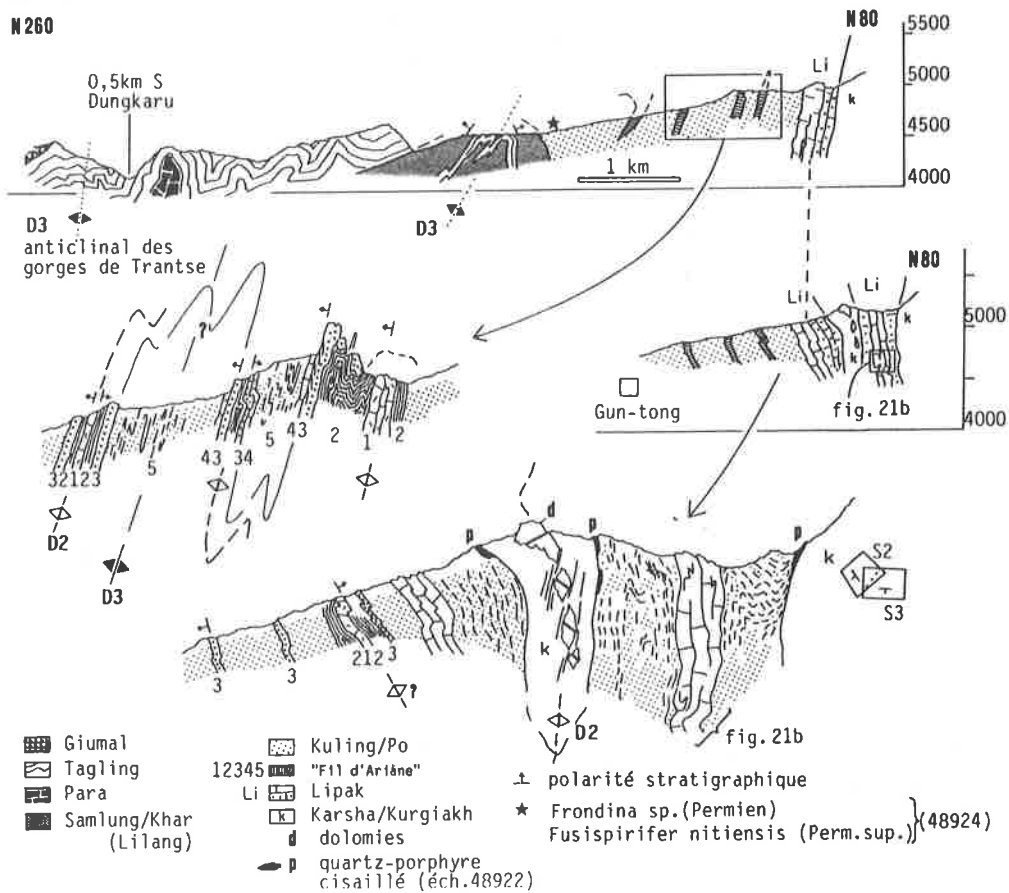
c: les niveaux 3 et 4 (couplet quartzite/marbre) du "Fil d'Ariane" indiquent une polarité stratigraphique inverse; le boudinage des quartzites a précédé les plis retour D3.

Observations au nord de Gun-tong, représentées dans deux profils N80°E (localisation: fig. 19).

Les deux segments détaillés illustrent les observations en suivant les deux longues arêtes ENE-WSW au nord de ce village: la symétrie multiple des niveaux 1,2,3,4,5 du "Fil d'Ariane" est particulièrement évidente dans le profil supérieur. Le pli D3 dans les schistes de Lilang est marqué par les calciturbidites du mb. Hangkhar.



**GUN-TONG**  
N 260



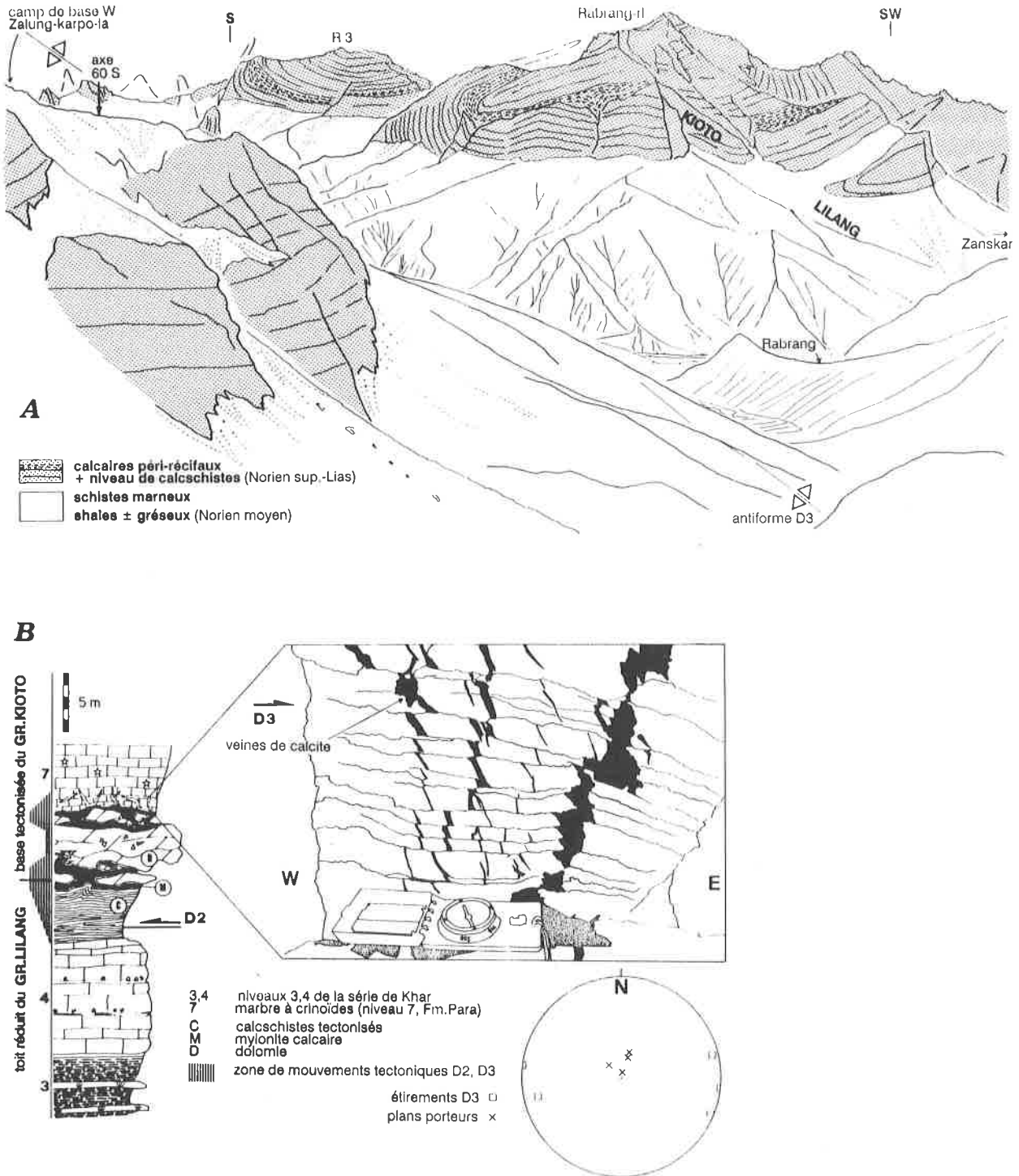


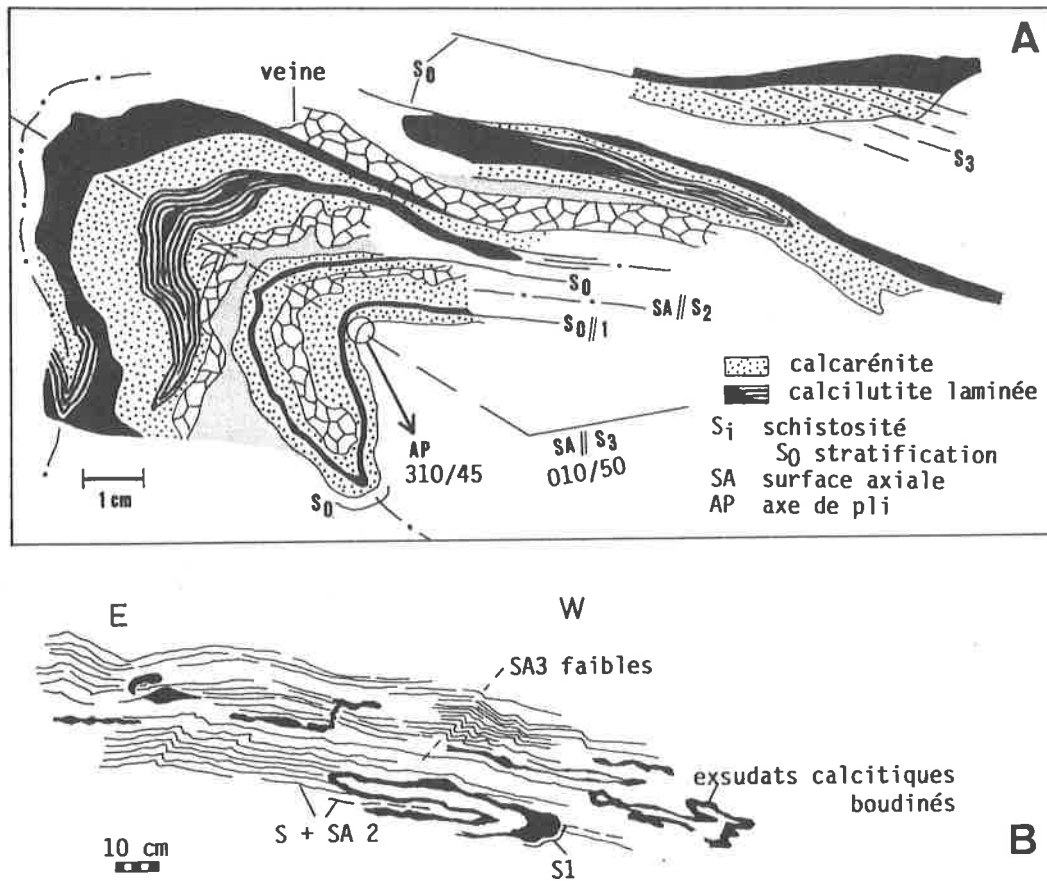
Fig. 23

**A:** Vue depuis le Rabrang-la en direction sud.

La base des calcaires de Kioto (falaises) forme une cascade de plis D2, déversés vers l'ouest; les axes de pli plongent vers le sud.

**B:** Observation à la base de la dalle calcaire de Kioto, au nord du Zalung-karpo-la.

L'expulsion vers l'ouest des termes stratigraphiques 5 et 6 de la série de Khar précède une tectonique cisailante en sens inverse (E), supposée parallèle à de fortes linéations locales, et qui est mise en évidence par le décalage progressif des veines de calcite. (L'influence de la stylolithisation de ces plans de glissements diminue l'amplitude réelle des mouvements D3.)

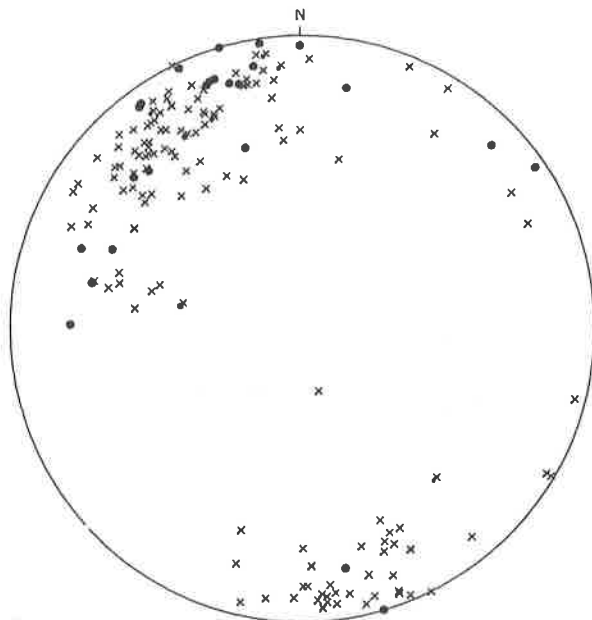


**Fig. 24**

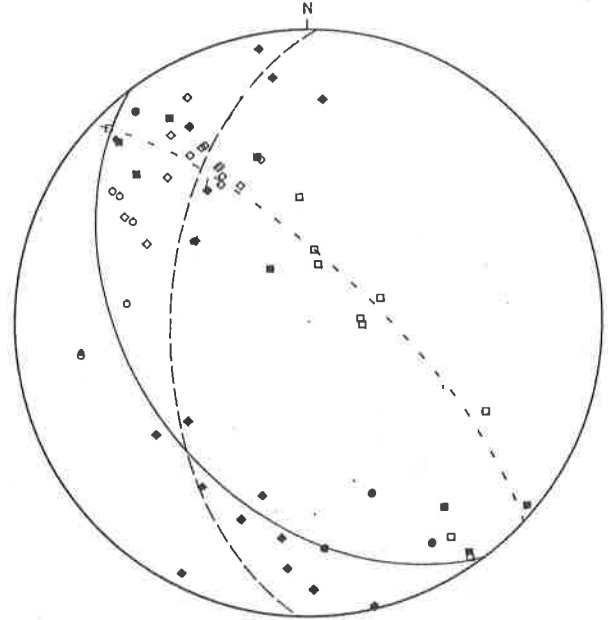
**A:** Micropli polyphasé dans un calcschiste resédimentaire.

A remarquer les charnières isoclines que met en évidence l'alternance de la micrite avec la calcarénite ( $S_0$ )! (3 km de l'entrée de la Lung-tong, accès nord du Rabrang-la: série de Samlung)

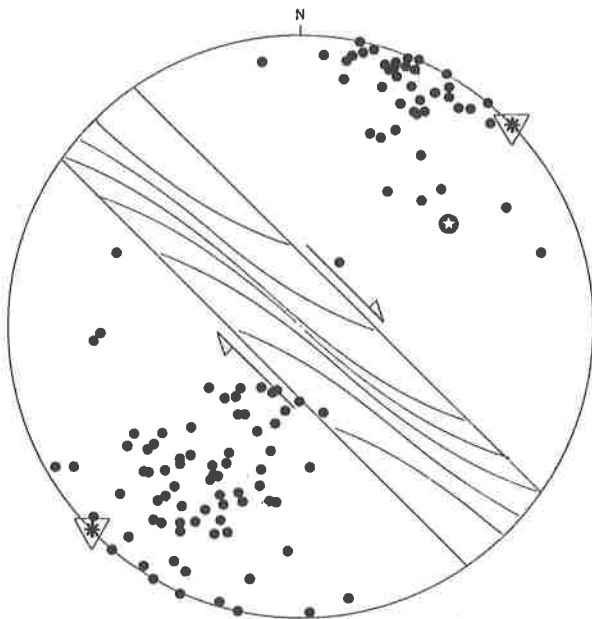
**B:** Dessin d'affleurement dans les calcschistes de Samlung (env. 7 km de l'entrée de la Lung-tong, accès nord du Rabrang-la): démonstration de la faible empreinte des déformations D3/4 dans cette région éloignée du flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling.



**A** LINEATIONS + AXES DE Pli D2 (FLANC EXTERNE/SW)



**B** LINEATIONS D'ETIREMENT L3 (GRANITE)



**C** S4 (FLANC INTERNE DE L'ANTICLINAL DE NYMALING)

hémisphère Inf.  
(projection SCHMIDT)

- A** ● linéations d'étirement L2  
× axes de plis AP2
- B** // // // moyenne des schistosités granitiques G3  
□○□ linéations L3 dans le granite  
◆◆◆ normales à l'intersection des schistosités G2 et G3 dans le plan G3
- C** ★ pôle de la surface de suture ophiolitique et des limites lithologiques dans le couloir de déformation D4  
● pôles de la schistosité S4 dans le flanc interne (NE) de l'Anticlinal de Nymaling  
⊕ valeur moyenne de la schistosité S3 dans la vallée de Langthang

**Fig. 25**

Données structurales, discutées dans les chapitres suivants:  
A: chap. D.2 et F / B: chap. D.3 / C: chap. D.4.

### D.3. L'UNITE DE NYIMALING : LE COEUR DE LA CULMINATION DU TSO MORARI DANS SA TERMINAISON NORD-OUEST

#### Introduction

L'Unité tectonique de Nyimaling est constituée 1. d'un pluton granitique intrusif dans 2. une série méta-sédimentaire, épaisse de plus d'un kilomètre (ch. B.1, B.2). Sur le versant ouest, elle comprend aussi 3. diverses formations plus jeunes que le pluton (fig. 30); nous avons traité de leur style de déformation dans le chapitre D.2.

Le pluton apparaît tantôt comme un orthogneiss, tantôt comme un méta-granite (ch. B.2; cf. fig. 2, STUTZ & THÖNI 1987). Nous appellerons cet ensemble "le granite de Nyimaling".

Cette unité se termine vers le haut par la zone de cisaillement ductile sous la Nappe de Langthang (ch. D.2). Dans ce chapitre, seuls nous concernent ses 90 % inférieurs: le pluton (1) et les quartzites cambriens (2).

#### 1. L'ANTICLINAL DE NYIMALING : DEFINITION DE D3

Les niveaux structuraux les plus profonds du Nyima-ri-thrö apparaissent à la faveur de l'Anticlinal de Nyimaling qui se termine par un fort plongement axial vers le NW, acquis ultérieurement (ch. G). La Nappe de Langthang et la schistosité S2 sont replissées par ce méga-pli et recoupées par la troisième schistosité régionale S3. Cela montre que la troisième déformation régionale D3 est responsable de cette structure.

Le flanc externe (SW) de l'Anticlinal de Nyimaling est faiblement incliné; son flanc interne (NE) est vertical et fortement étiré dans la zone de cisaillement D4 parallèle à la Suture de l'Indus-Yarlung (ch. D.4). L'Anticlinal de Nyimaling est ainsi asymétrique et sa surface axiale SA3 est déversée vers le NE (pl. 10A). Cette vergence NE va dans le sens opposé à celle des déformations D1 et D2, dirigée vers les zones externes. D3 est donc la première déformation à vergence retour.

Vers le sud, le granite de Nyimaling et, avec lui, la trace anticlinale s'éloignent de la suture. L'Anticlinal de Nyimaling n'est probablement pas la continuation directe de l'Anticlinal du Tso Kar - Kiagar-la dans le nord du Rupshu (THAKUR & VIRDI 1979), mais une structure de relais orientée en échelon par rapport à celui-ci.

#### 2. LES QUARTZITES AUTOCHTONES: UN EPAIS PRISME RESISTANT A TOUTE DEFORMATION PENETRATIVE

Les quartzites des Fms. Phe et Karsha (Mb. Mauling) d'âge cambrien ont subi une très faible déformation interne: nous pensons que leur extrême compétence est la conséquence de l'effet thermique de l'intrusion du granite à l'Ordovicien (ch. E, 2).

Sur le côté externe (W), la série sédimentaire atteint son épaisseur maximale; à moins de 200 m sous la base cisailée de la Nappe de Langthang, nous ne pouvons observer plus que deux faibles schistosités S2 et S3. L'absence d'horizons ductiles dans cette série ne permet pas d'envisager une concentration locale de déformations aussi importantes que celles à la base de la Nappe de Langthang; la déformation par plissement est également très faible. Le contact intrusif du granite dans les sédiments est resté parfaitement intact.

Sur le côté interne (E), les sédiments de l'Unité de Nyimaling se biseautent complètement sur une distance de quelques kilomètres, entre la base de la Nappe de Langthang et les orthogneiss: les minces reliques ne montrent aucune déformation interne et les structures sédimentaires sont bien préservées.

La tranche épaisse des sédiments de l'Unité de Nyimaling n'a subi qu'un très faible raccourcissement tectonique et, sauf dans la zone de cisaillement dextre D4 (ch. D.4, 5), elle est restée solidaire de son soubassement granitique.

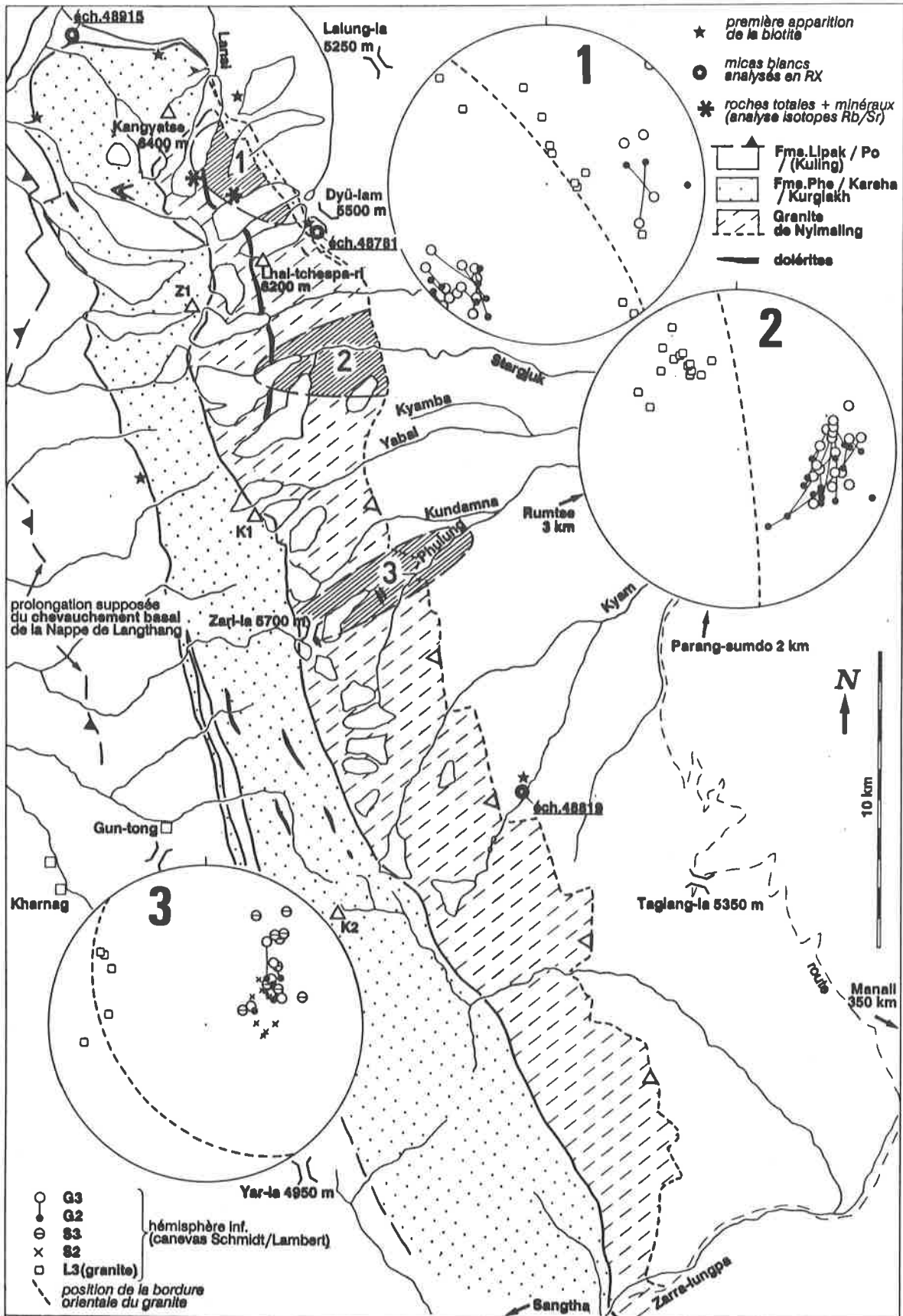


Fig. 26

Carte du coeur de l'Anticlinal de Nyimaling.

Les données structurales qui figurent dans les stéréogrammes proviennent des trois domaines hachurés 1, 2, 3.

### 3. ANALYSE DE LA DEFORMATION DES ORTHOGNEISS

#### Géométrie et structures à l'échelle régionale

La fig. 26 montre l'extension du pluton entre le Kangyatse au nord et la route Taglang-la - Sangtha, 45 km plus au sud; elle illustre aussi sa structure interne formée de **deux schistosités à pendage fort qui se recoupent selon un angle de moins de 20°** (pl. 3A). A l'ouest, les quartzites cambriens non déformés surmontent le toit de l'intrusion; sur le flanc interne, le granite de Nyimaling rétrocharrie sur la racine de la Nappe de Langthang, en direction N ou NE (pl. 10F). Il s'amincit jusqu'à moins de 2 km à la terminaison sud du Nyima-ri-thrö.

L'analyse de déformation du granite de Nyimaling montre que

- 1- les deux schistosités granitiques G appartiennent à deux phases de déformation distinctes;**
- 2- les deux schistosités sont le résultat de la déformation D2 des cisaillements dirigés vers le bouclier indien (Nappe de Langthang), et de la déformation D3, associée au pli retour de l'Anticlinal de Nyimaling; nous les appelons G2 et G3.**

La deuxième schistosité G3 réoriente la première G2 de façon inhomogène et atteint un maximum d'intensité vers la bordure interne (E) du pluton. G3 a en général un pendage plus fort que G2 (fig. 26). Un étirement fort (L3) est fréquent sur G3, tandis que G2 ne contient que rarement un étirement (L2).

#### Distinction de deux schistosités indépendantes

Le sens de la réorientation de G2 par G3 n'est pas le même partout, comme on l'exigerait dans un régime de cisaillement uniforme (tel p.ex. celui qui engendre les structures S-C, BERTHE et al. 1979). Cependant, l'orientation de la déformation finie (schistosités, étirements) diverge peu lors de la formation successive de G2 et G3. Il ne s'agit pas d'un couple de textures planaires pénécontemporaines comme les textures S-C, mais bien de deux schistosités consécutives.

Envisageons d'abord l'hypothèse de la formation de deux familles de surfaces planaires nées en régime de cisaillement simple: une schistosité S se forme perpendiculairement à la direction z de la déformation finie, et une autre anisotropie planaire C fonctionne comme surface de cisaillement. L'orientation variable (sigmoïdale) de S provient alors de la variation des trajectoires du plan xy de la déformation finie (BURG & LAURENT 1978). Le rapport xy (l'étirement) est inversement proportionnel à la diminution de l'angle entre les deux familles de structures planaires; l'orientation de x (la direction de l'étirement) est perpendiculaire à l'intersection des deux plans.

Nous avons calculé les normales à l'intersection (NIS) des schistosités G2 et G3 à partir des mesures des deux schistosités granitiques; ils sont représentés avec les linéations L3 (étirements sur la surface G3) dans la fig. 25B. Pour satisfaire ce modèle, les deux familles de droites devraient coïncider en gros.

Environ un quart des NIS sont à <20°, un autre quart diverge entre 20 - 45° et la moitié des NIS diverge de plus de 45° des linéations L3. Ce résultat est contraire à ce qu'exige le modèle S-C discuté ci-dessus. La schistosité G3 (contenant la linéation L3) doit être considérée comme une structure autonome, distincte d'une schistosité G2 préexistante.

#### Corrélation des déformations à la base granitique de l'Unité de Nyimaling avec celles dans la Nappe de Langthang

Les deux schistosités G2 et G3 recoupent les limites du granite de Nyimaling selon un petit angle et suivent les légers changements régionaux de ces limites (stéréogrammes sur la fig. 26). Seule l'intersection de G3 avec le pourtour du pluton désigne ses deux bordures comme les deux flancs d'une antiforme: la surface axiale SA3 de l'Anticlinal de Nyimaling est alors contenue dans le granite, qui est son coeur structural.

Il n'y a pas de continuité des structures entre la Nappe de Langthang et le granite de Nyimaling, à travers les quartzites cambriens, épais de 1-2 km; de ce fait, leur corrélation directe est gênée. L'orientation de G3 s'étale pourtant dans le même champ que celle de S3 dans les sédiments (ch. D.2, 2; fig. 17 <-> 26). G3 semble alors correspondre à S3 en-dehors de l'aurole thermique.

Nous ne connaissons pas la géométrie originelle de la première schistosité G2. Cependant, la surface de stratification S0 dans les sédiments intrudés par le granite est un marqueur pré-D3: elle est replissée dans l'antiforme SA3 (fig. 3). Nous avons montré que D3 est responsable de la deuxième famille de structures de déformation (G3 et L3).

La première schistosité G2 a pu se former soit dans un stade précoce de D3, soit lors de D2. Nous préférons la deuxième solution, en tenant compte de l'observation que la température maximale du métamorphisme régional a été atteinte lors de D2 (ch. E, 3). De telles conditions (schistes verts supérieur) rendent les roches granitiques très ductiles, et on peut difficilement considérer que, pendant D2, elles soient restées non déformées.



### Déformations postérieures

Une discordance angulaire entre les structures de déformation du granite de Nyimaling et une schistosité intense plus jeune est très bien marquée tout le long du bord interne du pluton (fig. 12; ch. D.4, 4).

L'intensité de la déformation du granite augmente de l'ouest vers l'est. Au sud, les deux structures et la limite orientale du pluton sont fortement déversées vers l'est (stéréo 3, fig. 26) et l'Unité de Nyimaling **rétrochevauche la racine de la Nappe de Langthang** le long d'une surface à pendage SW, vers le NE ou le N. Une telle structure est analogue à celle du granite de Rupshu étudié par BERTHELSEN (fig. 41; 1953).

Tous ces effets sont postérieurs à la formation de ses schistosités. On peut associer le rétrocharriage à la base du pluton aux mouvements décrochants suivant sa terminaison au nord. Nous y reviendrons dans le chapitre suivant, lors de la discussion cinématique de la déformation D4.

### Résumé

L'Anticlinal de Nyimaling est l'expression de la première déformation à vergence retour (NE), qui est la troisième déformation régionale (D3). Elle replie la Nappe-pli de Langthang, couverture allochtone de l'Unité de Nyimaling.

Dans les unités de la marge nord-indienne, la déformation D3 reflète le blocage du cisaillement dirigé vers le bouclier indien. Cette déformation met en route les mouvements verticaux qui créent la grande culmination du Tso Morari le long de la zone de suture.

D3 est suivie d'une déformation plus jeune le long du bord interne du pluton et la déformation de la base granitique de l'Unité de Nyimaling s'achève par son rétrocharriage au sud. Nous y découvrons des analogies avec les régions plus au SE, au bord du Tso Morari (BERTHELSEN 1953).

tab. 1

LOCALISATION DES DEFORMATIONS DANS LES FORMATIONS DE L'HIMALAYA TETHYSIEN  
SUR LE FLANC EXTERNE (SW) DE L'ANTICLINAL DE NYIMALING

unités tectoniques:		D1	D2	D3	formations stratigraphiques:	
SW	NAPPE DE LANGTHANG	partie supérieure			D2 pénétrative est la 1ère déformation; D3 locale	Lg, Ki, Gi (Mésos.)
		partie inférieure			D1 - D3 pénétratives; chevauchement D1/D2	Ku, (Lg)
NE	UNITE DE NYIMALING	toit				pas de déformation pénétrative; plis D3 ouverts
		QUARTZITES CAMBRIENS			Phe, Ka	
		GRANITE			D2 et D3 pénétratives (contact intrusif intact)	
		déformations pénétratives : intenses : faibles			abréviations: Phe, Ka: Karsha, Kk: Kurgiakh L: Lipak, Po, Ku: Kuling Lg: Lilang, Ki: Kioto, Gi: Giumal	

tab. 2

LOCALISATION DES DEFORMATIONS  
SUR LE FLANC INTERNE (NE) DE L'ANTICLINAL DE NYIMALING

unités tectoniques:		D1	D2	D3	D4	unités paléogéograph.:	
NE	RACINE DE LA NAPPE DE LANGTHANG	racine interne				D2 et D4 pénétratives (D2 est la 1ère déformation)	parties internes (NE) de l'Unité de la Markha
		racine verticale externe				D1 - D3?/D4 pénétratives	base externe U.Markha + racine des séries des l'Himalaya Téthysien
SW	GRANITE DE NYIMALING					D2 et D3 pénétratives, D3 très intense à la bordure NE du pluton	granite (+ reliques des sédiments téthysiens)
		déformations pénétratives : intenses / : faibles					

#### D.4. STRUCTURES DE DEFORMATION DANS LE FLANC INTERNE (NE) ET DANS LA VALLEE DE LA MARKHA

##### 1. L'UNITE DE LA MARKHA EST LA RACINE DE LA NAPPE DE LANGTHANG

Dans le bâti aussi bien géographique que géologique de cette chaîne, les collines du Bya-ri occupent une position clé. En décrivant leur structure au début du chapitre D.2, nous avons reconnu le style des déformations D1 et D2 à vergence externe; par ailleurs, nous avons déjà vu la limite SW discordante de la zone dominée par la déformation D4: la dominance de cette déformation, dans un couloir le long du flanc interne du Nyima-ri-thrö, sera l'un de ses traits essentiels.

L'Unité de la Markha occupe la majeure partie du flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling. La carte (fig. 12: détail de la fig. 3) montre que ses séries les plus anciennes (Permien?, Trias) affleurent dans sa partie SW et dans son coeur, aux alentours de la plaine de Nyimaling. Les séries plus jeunes (Jurassique, Crétacé) n'affleurent que le long de sa limite interne (NE), et le Crétacé sous la klippe ophiolitique d'Omlung-gompa seulement; tout ce domaine est fortement replissé. L'Unité de la Markha est alors, dans ses grands traits, basculée vers le NE.

L'Unité de la Markha ne forme pas de nappe tectonique sur l'Himalaya Téthysien; elle est restée au NE, dans sa position paléogéographique initiale (ch. C). La seule cartographie lithostratigraphique montre

1- le **procharriage** d'une partie plus interne de l'Unité de la Markha (Fms. Dolto + Lalung-la) sur une autre plus externe; il suit un niveau fortement incompetent, aminci en position interne, épaissi en position externe.

Ce chevauchement affleure bien entre Nyimaling et Shiyul (fig. 12); il est lié aux déformations D1 et/ou D2 à vergence externe, car il a été replissé lors des déformations plus jeunes;

2- un très fort raccourcissement sous forme de **plis serrés**, qui sont **verticalisés** comme toute la zone.

Les formations de l'Himalaya Téthysien s'enracinent également dans le flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling: les formations du Paléozoïque supérieur se prolongent à la base cisailée de la Nappe de Langthang dans sa "racine verticale externe" (v. ci-dessous). Le métamorphisme croissant vers le sud ne permet ensuite plus de distinguer clairement les formations de l'Himalaya Téthysien de celles de l'Unité de la Markha. Nous montrerons que, au sein des formations post-cambriennes de l'Himalaya Téthysien et de l'Unité de la Markha, il n'y a ni discordance des déformations, ni discontinuités lithostratigraphiques majeures: toute l'histoire des déformations leur est commune. L'Unité de la Markha est la racine virtuelle des formations post-cambriennes de l'Himalaya Téthysien.

La discordance structurale des formations post-cambriennes avec les quartzites cambriens sous-jacents, - les orthogneiss plus au sud -, persiste: c'était l'un des critères qui permettait de distinguer une nappe-pli ductile (de Langthang) de son soubassement tectonique (Unité de Nyimaling; STUTZ & STECK 1986).

##### 2. STRUCTURES DE DEFORMATION

Par le nombre et le style de déformations, le flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling se divise en deux zones (fig. 30):

- a. au SW, la **racine verticale externe** Omlung-Dyülam (RVE) (D-D'-D", fig. 12), et
- b. au NE, la **racine interne** (RI), faiblement déformée, qui suit la ligne de suture.

Dans la "racine verticale externe", nous reconnaissons **3 déformations**; la "racine interne" montre les structures de **2 déformations**; le tab. 2 établit leurs relations.

##### D1+2

Dans la "racine verticale externe", on peut parfois mettre en évidence deux déformations précoces par leurs schistosités (S1 et S2), antérieures à la schistosité principale S4; quelques exemples illustrent que S1 et S2 sont associées à des plis isoclinaux (fig. 27). Deux écaillés tectoniques de roches anciennes, emballées dans une série plus jeune, apportent la preuve d'une allochtonie précoce dans la racine de la Nappe de Langthang; nous y reviendrons ci-dessous.

Des étirements forts, ondulants et réorientés sur S4 dans les parois de l'éperon de Lutchungse, doivent également appartenir à ces déformations D1/D2 (fig. 7: STUTZ & STECK 1986).

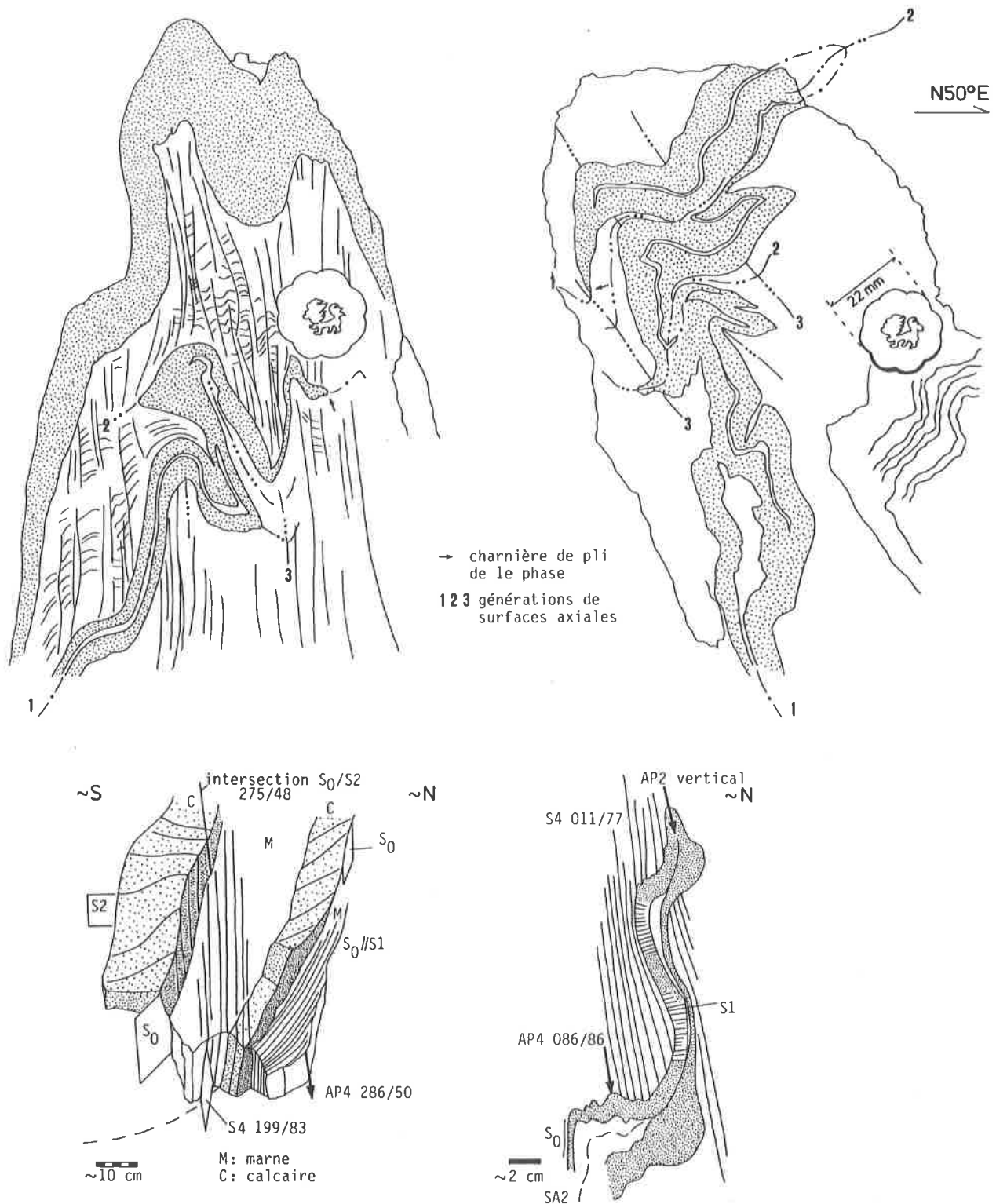


Fig. 27

Deux triples-plis, formés par des lits de quartzites dans les quartzschistes cambriens des écaïlles du La-zekarpo (1 dans la fig. 30).

La surface axiale 3 est parallèle à la schistosité principale  $S_4$  du flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling; nous associons les SA 1 et 2 aux déformations D1 et D2.

Deux exemples de plis polyphasés, provenant de la barre calcaire, extrêmement déformée, qui suit la Markha-chu (fig. 29): ils montrent l'empreinte des trois déformations D1, D2 et D4 dans le flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling.

(gauche: entrée du Lung-tong; droite: gorge en face de Dolto)

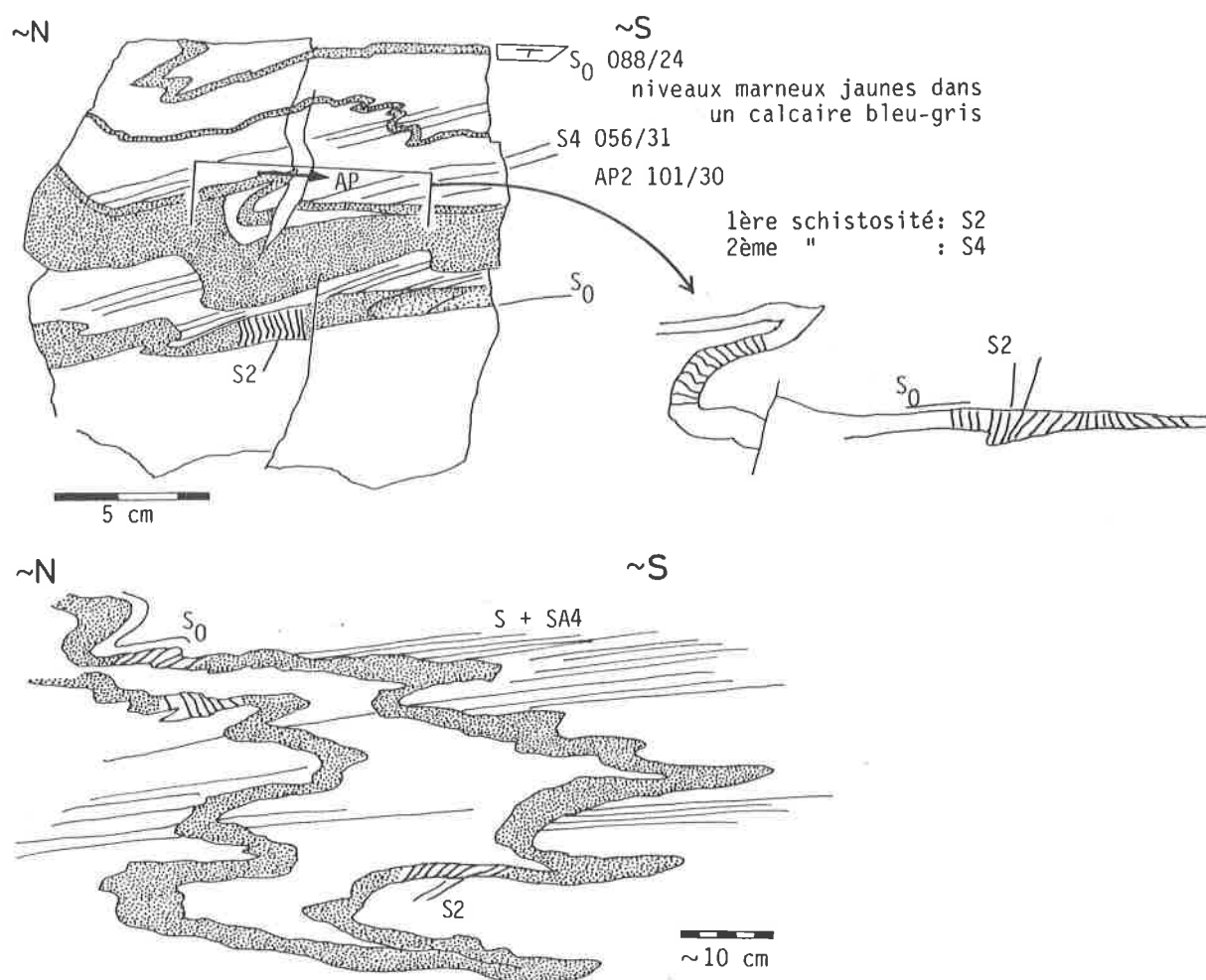


Fig. 28

Exemples de déformation dans la "racine interne" faiblement déformée, à quelques centaines de mètres de la suture de l'Indus: seules deux déformations, interprétées comme D2 et D4, y sont visibles (Fm. Lalung-la; 3 km NW Gongmaru-la).

#### D4 (D3 + D4)

La structure principale de la **racine verticale externe** est une schistosité subverticale, appelée S4; elle efface entièrement les anciennes structures où elle devient une schistosité mylonitique.

Il s'agit de S4 et non de S3, car cette structure est discordante et postérieure à la schistosité G3 des orthogneiss dans le coeur de l'Anticlinal de Nyimaling (pt. 4, ci-dessous). La valeur moyenne de l'orientation de S4 est également séparée d'environ 60° de celle de S3 des sédiments du flanc externe (fig. 25C); leurs trajectoires horizontales sont encore distinctes d'environ 30° (fig. 30).

L'orientation très particulière de S4 sera un argument important pour l'interprétation cinématique; nous avons reporté ses trajectoires en 6 localités, le long de la "racine verticale externe" (fig. 12).

Nous observons deux schistosités dans la **racine interne** (fig. 28): la seconde schistosité est S4, comme le montre sa continuité géométrique avec S4 de la racine externe. Nous considérons la première comme S2, car:

- sur le flanc externe de l'Anticlinal de Nyimaling, D1 est restreinte à la base de la Nappe de Langthang; celle-ci se prolonge dans la "racine verticale externe" du flanc interne;
- S2 est la plus importante structure régionale dans les zones non oblitérées par D4;
- D2 est responsable de chevauchements provergents dans le flanc externe, mais aussi dans le flanc interne (fig. 30).

### 3. LES ECAILLES TECTONIQUES SITUÉES DANS LA RACINE DE LA NAPPE DE LANGTHANG

Depuis l'arête du Dyü-lam vers le sud, deux écaïlles tectoniques de quartzschistes et dolomies cambriens sont emballées dans le Permien téthysien, à la base de la Nappe de Langthang (fig. 12 + 35). Elles sont très allongées et parallèles à la base de la Nappe de Langthang (fig. 30). Ces écaïlles sont constituées de termes lithologiques, issus du sommet des formations cambriennes; ces dernières sont absentes dans tout le flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling.

On ne trouve pas les marbres carbonifères au contact des écaïlles, mais ils sont replissés ailleurs dans les sédiments permien. Cela indique un contact chevauchant du Permien sur les formations plus anciennes, comme au Bya-ri et dans la vallée de Langthang.

On peut clairement identifier trois déformations (v. ci-dessus) dans les écaïlles et dans les roches qui les entourent. Elles ont subi les mêmes déformations. Nous y voyons une évidence pour une **allochtonie précoce** de la Nappe de Langthang dans sa partie la plus interne, car ces sédiments anciens ont nécessairement été arrachés du substratum lors des déformations chevauchantes **avant D3/D4**. Ces écaïlles appartiennent alors réellement à la Nappe de Langthang.

### 4. LA DISCORDANCE DES STRUCTURES AU CONTACT INTERNE DU GRANITE VERS LA RACINE DE LA NAPPE DE LANGTHANG

La distinction des structures D4 dans la "racine verticale externe" découle d'une **double discordance**:

- 1- avec les structures D3 des orthogneiss (G3) et des sédiments (S3);  
Les structures G3 du granite de Nyimaling sont aussi repliées ouvertement (fig. 30). Leur plus faible pendage WSW au sud (fig. 26) accompagne le rétrocharriage de l'Unité de Nyimaling. Nous devons alors associer ces phénomènes à cette déformation D4 plus jeune.
- 2- à la limite externe du couloir de déformation, parallèle au flanc interne de l'Anticlinal D3 (D-D'-D", fig. 12).  
Au NW du granite, la limite SW de ce couloir peut être structurellement cartographiée dans les sédiments par la présence ou l'absence d'une S4 pénétrative discordante (exemple Bya-ri, fig. 16); vers le SE, cette discordance rallie tout naturellement la limite interne du granite.

La zone à dominance D4 peut être caractérisée par quelques critères simples (fig. 29):

- 1: L'orientation de toutes les structures planaires est **subverticale** et atteint un minimum local de 60° dans le Bya-ri (fig. 16).
- 2: Les limites lithologiques sont **droites et parallèles** à l'échelle cartographique; à l'affleurement, des plis métriques D4 les replissent (cf. Bya-ri, fig. 16).  
(La nature rectiligne des contacts dans une zone pourtant fortement déformée est démontrée de façon très claire par la barre calcaire qui longe la rive gauche du Markha-chu entre Hangkhar et Omlung-gompa; fig. 3.)
- 3: Un petit angle dans le sens **anti-horaire** sépare toujours la schistosité S4 de la direction des limites lithostratigraphiques (fig. 25C). Cette dernière direction est parallèle à la surface verticale de la suture et orientée N135°E.

### 5. CINEMATIQUE DE LA DEFORMATION D4

Ces trois paramètres d'ordre géométrique sont à la base de l'interprétation cinématique de la déformation D4 (fig. 29).

La schistosité S4 subverticale, telle que nous venons de la définir, apparaît tantôt comme une structure associée à des plis, tantôt comme une schistosité mylonitique d'une zone de cisaillement ductile. Par sa position oblique dans un couloir de déformation, nous l'interprétons comme la **structure perpendiculaire au raccourcissement maximal**, dans un régime de **cisaillement dextre**.

#### Structures observées

Dans le premier cas, S4 est subparallèle à la SA de plis D4 déci- à décamétriques (pl. 9B, 10E; fig. 9: arête ouest; fig. 16: partie NE; fig. 27). Très souvent, ce sont des **plis en "Z"** qui, du fait de l'orientation subverticale de leurs SA, indiquent une vergence cohérente avec un sens de mouvement dextre, parallèle à la "racine verticale externe".

Cette "racine verticale externe" devient localement une **zone de cisaillement ductile**. S4 est défléchie et se parallélise davantage vers les limites lithologiques (exemple de l'éperon de Lutchungse: trajectoires de S4 à la localité "C" de la fig. 12). Là comme ailleurs, nous apercevons des mylonites calcaires (p.ex. localité du cisaillement "b" en aval du Jangku-tso, fig. 12). Ce sont des calcaires fins avec des veines sparitiques boudinées et parallélisées à S4; celle-ci porte des linéations qui sont réorientées dans ce plan (stéréogramme insérée dans la fig. 12).

De tels calcaires, extrêmement déformés, apparaissent seulement dans le couloir de déformation D4, suivant la barre calcaire triasique qui relie Omlung-gompa, Hangkhar, les arêtes nord du Bya-ri et le Dyü-lam. Dans cette zone, les limites lithostratigraphiques sont rectilignes, mais une petite discordance entre elles et la schistosité S4 (localement mylonitique) persiste.

#### Interprétation cinématique

Nous interprétons l'ensemble de ces observations de la façon suivante (fig. 29):

- 1- La discordance systématique de S4 sur les limites lithostratigraphiques et sur la suture doit témoigner d'une obliquité de la déformation maximale dans ce domaine.
- 2- La plupart des limites lithostratigraphiques ont fonctionné comme surfaces de cisaillement, car, malgré l'intensité de la déformation D4 dans ce couloir, elles n'ont pas du tout été replissées lors de D4 et sont aujourd'hui rectilignes.
- 3- Le mouvement dans cette zone tardive de cisaillement ductile est décrochant et dextre. Il naît à partir de l'interface orientale du granite de Nyimaling et peut être vu à la lumière de son rétrocharriage, observé plus au sud .

#### Relation entre D3 du flanc externe et D4 du flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling

Trois déformations caractérisent le flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling. Nous les avons appelées D1, D2 et D4, car la dernière déformation est responsable de structures différentes de celles de D3 du flanc externe par

- 1- leur orientation, 2- leur style et leur intensité, 3- leur apparition dans un domaine différent, plus interne.

La déformation D4 est la plus forte dans un couloir qui naît à la surface du plus fort contraste lithologique (toit de l'Unité de Nyimaling) et qui appartient au flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling. Ce flanc interne a été verticalisé à la suite du déversement de cette structure régionale lors de D3. Les deux déformations D3 et D4 sont alors logiquement liées par la vergence retour, que ce déversement indique.

Les domaines des structures D3 et D4 se rejoignent à la bordure interne (E) du granite de Nyimaling: le rétrocharriage du pluton au sud peut être pénécontemporain de la déformation D4 dans le flanc interne, mais son mouvement relatif au nord est essentiellement décrochant.

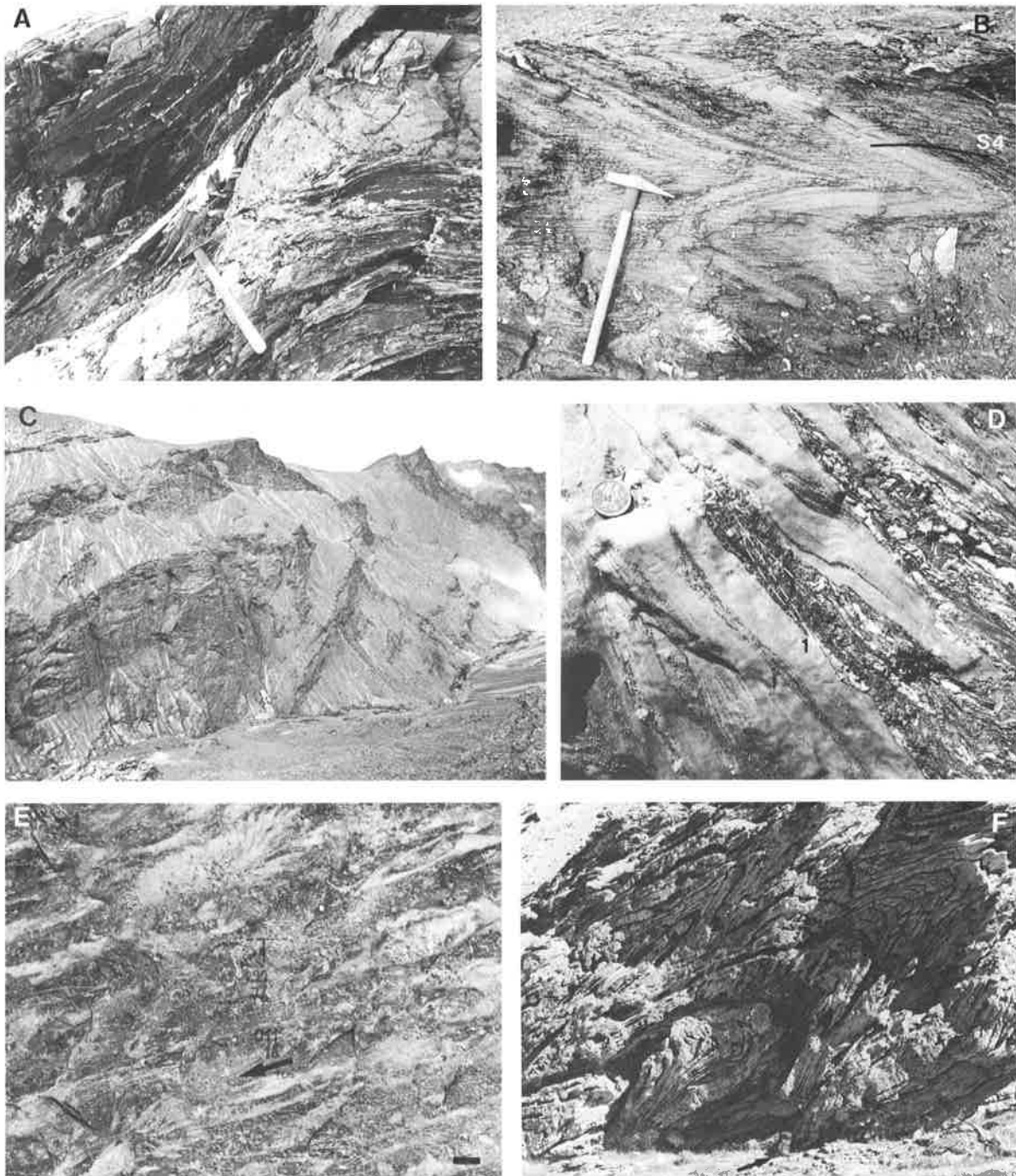


planche 9: DEFORMATIONS ASSOCIEES AU PROCHARRIAGE

(Les images A,C,E,F proviennent du flanc externe SW de l'Anticlinal de Nyimaling, les images B+D se situent dans son flanc interne NE.)

- A : boudins de dolomies dans les quartzschistes de l'extrême sommet de la Fm. Karsha (pied N Kangyatse, 5200 m)  
 B : pli en chevron dans les calcschistes de l'arête du La-zekarpo (5200 m), replissant d'anciennes schistosités  
 C : synclinal antiforme D2 à vergence W dans les calcschistes épais de Samlung (vue en direction du N; vallée de Samlung)

- D : vue (direction W) de plis polyphasés en calcschistes impurs dans des marbres calcaires (front du glacier NW, Janku-tso)  
 E : étirement L2 (flèche) à pendage N dans une calcirudite à coraux de la Fm. Para (3 km W camp Rabrang)  
 F : plis D2 déversés vers l'ouest, dans les calcschistes épais de Samlung (5 km S' embouchure de la Lung-tong)  
 (pièce de monnaie D: 28 mm; barre E: 1 cm; échelle F: sac de montagne, flèche)



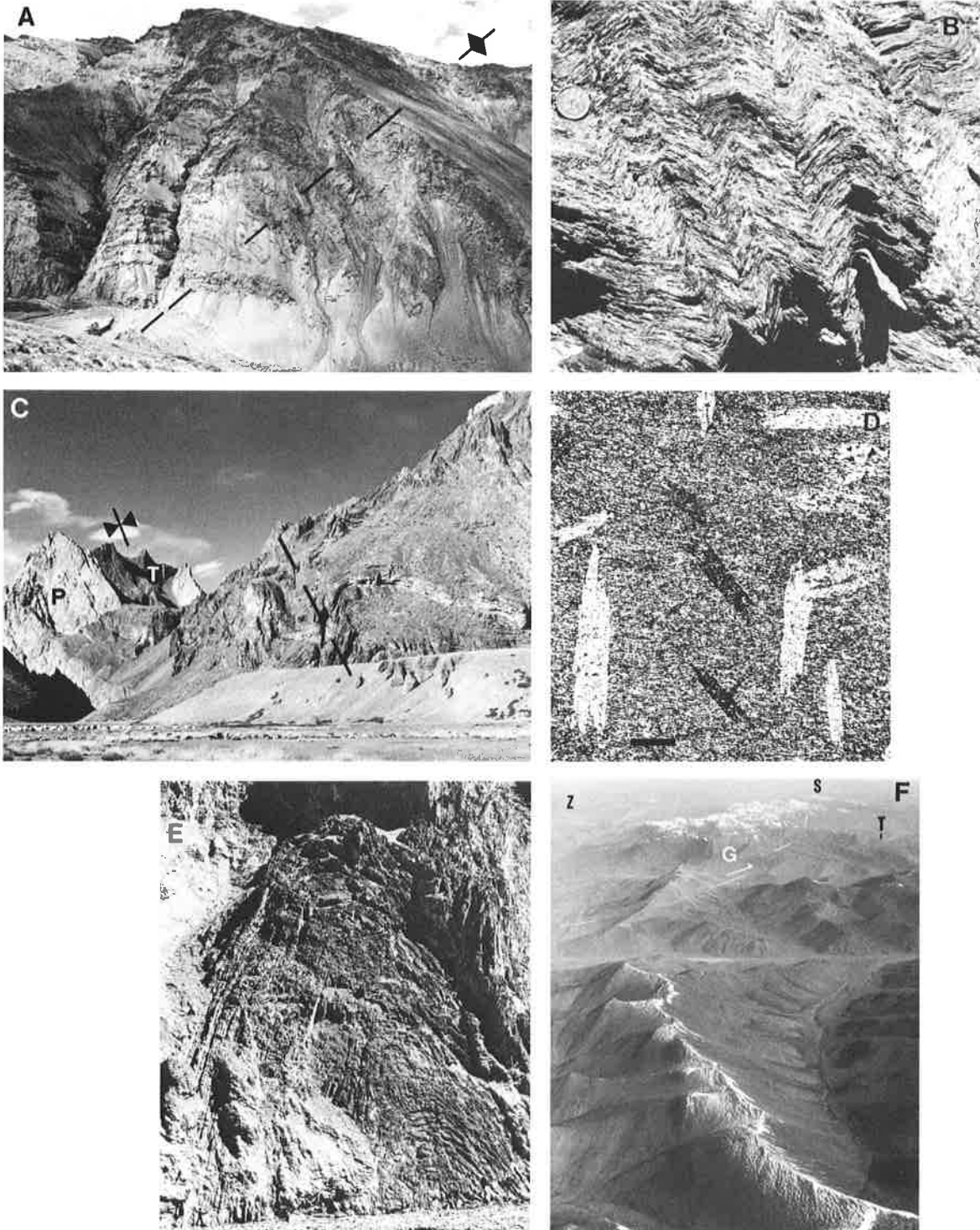
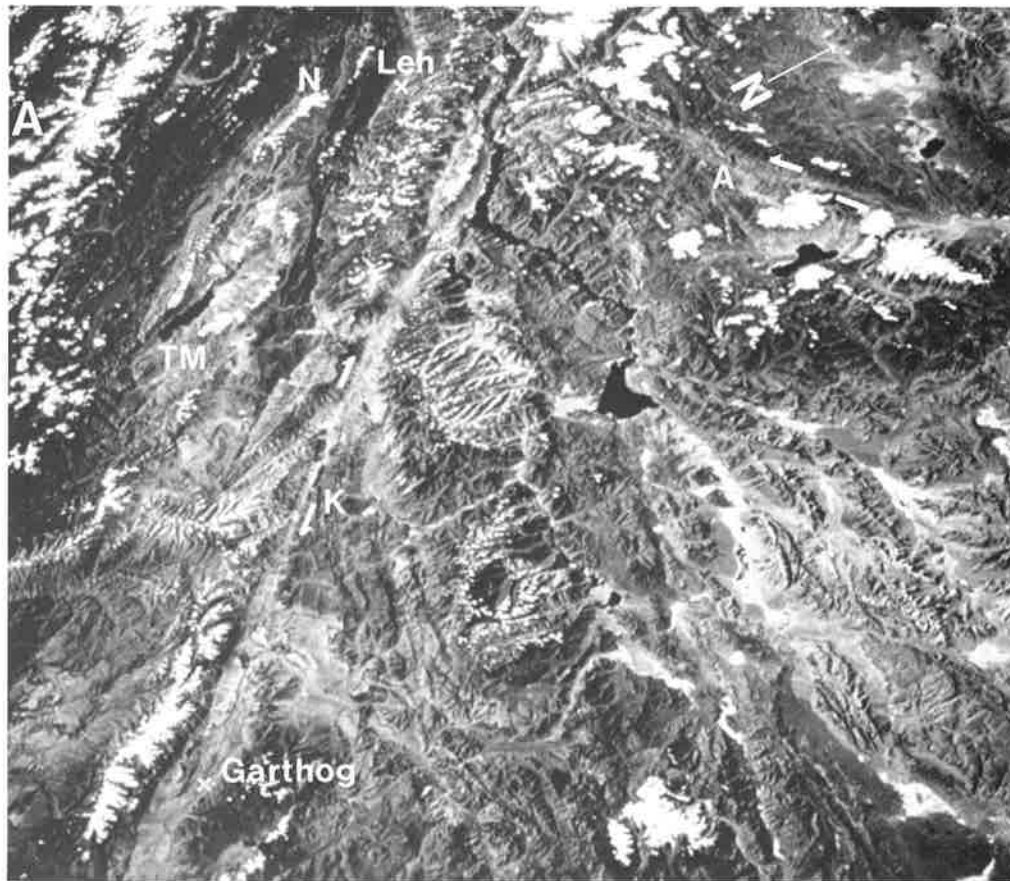


planche 10: PHENOMENES TECTONIQUES TARDIFS

- A : charnière D3 de l'Anticlinal de Nyimaling dans la vallée de Langthang  
 B : plis D3 en kinks dans les quartzschistes de Kuling, situés près de la charnière de l'Anticlinal de Nyimaling (Bya-ri)  
 C : synclinal D3 dans la dalle des calcaires de Kioto, s'ouvrant vers l'observateur (P: calcaires coralligènes de Para; T: calcaires de Tagling; Dungkaru, vue vers le nord)  
 D : pseudomorphoses d'amphiboles post-cinématiques en calcite (quartzschiste du flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling; Phulung)

- E : pli D4 à axe subvertical dans les calciturbidites du mb. Hangkhar (Lung-tong, 0,5 km S' Markha-chu)  
 F : à la terminaison sud du Nyima-ri-thrö (moyen plan), le granite de Nyimaling (G) est rétrocharrié vers la Suture Indus-Yarlung, situé 8 km au NE du Taglang-la (T). Au fond, on distingue la chaîne du Stok Kangri (S) et la région du Zaskar (Z) (vue en direction du NW).  
 (pièce B: 28 mm; barre D: 1 mm; échelle E: silhouette d'homme dans le coin inférieur gauche)



**planche 11: SITUATION GENERALE**

- A : vue oblique du nord de l'Inde et de l'extrême ouest du Tibet depuis le Space Shuttle: la Culmination du Tso Morari (TM), plus claire, et la chaîne de Nyimaling enneigée (N) sont bien visibles, de même que les failles décrochantes du Karakoram (K) et de l'Altyn Tagh (A). La distance entre Leh et Garthog est de 380 km.
- B : vue dans le Rupshu (direction S) le long du contact oriental (x) du granite de Nyimaling, qui forme le massif enneigé à droite. A l'est du Taglang-la (T) est marqué l'Anticlinal du Tso Kar - Kiagar-la des auteurs indiens.

## D.5. RESULTATS DE L'ANALYSE TECTONIQUE

### 1. LES CHEVAUCHEMENTS PRINCIPAUX

Nous avons identifié 3 chevauchements majeurs (plurikilométriques) A, B et C à l'intérieur de la marge nord-indienne (fig. 30), en suivant l'argumentation exposée au ch. D.1, 1:

**A.** le premier correspond à la base de la Nappe de Langthang: une épaisse zone de cisaillement ductile incorpore au moins deux surfaces virtuelles de chevauchement (fig. 18).

Dans la "racine verticale externe", cette base de la nappe est une rampe (*ramp thrust*), ascendante depuis les schistes cambriens de Kurgiakh (écaillés emballés dans les quartzschistes permien) jusque dans le toit des marbres carbonifères de Lipak. Cette limite devient un chevauchement plat (*flat thrust*) sur le versant occidental du massif (cf. discussion ci-dessous).

**B.** Le second chevauchement se situe dans les shales de Dolto: les formations les plus jeunes de l'Unité de la Markha y ont été charriées vers l'ouest ou le SW.

(Dans les deux cas A + B, il s'agit de structures de procharriage, actives lors de D1 ou/et D2. La déformation de la base des calcaires de Kioto, localement tectonique, appartient aussi à cette phase. La racine du chevauchement A a cependant été réactivée par les déformations ultérieures.)

**C.** Le troisième chevauchement, à la base du granite de Nyimaling, est un rétrocharriage des deux unités tectoniques (Langthang + Nyimaling) vers la suture. L'analyse structurale montre que le granite a déjà été déformé pendant D2, lors des chevauchements dirigées vers le bouclier indien.

Par contre, la limite entre l'Unité de la Markha et l'Himalaya Téthysien n'est pas un chevauchement majeur, car la continuité des formations triasiques (arguments sédimentologiques, ch. C, 7) est la solution qui, à notre avis, explique le mieux la constance des relations cartographiques entre Dyü-lam et Omlung-gompa (fig. 3). Les coupes tectoniques n'excluent cependant pas un chevauchement au bord interne de l'actuelle "racine verticale externe", qui ne serait toutefois pas de grande envergure.

### 2. STYLE TECTONIQUE DE LA MARGE NORD-INDIENNE AU LADAKH MERIDIONAL

La marge nord-indienne du Ladakh méridional se singularise des régions situées de part et d'autre: à l'échelle régionale, ses traits principaux sont la continuité des domaines paléogéographiques originels (au niveau des formations triasiques, ch. C, 7) et l'importance de la section verticale observable.

Le raccourcissement tectonique des séries sédimentaires les plus distales (Unité de la Markha) s'est effectué en majeure partie par un plissement intense et polyphasé. En commun avec les formations plus proximales de la plate-forme continentale, elles ont été cisailées en direction du bouclier indien le long d'un chevauchement ductile (A), qui s'enracine sous l'Unité de la Markha (fig. 29 + 35).

Un autre grand chevauchement a été actif plus tard, à un niveau plus profond et en sens inverse du premier (C). Il passe latéralement à une zone verticale de décrochement dextre (fig. 29).

Dans l'ouest du Ladakh, la marge nord-indienne est fortement réorganisée par des rétrocharriages importants qui ont oblitéré les structures précoces (FUCHS 1979; BASSOULLET et al. 1983; HONEGGER 1983). Au sud du Tibet, plusieurs nappes issues de la marge distale se superposent et couvrent alors les niveaux structuraux profonds, qui n'affleurent qu'à quelques dizaines de kilomètres de la zone de suture (BURG 1983, BURG & CHEN 1984).

### 3. LA CONTINUATION DE LA ZONE DE CISAILLEMENT D1/D2 VERS LE SUD-OUEST: LE PROLONGEMENT DE LA NAPPE DE LANGTHANG AU ZANSKAR ORIENTAL

#### Rappel

Dans la région du Zalung-karpo-la, la continuation vers le sud de la zone de cisaillement ductile à la base de la Nappe de Langthang (chevauchement A) est difficilement reconnaissable; elle doit se situer dans les schistes triasiques, car les formations plus anciennes ne sont plus détachées entre elles, comme au nord de ce col.

### **Le prolongement de la base de la nappe**

Suivant le flanc occidental du Nyima-ri-thrö du nord au sud, on s'éloigne de la zone de suture et de la racine de la Nappe de Langthang vers les régions tectoniquement **plus externes** (cf. discussion de la direction de transport; ch. F, 2.3).

Au nord, la base de la Nappe de Langthang est une zone de cisaillement ductile, parallèle aux **marbres carbonifères**. Plus au sud, les formations du Paléozoïque supérieur sont rattachées à l'Unité de Nyimaling, mais les plis D2 à vergence WSW restent les structures dominantes. L'atténuation du décollement au niveau des marbres carbonifères exige que les translations tectoniques s'effectuent dans les **schistes triasiques** avant de se répartir vers le haut de l'édifice tectonique. La base de la Nappe de Langthang doit alors traverser ces marbres ainsi que les quartzschistes permien, pour atteindre, au sud du Zalung-karpo-la, les schistes triasiques.

La distribution régionale de D1 et D2 montre aussi que D1 n'est clairement développée que près de la racine de la nappe, tandis que D2 amplifie la tectonique D1 vers les régions plus externes (plus éloignées de la suture).

### **Le front de la nappe à l'affleurement ?**

Le transport vers l'WSW des étages supérieurs de la Nappe de Langthang (dalle des calcaires de Kioto) a dû être compensé dans les niveaux structuraux élevés. Les séries les moins métamorphiques du Haut-Himalaya indien (anchizone, KELEMEN & SONNENFELD 1983) se trouvent aujourd'hui dans le synclinorium du Zaskar, qui représente l'avant-pays de la nappe (fig. 36).

A notre avis, le **partage du cisaillement ductile de la Nappe de Langthang vers le haut, dans le domaine de la déformation cassante**, pourrait bien s'effectuer par quelques-unes des failles à fort pendage (*high-angle faults*), qui recourent les épais calcaires de Kioto dans le Zaskar oriental (FUCHS 1986; MCELROY 1987).

Nous soupçonnons la présence d'une telle faille inverse à l'est de la chaîne isolée des calcaires de Para, qui suit la Khar-chu (fig. 35). En outre, une rampe tectonique détermine le front de l'Unité de Khurna à 30 km au SW du Zalung-karpo-la (BAUD et al. 1982a,b: rejet supposé 6 km; GAETANI et al. 1985b). L'hypothèse que cette rampe frontale rejoigne le flat dans les schistes triasiques de la Nappe de Langthang, paraît géométriquement possible. Dans ce cas, l'Unité de Khurna constitue le front de la Nappe de Langthang; elle se terminerait alors à environ 45 km au SW de la suture actuelle.

La grande culmination D3 dans le Nyima-ri-thrö permet ainsi l'étude de la déformation ductile à un niveau crustal profond, tandis que les écaillés imbriquées (*imbricate stacks*) du Zaskar oriental sont l'expression de cette même déformation sous forme de failles inverses, actives à un niveau structural plus superficiel (fig. 36).

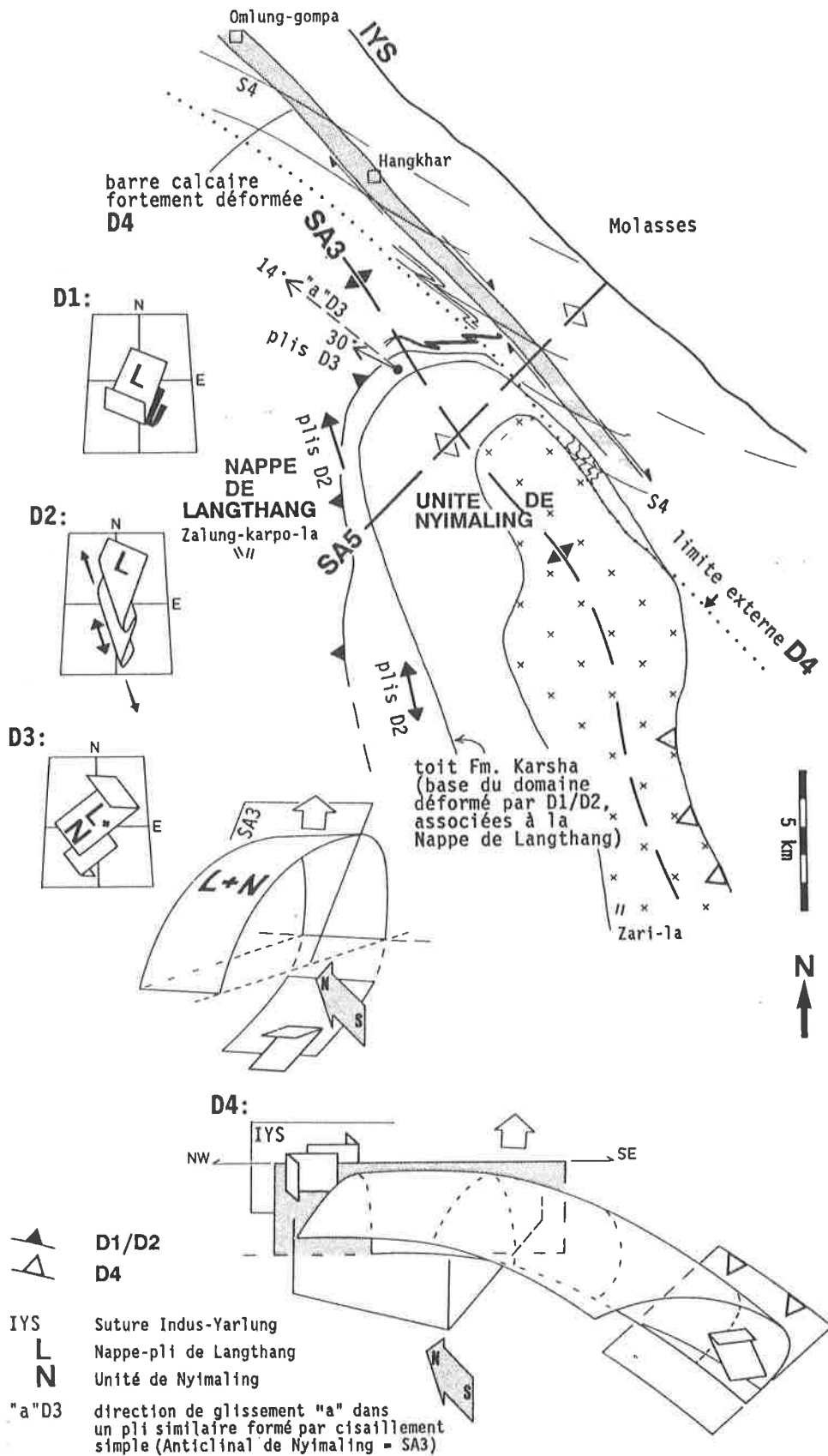


Fig. 29

Résumé schématique de la géométrie des déformations D1 - D4 sur la base d'une esquisse de coupe horizontale à environ 5000 m.

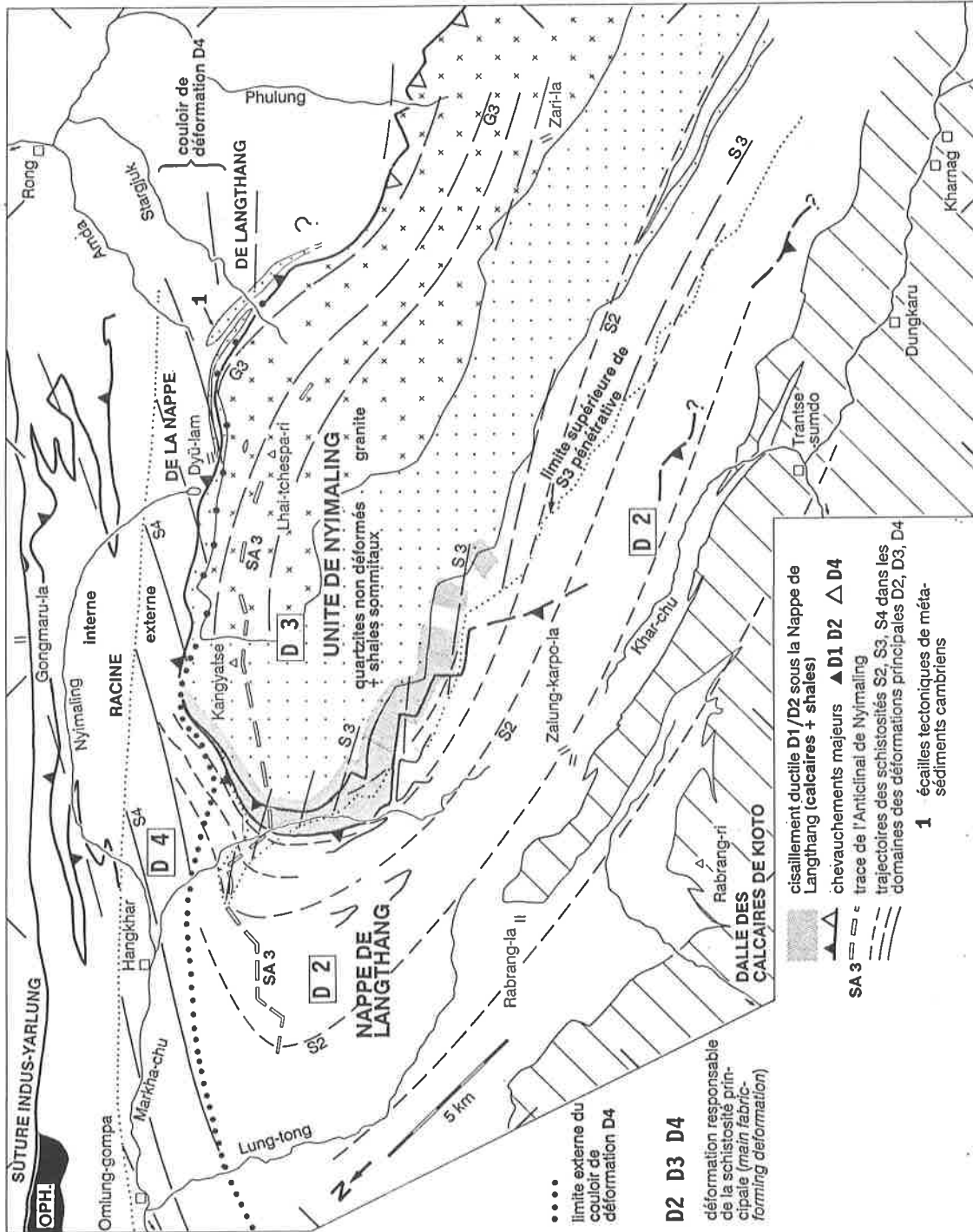


Fig. 30

Zonation tectonique à la terminaison NW de la Culmination du Tso Morari.

## E. EVOLUTION METAMORPHIQUE

### 1. SITUATION GENERALE

#### Introduction

Dans la chaîne himalayenne, LE FORT (1986) distingue quatre zones métamorphiques du nord au sud:

- 1- à **haute pression**, formé avant et mis en place pendant l'obduction des ophiolites;
- 2- de **faible degré**, lié à la mise en place des nappes les plus internes;
- 3a- de type **barrovien**, localisé au sein de la croûte continentale indienne du Haut-Himalaya.
- 3b- Le célèbre **métamorphisme inverse** le long du chevauchement crustal M.C.T. est une expression particulière du métamorphisme régional, liée à ce grand accident.

Le premier épisode est souvent concrétisé sous forme de schistes bleus (schistes à glaucophane) qui accompagnent, au Ladakh, la (ou les) cicatrice(s) ophiolitique(s). Ces reliques localisent la suture profonde entre les deux continents. Au Pakistan, de tels schistes bleus ont été datés du Crétacé supérieur (MALUSKI & MATTE 1984).

Le deuxième épisode métamorphique a été identifié, au Tibet sud, dans des méta-sédiments du district de Lhaze (ZHANG QI et al. 1981) qui appartiennent aux "Nappes Trias-Lias" et à l'"Unité téthysienne septentrionale" de BURG (1983). L'activité tectonique a ainsi gagné la marge du continent indien; la collision est imminente, ou a déjà débutée.

Cette "ceinture métamorphique du Yarlung-Zangbo" des auteurs chinois (CHENG 1986: p.231) se caractérise par un faciès de schistes verts et la présence de para-amphibolites; vers l'est, son degré augmente jusqu'à la terminaison orientale de la chaîne himalayenne (Namche Barwa). Elle est liée aux séries distales de la marge continentale indienne qui suivent la Suture Indus-Yarlung au sud (discussion pt. 3.4).

Dans l'ouest du Ladakh, le degré du métamorphisme régional augmente progressivement depuis les unités détritiques sur la marge sud du bloc Ladakh-Kohistan jusqu'aux unités les plus basses du Haut-Himalaya au coeur de la Haute-Chaîne centrale (HONEGGER et al. 1982; GILBERT 1986; KÜNDIG 1989). Plus à l'est, le synclinorium anchimétamorphique du Zaskar sépare le Cristallin du Haut-Himalaya de la Culmination du Tso Morari, dans le coeur duquel la zone à sillimanite est atteinte (THAKUR & VIRDI 1979).

Sur toute la longueur de l'arc himalayen entre le Kashmir et le Népal, le principal métamorphisme syncinématique dans le Cristallin central du Haut-Himalaya a un âge néogène, apparemment plus jeune que les deux premiers épisodes (DEBON et al. 1985; HONEGGER et al. 1982; MEHTA 1980; SCHÄRER et al. 1986); au Kashmir (Nun-Kun), il affecte localement les formations mésozoïques dans de grands plis de recouvrement (HONEGGER 1983; POWELL & CONAGHAN 1973a).

Dans les parties les plus internes de la plaque indienne, à l'ouest de la virgation occidentale du Nanga Parbat au Pakistan, le métamorphisme syncinématique épi- à mésozonal est sensiblement plus ancien; il est daté de l'Eocène moyen à l'Oligocène (50 - 30 Ma; MALUSKI & MATTE 1984). Des para-séries et métagranites analogues apparaissent aussi dans la Culmination du Tso Morari ou dans les unités méridionale et centre-himalayenne de BURG (1983), au Tibet sud.

#### Zones métamorphiques dans le Nyima-ri-thrö

Dans la région de notre étude, nous avons identifié deux types différents de roches métamorphiques:

- 1- les méta-sédiments transformés par l'effet des réchauffements statiques liés à l'intrusion du granite de Nyimaling d'une part et à celle des sills doléritiques d'autre part;
- 2- les méta-sédiments transformés par le métamorphisme régional syn- et post-cinématique.

La fig. 26 circonscrit la limite "(biotite + muscovite) in" du métamorphisme régional et localise trois échantillons de micas blancs analysés (pt. 3.3).

## 2. LE METAMORPHISME DE CONTACT ORDOVICIEN

### Introduction

L'intrusion du granite de Nyimaling date de l'Ordovicien moyen (ch. B.2, 2). Nous avons vu que son contact intrusif dans les formations sédimentaires cambriennes est intact le long du flanc occidental du granite. Cette limite suit assez précisément la ligne de partage des eaux, au milieu du massif.

Dans le toit de l'intrusion, une auréole thermique se manifeste clairement par la transformation plus ou moins forte des quartzites et dolomies cambriens (cf. aussi STECK in BAUD et al. 1982a,b), sans qu'ils aient subi la moindre déformation. Dans les *dip-slopes* E et N du Kangyatse (fig. 26 + 37), cette auréole s'étend sur presque toute l'épaisseur des méta-sédiments cambriens (env. 1 km).

### Aspects mésoscopiques et minéralogiques

Le réchauffement des sédiments a figé les structures sédimentaires les plus délicates (ch. B.1). Dans les sédiments semi-pélitiques, la transformation minéralogique s'exprime par un aspect moucheté (schistes tachetés/*spotted schists*; pl. 1E,F).

Les taches sont de forme ovoïdale et longues de 0.3 - 2 mm; elles sont constituées d'une matrice fine de petits cristaux (10-40 microns) de mica blanc, beaucoup d'opakes et peu de biotite, dans laquelle flottent quelques micas blancs jusqu'à 200 microns. Nous observons très souvent un minéral isométrique, mais avec des bords "rongés", de petite taille, à très fort relief, semi-isotrope: il pourrait s'agir de grenats chimiquement détruits.

Ces taches sont parfois entourées d'une fine lisière de biotite provenant probablement du métamorphisme régional. Il pourrait s'agir d'anciens porphyroblastes de cordierite ou d'andalusite (Miyashiro 1981).

Dans la proximité immédiate de l'intrusion, l'effet de réchauffement produit de véritables cornéennes (*hornfels*): nous avons identifié la paragenèse suivante (éch. 41961):

(?hydro-)grossulaire + fassaite + wollastonite + plagioclase + calcite.

Les aiguilles idiomorphes de la wollastonite pénètrent dans les grenats à partir de l'interface avec le plagioclase.

### Etendue et conséquences du phénomène

La couleur noire ainsi que l'extrême dureté des quartzites cambriens sont les résultats directs de ce métamorphisme de contact; les mêmes lithologies sont grises au Zanskar (Phugtal). Cet événement a des conséquences étonnantes sur la tectonique, car c'est par là que l'Unité de Nyimaling a acquis son extrême rigidité; ce fait nous semble être l'une des raisons de la formation d'une zone de cisaillement ductile dans son toit.

THAKUR & VIRDI (1979) ont aussi observé des cornéennes autour des granites de Polokong et Rupshu qui occupent des positions intrusives dans la Fm. Taglang-la: cette formation métamorphique très épaisse est très localement datée du Paléozoïque supérieur. Cela amène ces auteurs à proposer un âge mésozoïque pour les granites de Nyimaling (terminaison sud), Polokong et Rupshu (THAKUR & VIRDI 1979; THAKUR 1983a; THAKUR & GUPTA 1983). Cependant, on ne connaît pas de granites mésozoïques dans l'Himalaya. Il est probable que tous les granites de la province de Rupshu appartiennent à la suite des granites du Paléozoïque inférieur, car ils s'apparentent aux granites paléozoïques de la ceinture du Nord-Himalaya (DEBON et al. 1986), au Tibet sud, par une position tectonique analogue, une même pétrographie et l'âge du granite de Nyimaling (STUTZ & THÖNI 1987).

## 3. LE METAMORPHISME REGIONAL

### Introduction

Depuis la première synthèse géologique de l'Himalaya par GANSSER (1964), le soubassement géologique de cette région est connu sous le nom du "Cristallin" ou du "Gneiss du Tso Morari". Cependant, cette appellation tient peu compte de la situation réelle dans le Nyima-ri-thrö, car c'est davantage une région sédimentaire que cristalline. Au cours de nos travaux, nous avons pu constater que la région entre Markha, Kharnag et Gya correspond assez précisément au domaine du faciès schistes verts (cf. aussi BAUD et al. 1982a,b). Le degré métamorphique augmente vers le SE, parallèlement à la suture, et il diminue vers le SW, perpendiculaire à celle-ci.



### 3.1. CIRCONSCRIPTION DE LA ZONE A BIOTITE

La fig. 26 localise, par rapport aux unités tectoniques, les échantillons les plus hauts qui contiennent de la biotite. Ce minéral y est toujours présent avec du mica blanc. La coupe de la fig. 7 permet d'appréhender, dans ces lithologies semi-pélitiques (méta-grauwackes et méta-arénites), la manière progressive de l'apparition de la biotite. Dans les alternances méta-gréseuses et méta-pélitiques, la biotite apparaît plus tôt dans les passées pélitiques tandis que la chlorite croît dans les passées plus gréseuses.

Nous remarquons que la **première apparition de la biotite** concorde à peu près avec le toit des formations cambriennes. Cette isograde est alors replissée par l'Anticlinal de Nyimaling, elle **prédate donc D3**. La biotite n'apparaît clairement au sein des formations post-cambriennes que tout au sud du flanc interne de l'Anticlinal - dans la Kyam-lungpa -, mais l'échantillon 48819 se situe au tout début de sa croissance. Cependant, la localisation très préliminaire de cette limite sur le versant SE du massif est en accord avec les isogrades métamorphiques identifiées par THAKUR & VIRDI (1979) sur la transversale entre Rong et le Tso Kar: ces auteurs mentionnent le début de la zone à biotite "*near Taglang-la*", un col situé 5 km à l'est de la Kyam-lungpa.

### 3.2. RELATIONS CRISTALLISATION - DEFORMATION

#### Métasédiments quartzeux et calcaires

Les méta-sédiments quartzo-feldspathiques de la Nappe de Langthang présentent couramment la paragenèse suivante:

**quartz + albite + chlorite + mica blanc + épidote + clinozoïsite + sphène + calcite ( $\pm$  biotite),  
( $\pm$  stilpnomélane  $\pm$  tourmaline)**

Les fins cristaux syn-cinématiques de la chlorite sont constitués le plus fréquemment d'oxy-chlorites (SAGGERSON & TURNER 1982). En général, les textures de ces roches sont les mieux équilibrées dans la partie sud du flanc interne. Cela est en accord direct avec l'augmentation du degré métamorphique dans cette direction.

La fig. 31A montre l'aspect de deux schistosités identifiées dans un quartzschiste du versant occidental du massif; à cette position, nous avons affaire à la présence la plus haute de la biotite. C'est un cas exceptionnel d'une différenciation minéralogique entre deux schistosités: nous voyons que la **biotite croît préférentiellement dans le plan de la première schistosité S2**, tandis que la deuxième schistosité S3 est soulignée seulement par des micas blancs et de la chlorite.

En outre, nous pouvons faire quelques observations identiques quant à la **blastèse de la Fe<sup>II</sup>-chlorite** (fig. 31B), dans la zone à chlorite du versant NW du massif (éch. 48740, fig. 17) ainsi que de la biotite dans le versant NE (arête nord du N-3, fig. 12): dans ces localités, nous observons les porphyroblastes de ces deux minéraux, dont les tailles atteignent 0.5 mm.

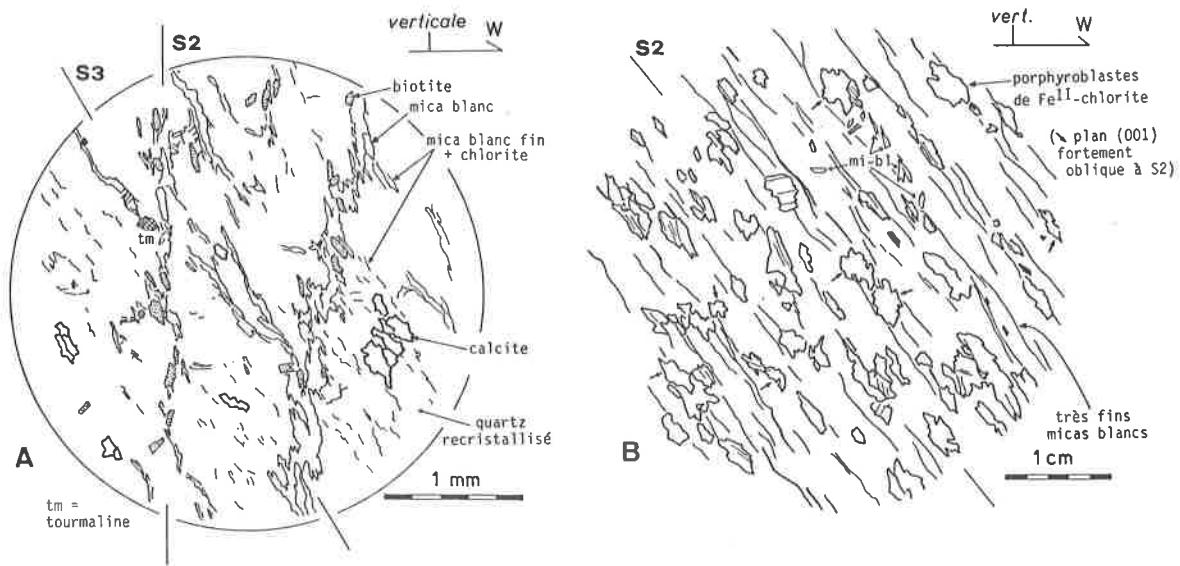
Les cristaux sont exempts d'inclusions (fig. 31B); les blastes remplacent ou repoussent la matrice en croissant. Ils sont assez bien orientés dans la schistosité principale qui les limite de part et d'autre, mais l'orientation du plan cristallographique (001) est aléatoire par rapport à celle-ci. Quelques biotites croissent en bordure de grands micas blancs, les postdatent donc (éch. 48772). Dans l'arête du N-3, située dans la zone à dominance D4 (ch. D4), les biotites sont localement cisailées par des mouvements post-métamorphiques que l'on peut associer à l'effet de la déformation D4.

Ces observations montrent que la blastèse des minéraux du pic du métamorphisme débute lors de la déformation régionale principale (D2), mais qu'elle se prolonge au-delà de sa fin.

Les sédiments les moins métamorphiques se trouvent des deux côtés de l'Anticlinal de Nyimaling  
a- dans la "racine interne" de son flanc interne (Fms. Lalung-la et Omlung), et  
b- sur le toit de la dalle des calcaires de Kioto (fig. 3).

La présence de l'albite et de petits cristaux (<50 microns) de mica blanc dans tout le flanc interne et dans le Trias supérieur au moins du flanc externe montre que nous restons probablement au-dessus de la limite inférieure du faciès schistes verts.

La paragenèse métamorphique des granites est spécifiée dans le chapitre B.2.



**Fig. 31**

**A:** Quartzschiste provenant de la base de la Nappe de Langthang au sud (éch. 48884; est de Khar, orientation originale): la biotite pousse préférentiellement le long de la première des deux schistosités pénétratives S2 et S3, mais S3 est marquée par la croissance du mica blanc.

**B:** Quartzschiste permien provenant du nord de la Nappe de Langthang (éch. 48740; vallée de Langthang): les porphyroblastes de chlorite sont syn- et post-cinématiques par rapport à la deuxième déformation D2.

### Roches mafiques et ultramafiques

Quelques niveaux de schistes verts dans le flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling sont composés de la paragenèse suivante:

**amphibole incolore (RX: trémolite à tendance Na-Mg?) ou actinote**  
+ Fe-épidote + piemontite + clino-zoisite + chlorite + albite + sphène ( $\pm$  mica blanc)

Les relations minéralogiques observées permettent de détailler la séquence suivante entre la cristallisation et les déformations:

- 1- 1 ou 2 schistosités syn-métamorphiques (paragenèse comme ci-dessus);
- 2- croissance prolongée post-cinématique dans des conditions métamorphiques invariées: porphyroblastes d'amphiboles en tailles jusqu'à 5 mm;

[3- cataclase intense locale;]

- 4- remplacement pseudomorphique des amphiboles en calcite (pl. 10D).

Ces relations montrent la nature **syn- et post-cinématique** de la croissance des amphiboles.

Dans la lentille de serpentinite, localisée sur la fig. 12, la paragenèse est comme suit (éch. 48905):  
**serpentinite + Mg-clinochlore + talc + calcite.**

### Une para-amphibolite "exotique"

Un petit affleurement au SE du Gongmaru-la, non loin du Lalung-la, a fourni une roche sombre et schisteuse que nous ne pouvons associer ni aux molasses rouges ni aux calciturbidites très faiblement métamorphiques qui l'entourent (fig. 12). L'échantillon 48718 contient les minéraux suivants en ordre de fréquence décroissante:

**carbonate, amphibole bleu-vert, épidote fortement pléochroïque et clino-zoïsite de grande taille (<0.5 mm), quartz, stilpnomélane.**

Nous n'avons pas fait d'analyse détaillée de l'amphibole; ses caractéristiques optiques sont les suivants: couleur bleu-vert à jaune très clair; birefringence maximale = 0.010, biaxe négatif,  $2V < 40^\circ$ , plan axial optique transversal au plan cristallographique (010), élongation positive.

Ces paramètres ne permettent pas une identification claire mais ils sont très proches de ceux de la **Mg-riebeckite**.

La position de cette roche dans la Suture Indus-Yarlung est la même que celle des schistes bleus, contenant de la glaucophane et de la lawsonite. Ceux-ci apparaissent cependant en présence des ophiolites telles que la suite de Nidar au SE (VIRDI et al. 1977, GUPTA & KUMAR 1979) ou que les serpentinites de la région de Lamayuru plus au NW (FRANK et al. 1977a). CHENG (1986) mentionne des paragenèses identiques à celles de notre roche dans la "ceinture du Yarlung-Zangbo".

### 3.3. QUELQUES INDICATIONS CRISTALLOGRAPHIQUES QUANT AUX CONDITIONS METAMORPHIQUES

A l'état actuel des connaissances, la nature et l'individualité d'un faible métamorphisme dans les unités de la marge distale péri-indienne sont encore sujettes à caution (BURG et al. 1987). Ce métamorphisme se distinguerait des zones faiblement métamorphiques de l'Himalaya Téthysien par des conditions de pression plus élevée (ZHANG QI et al. 1981). Dans cette perspective, nous avons analysé trois échantillons de micas blancs, afin de déterminer:

- (1) le polytype, (2) le paramètre de maille  $b_0$  et
- (3) la substitution céladonitique RM, calculée à partir des paramètres cristallographiques de la réflexion (060) selon la formule de FREY et al. (1983).

Ces valeurs peuvent être utilisées comme **géobaromètre qualitatif** dans des méta-pélites du faciès schistes verts (FREY et al. 1983; GUIDOTTI 1984).

Nous avons choisi trois échantillons répartis aux deux extrémités nord et sud de l'Anticlinal de Nyimaling, et dans une position intermédiaire (Dyü-lam) (fig. 26); ils se situent autour de la limite entre la zone à chlorite et la zone à biotite. Les résultats sont résumés dans la fig. 33.

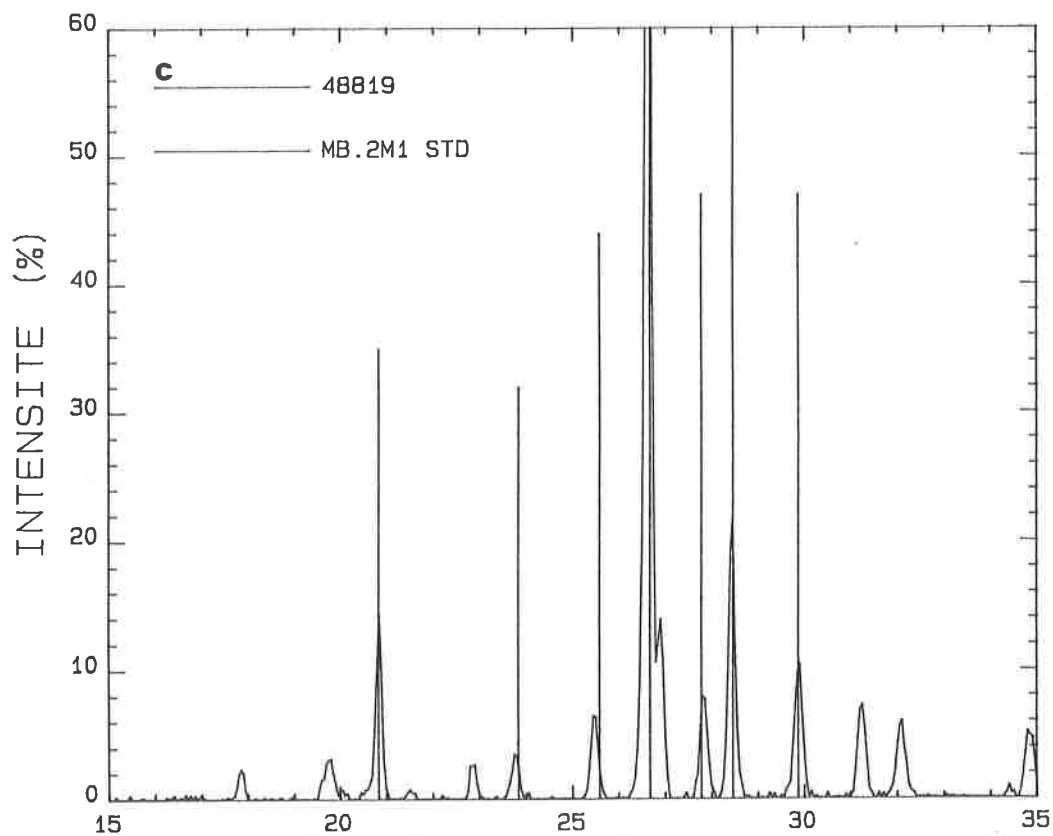
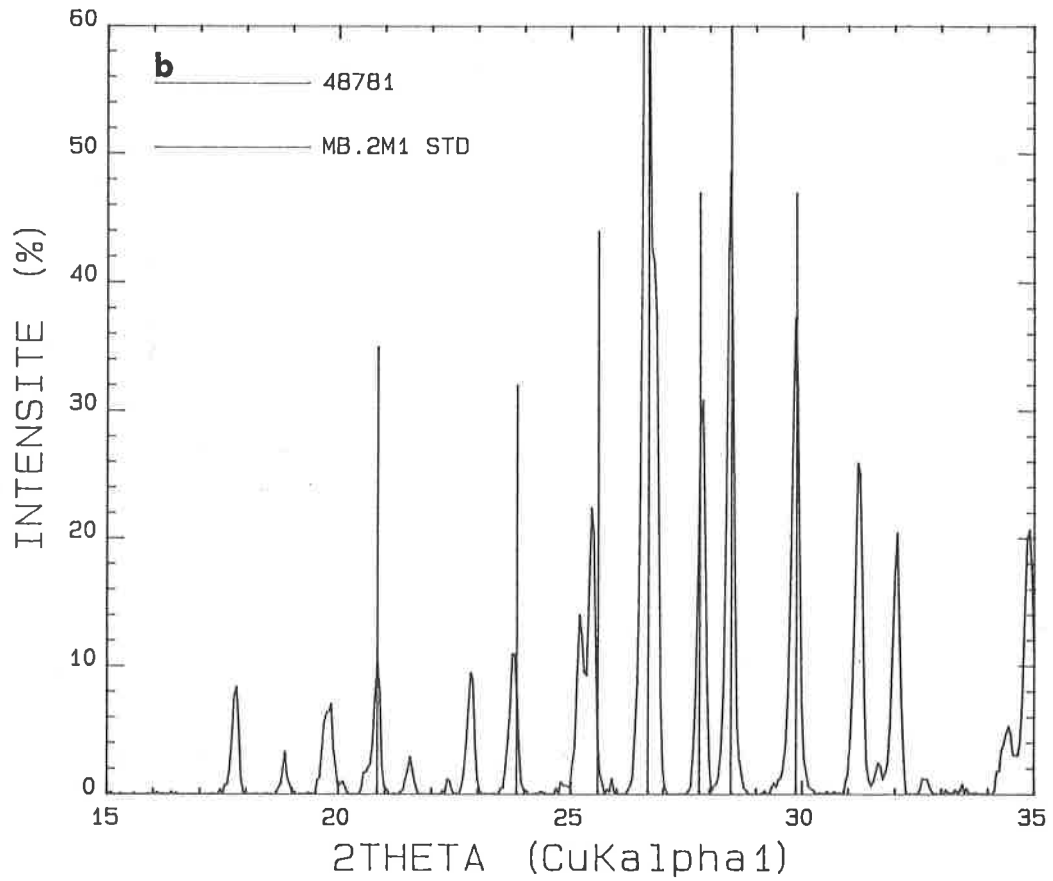
Dans deux des trois échantillons (48781 + 48819), la discrimination des pics (060) et (-331) permet une appréciation de  $b_0$  ainsi que le calcul de RM; les valeurs du troisième échantillon 48915 sont mauvaises, en raison d'une concentration insuffisante des micas, mais très semblables à celles de 48781.

Les trois micas blancs analysés appartiennent clairement aux **polytypes  $2M_1$**  (diffractogrammes, fig. 32). Le paramètre  $b_0$  de l'échantillon 48781 se situe dans la **moyenne**, celui de l'échantillon 48819 vers le **haut** de l'échelle des valeurs possibles pour des méta-pélites du faciès schistes verts (GUIDOTTI 1984). Les valeurs RM identifient les micas blancs de l'échantillon 48819 comme des **phengites** (FREY et al. 1983); dans les deux autres échantillons, les micas blancs se situent sur la limite entre les muscovites s.str. et les phengites.

#### Interprétation des résultats

Le résultat de l'analyse de l'échantillon en provenance de la Kyam-lungpa, tout au SE du flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling, est franc et sans équivoque: il est constitué de **phengites** fortement pléochroïques dans une texture parfaitement équilibrée, où la biotite commence à croître: au sein du faciès schistes verts, la valeur  $b_0$  de 9.048 des phengites les place dans le **domaine d'une pression très élevée**, comparable aux conditions de pression du faciès à glaucophane (GUIDOTTI 1984). Dans les Alpes, de tels micas blancs ont été trouvés préférentiellement dans le domaine du métamorphisme éo-alpin à haute pression (FREY et al. 1983).

L'appréciation de ces valeurs en comparaison avec l'équidistance  $d_{002}$  (fig. 33) mène de nouveau au domaine de la pression élevée (GUIDOTTI & SASSI 1976); en faisant de même avec les deux échantillons provenant plus du nord, on reconnaît des conditions de pression moyenne pour ces micas blancs intermédiaires entre la muscovite et la phengite (fig. 33).



**Fig. 32**

Diffractionnogrammes des échantillons 48781 + 48819 de micas blancs. Ils montrent la coïncidence avec les réflexions des standards  $2M_1$ .

no.de l'échantillon et lithologie	polytype	$b_0$	RM	$d_{002}$
a 48915 (Langthang) marbre calcaire micacé	$2M_1$	$(9.025 \pm 6)$	(0.08)	9.948
b 48781 (Dyülam) quartzschiste à mica blanc + chlorite	$2M_1$	$9.026 \pm 6$	0.08	9.986
c 48819 (Kyam) quartzschiste à phengite (+biotite)	$2M_1$	$9.048 \pm 6$	0.12	9.940

RM =  $1/2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}$  (substitution céladonitique)

^ Paramètres cristallographiques de trois micas blancs du flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling.

> Modèle schématique de la variation de  $d_{002}$  et  $b_0$  à température croissante et pour différentes pressions (GUIDOTTI & SASSI 1976). Ce schéma est valable pour la paire muscovite-plagioclase.

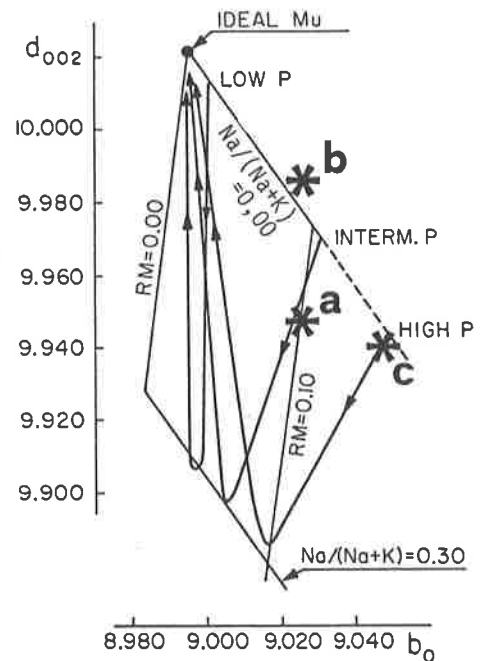


Fig. 33

Données cristallographiques de trois micas blancs (localisation: fig. 26), obtenues par diffractométrie RX.

### 3.4. DISCUSSION DU METAMORPHISME REGIONAL

La valeur moyenne des 5 échantillons de micas blancs analysés par ZHANG QI et al. (1981) dans la "ceinture métamorphique du Yarlung-Zangbo" est de 9.043, valeur proche de celle de notre phengite. L'analogie entre cette région du Tibet sud et la nôtre s'étend alors aussi aux conditions P-T du métamorphisme, bien que nos résultats dans ce domaine soient très préliminaires.

Dans notre région, le degré métamorphique se renforce rapidement pour atteindre son maximum 60 km plus au SE, dans le coeur de la Culmination du Tso Morari, au nord du lac de ce nom (THAKUR & VIRDI 1979). Le contraste des données cristallographiques des micas blancs de la Kyam-lungpa et celles en provenance de la terminaison nord du Nyima-ri-thrö suggère également un gradient métamorphique dans une direction parallèle à la suture.

Nous ne pouvons pas spécifier l'âge de ce métamorphisme: l'étude géochronologique effectuée sur le granite de Nyimaling a fourni, pour les biotites analysées, des âges mixtes sans signification géologique (STUTZ & THÖNI 1987). Nous avons vu que le pic du métamorphisme est atteint pendant et après la déformation régionale principale D2, qui a une vergence SW. Dans le Rupshu, la distribution du métamorphisme mésozonal de la Fm. Puga (fig. 1) montre aussi que la Culmination du Tso Morari est plus jeune (THAKUR 1983) (tab. 3). La première déformation synschisteuse dans le synclinorium des flyschs et molasses de l'Indus a une même vergence externe que sur la marge indienne (VAN HAVER 1984; BUCHER & STECK 1987), et c'est le flanc sud de ce synclinorium, situé entre la Suture de l'Indus-Yarlung et le batholithe du Trans-Himalaya, qui en est le plus affecté. Dans ce flanc sud, directement adjacent à l'étroite zone de suture au NE de notre région, VAN HAVER et al. (1986) ont obtenu, par la méthode K/Ar, des âges métamorphiques autour de 40 Ma, qui sont plus jeunes que les âges stratigraphiques. Sur la marge indienne 400 km plus à l'ouest (Hazara), MALUSKI & MATTE (1984) ont démontré que les cisaillements syn-métamorphiques à vergence externe sont actifs entre 50 et 30 Ma. Il est alors très vraisemblable que le

métamorphisme syn-cinématique pré-D3 au Ladakh méridional date de la limite Eocène/Oligocène et qu'il y suive la saturation des marges (GARZANTI et al. 1987).

#### 4. CORRELATIONS TECTONO-METAMORPHIQUES

Nous avons exposé, dans le chapitre D, la nature et la répartition des **5 déformations régionales**. Nous esquisserons plus tard, à partir de celles-ci, l'histoire tectonique de la région (ch. H).

Avant d'y arriver, nous comparerons les rapports sensiblement distincts qui existent, dans différentes régions voisines, entre le métamorphisme régional et les déformations. Cette comparaison sera plus directe le long des unités nord-himalayennes (de la marge indienne) qu'en direction du Haut-Himalaya Central. Dans ce dernier, l'histoire tectonique est liée aux grands chevauchements intracontinentaux, qui ne se sont activés au plus tôt que 10 Ma après la collision continentale achevée.

Dans le Zanskar occidental, la géométrie des déformations semble être relativement simple à proximité de la Haute-Chaîne Centrale: elles peuvent se résumer en deux phases:

**D1:** cisaillement en faille inverse dirigé vers l'WSW (GAPAIS et al. 1984; GILBERT 1986), qui s'est effectué dans des conditions P-T élevées, suivi de

**D2:** mouvements verticaux à la base du Cristallin du Haut-Himalaya (KÜNDIG 1989), qui sont accompagnés d'importants mouvements en faille normale vers le NE, dans des étages plus élevés (HERREN 1987). Cette déformation serait pénécotemporaine de l'activité du *Main Central Thrust* à la base du Haut-Himalaya, pendant l'Oligo-Miocène.

Nous remarquons alors que le télécopage des unités tectoniques, dans l'ouest du Ladakh et du Zanskar, ne permet pas de séparer, comme au Tibet sud et au Népal, l'histoire tectonique de la marge nord-indienne de celle des grands chevauchements intracontinentaux.

Le tab. 3 montre de façon synoptique notre interprétation des relations tectono-métamorphiques dans trois régions avoisinantes de la zone de suture, au nord de l'Inde: 1. le coeur de la Culmination du Tso Morari dans le Rupshu et 2. sa terminaison NW dans notre région, puis 3. les séries détritiques sur la marge sud du bloc Ladakh-Kohistan qui, dès la disparition des domaines paléogéographiques intermédiaires, ont vécu une évolution tectonique commune. Ce tableau montre que l'on peut distinguer, à l'échelle suprarégionale, **trois phases de déformations compressives**:

- 1- une première phase compressive caractérisée par une histoire **métamorphique prograde** (D1 + D2 dans notre région; F1 au Rupshu);
- 2- une deuxième phase compressive suivant le pic du métamorphisme (D3 + D4 dans notre région; F2 au Rupshu) et qui correspond à la formation de la **longue culmination** dite du Tso Morari, marquée sur presque 250 km entre le fleuve Zanskar et la chaîne du Leo Pargyal (fig. 1); et
- 3- une troisième phase très tardive d'un plissement ouvert qui correspond à un raccourcissement **parallèle** à la ligne de suture (D5 dans notre région; F3 au Rupshu et F2 dans les Molasses de l'Indus). C'est elle qui est responsable de divers **dômes tectoniques** que l'on doit alors considérer comme les figures d'interférence à grande échelle de deux déformations (ch. G).

Les déformations D4 et D5 sont peut-être liées l'une à l'autre et la troisième phase suivrait sans hiatus, mais avec une intensité fortement affaiblie. L'évolution compressive se conclurait en D5 tel un bateau qui court sur son erre.

Ce schéma évolutif se compare relativement bien à celui des unités tectoniques de la marge nord-indienne, au Tibet sud: BURG et al. (1984b) distinguent

- deux déformations P1 et P2, associées à une tectonique tangentielle à vergence externe (sud), suivies
- d'un plissement P3 à vergence retour et de rétro-chevauchements P4.

Les unités nord-himalayennes au Tibet sud se distinguent de celles de l'Himalaya NW (Ladakh méridional, Rupshu, Pakistan: Hazara) par la plus longue durée du métamorphisme himalayen; il continue au Tibet sud pendant les déformations à vergence retour jusqu'au Miocène supérieur (MALUSKI in TAPPONNIER et al. 1986 + BURG et al. 1987), période où s'effectue l'important changement d'une tectonique compressive à un régime d'extension (ch. G).

tab. 3:

TENTATIVE DE CORRELATION DES DEFORMATIONS  
SUR LES DEUX COTES DE LA SUTURE INDUS-YARLUNG AU LADAKH MERIDIONAL

		NYIMA-RI-THRÖ	PARAGNEISS DU TSO MORARI (THAKUR 1983)		BASSIN DE L'INDUS (auteurs: *,**)
50 Ma	D1	plis isoclinaux, chevauchements	F1 + S1	plis isoclinaux + L minérale NW-SE  métamorphismes: 1 SCHISTES VERTS 2 AMPHIBOLITE SUP	(contiennent des galets schisteux dérivés des paragneiss du Tso M.)  F1 + S1: plis NW-SE *
	D2	plis couchés à axes NNW-SSE, déversés WSW; étirements // plis  pic du métamorphisme SCHISTES VERTS			
	D3	petits plis WNW-ESE + culmination régionale : ANTICLINAL DE NYIMALING	F2 + S2	plis ouverts à serrés NW-SE +  ANTICLINAL DU TSO KAR - KIAGAR-LA  métamorphisme 3 rétrograde	plis couchés à regard sud + S1 locale;  grands plis déversés nord + S2 régionale ** (*: non distingué)
	D4	mouvements cisailants dextres dans le flanc NE de l'A. Nyimaling D3			
	5 - 10 Ma	D5	ondulation trans= versale NE-SW; collapse local  DOMAINE DU KANGYATSE	F3 (+ S3 rare)	plis ouverts transversaux NE-SW  DOMAINE DU TSO MORARI

50 Ma : saturation des continents réalisée (KLOOTWIJK 1984;  
GARZANTI et al. 1988), début du métamorphisme dans la  
croûte continentale indienne (MALUSKI & MATTE 1984)

5-10 Ma : fin du régime tectonique compressif (MERCIER et al. 1987)

\* = THAKUR 1983;  
\*\* = VAN HAVER  
et al. 1986

Dans notre région, le pic du métamorphisme épi- à mésozonal est clairement dépassé pendant la première déformation à vergence retour (D3; F2, tab. 3). Si la fin des déformations compressives est homochrone dans les unités de la marge nord-indienne, cela nous montrerait de nouveau que le métamorphisme contemporain de la tectonique cisailante, dirigée vers la plaque indienne, est plus ancien (35-40 Ma?) dans le Ladakh méridional et le Rupshu

- qu'au Tibet sud (>7 Ma: MALUSKI in TAPPONNIER et al. 1986; 17-30 Ma: ZHANG Y-Q. et al. 1980)  
ou
- que dans le Haut-Cristallin central du Zaskar (11-30 Ma: HONEGGER et al. 1982).

Ce qu'il y a dans la montagne ?  
Aux pics des nuées blanches...  
Je ne peux que le vivre  
Et ne saurais vous le dire.

T'ao Hong-king (VIe siècle): "Réponse à l'empereur qui  
voulait savoir, ce qu'il y a dans la montagne."

## F. TECTONIQUE DE NAPPE ASSOCIEE A UNE COLLISION CONTINENTALE.

### Introduction

La séparation de la Culmination du Tso Morari en deux unités tectoniques à sa terminaison NW était un résultat précoce de nos travaux de terrain (STUTZ & STECK 1986). Dans ce chapitre, nous nous servirons de nos observations structurales afin d'étayer l'individualité tectonique de la Nappe-pli de Langthang et d'esquisser un modèle cinématique pour sa mise en place.

Nous avons constaté que, dès la déformation D3, les deux unités tectoniques ont été déformées ensemble; de ce fait, seule la **signification cinématique des déformations D1 et D2** nous intéresse ici, car c'est leur présence qui donne son individualité tectonique à l'unité supérieure. Nous ne sommes ainsi concernés que par la tectonique à vergence externe (de **procharriage**).

### 1. UNE NAPPE-PLI: DEFINITION ET ARGUMENTS

Un nombre limité de critères définit une nappe (MCCLAY 1981): ce sont

- 1- **sa base chevauchante** qui, dans le cas d'une nappe-pli, peut représenter une trace synclinale étirée de façon ductile;
- 2- **son allochtonie tectonique**: la limite minimale arbitraire est tirée soit à 5 km, soit à 10 km, ou exprimée en fonction d'un multiple de l'épaisseur de l'unité;
- 3- **sa dimension**: il est évident qu'une nappe tectonique ne peut pas être infiniment petite, ni infiniment grande.

Dans le cas d'une nappe-pli, un critère supplémentaire est:

- 4- **l'inversion stratigraphique à grande échelle** qui peut être le résultat de grands plis de recouvrement.

### Preuves de l'allochtonie de la Nappe de Langthang

La zone de cisaillement ductile sous la Nappe de Langthang est essentiellement comprise dans les marbres calcaires carbonifères (Fm. Lipak). Au nord, les flancs inverses de la série isoclinale D1 du Bya-ri ou d'un méga-pli couché D2, d'une longueur totale de 7 km, reposent sur eux; ils sont constitués d'une série permienne (Fm. Kuling). Par conséquent, les formations stratigraphiques, qui se sont trouvées à l'origine sur les marbres chevauchés, ont dû être enlevées et transportées en avant sous le corps allochtone. Ces formations (encore incomplètes et amincies) sous la Nappe de Langthang affleurent au centre de la vallée de Langthang (bas de la fig. 17) et se complètent de là vers le sud.

Cette soustraction tectonique d'une partie de la colonne stratigraphique est cependant plus que compensée par la mise en place de la Nappe de Langthang et par l'empilement de pli couchés.

Les marbres carbonifères, eux, ont également subi des cisaillements considérables par rapport aux formations cambriennes sous-jacentes:

1. Dans la "racine verticale externe" de la Nappe de Langthang, les formations permienes emballent de grandes écailles de méta-sédiments cambriens, à **partir d'une phase précoce, précédant D3** (évidence micro-structurale, ch. D.4, 3).
2. Sur le versant occidental, la succession des formations de Kurgiakh, Lipak, Po et Kuling dans le toit de l'Unité de Nyimaling est sujette à des cisaillements importants, dont témoignent
  - a- une intense déformation ductile, absente plus bas;
  - b- des copeaux de dolomies ocre cambriennes, transportés **dans le toit** des marbres carbonifères (fig. 17, coupe inférieure; fig. 18).
  - c- le décollement (probable) à la base de la Fm. Kuling, indiqué par l'absence systématique d'un passage stratigraphique de cette formation (du "Fil d'Ariane") à la Fm. Po sous-jacente, ou/et par l'absence, en cette position, des diamictites permo-carbonifères (Agglomeratic Slates; ch. B.4, 2).

Dans la vallée de Langthang, la superposition de la Fm. Kuling permienne sur les marbres carbonifères cisailés dans le toit de l'Unité de Nyimaling est tectonique à l'échelle régionale. Elle représente une **substitution de couverture**.

La continuité lithostratigraphique à travers les marbres de Lipak n'est qu'apparente. Des translations ductiles considérables sous la base de la Nappe de Langthang doivent s'ajouter au déplacement dû à la mise en place par plis de recouvrement dans la nappe.



Dans les régions plus externes (haute vallée de Langthang, S' Zalung-karpo-la), la couverture stratigraphique des marges carbonifères se complète. Les formations du Paléozoïque supérieur sont rattachées à celles du Paléozoïque inférieur ("autochtone" de l'Unité de Nyimaling). La surface de chevauchement de la nappe doit monter dans un étage plus élevé, i.e. les schistes triasiques.

### Individualité géométrique de la Nappe de Langthang

Les déformations D1 et D2 ont structuré la Nappe-pli de Langthang, en créant:

- 1- une zone de chevauchements ductiles dans le nord du Nyima-ri-thrö: elle englobe un chevauchement basal ascendant (flanc interne), puis plat (Langthang), qui définit la base de la Nappe-pli de Langthang.
- 2- des plis de recouvrement à toutes les échelles et à tous les niveaux structuraux;
- 3- des inversions stratigraphiques qui affectent des formations, mais pas des groupes lithostratigraphiques entiers.

(Nous observons les phénomènes 2- et 3- aussi bien dans le corps de la nappe que, sur une épaisseur réduite, au-dessous de sa base; fig. 29.)

Nos descriptions ainsi que les tab. 1 + 2 montrent que trois déformations (D1, D2, D3) ont engendré des plis et des schistosités à la base de la Nappe de Langthang. La première déformation des formations post-paléozoïques de la Nappe de Langthang est D2.

Sous la dalle des calcaires de Kioto, la schistosité principale S2 et les plis (SA2) sont parallèles à la base de la Nappe de Langthang. Ces plis sont plus ouverts, mais également déversés vers le WSW dans les calcaires de Kioto. Les déformations interne (étirements L2) et externe (plis D2) sont cohérentes dans les formations carbonifères à mésozoïques, mais absentes des formations sous-jacentes dans l'Unité de Nyimaling. En somme:

- 1- La première déformation D1 n'affecte que la base de la Nappe de Langthang et le toit de l'Unité de Nyimaling.
- 2- La deuxième déformation D2 est perçue dans l'ensemble de la Nappe de Langthang ainsi que dans les formations cisailées en-dessous de sa base. Elle se répand vers des régions plus externes que D1.
- 3- Les deux déformations D1 et D2 sont sans effet dans les épais quartzites cambriens (auréole de contact de l'intrusion); par contre, les roches granitiques ont subi des cisaillements ductiles dès D2.

## 2. CINEMATIQUE DE LA NAPPE DE LANGTHANG

### 2.1. APPROCHE DE L'ABSTRACTION

Une coupe verticale dans le nord du Nyima-ri-thrö nous montre quatre domaines de déformation superposés (du bas vers le haut):

- A- granite plus ou moins gneissifié (épaisseur totale et soubassement inconnus);
- B- 1000-2000 m de métasédiments (surtout quartzites), extrêmement compétents et sans déformation interne;
- C- 100-500 m de calcaires et schistes divers, fortement déformés (Kurgiakh, Lipak);
- D- 4000-5000 m de a. quartzschistes compétents (Kuling/Po?), b. calcschistes incompétents (Lilang), c. calcaires massifs compétents (Kioto) et sédiments divers.

Au nord, la base de la Nappe de Langthang est située plus bas (domaine C) qu'au sud (domaine D). Les deux domaines C et D sont déformés de la même manière et différemment des domaines A et B sous-jacents (v. aussi tab. 1 + 2).

Jusqu'à présent, nous avons montré les arguments stratigraphiques et géométriques qui caractérisent la Nappe-pli de Langthang. Dans ce chapitre, nous tentons d'interpréter la vergence des déformations D1/D2 et d'avancer quelques idées quant à la cinématique de la mise en place de cette nappe ductile. Elles se basent sur les deux éléments susceptibles de nous renseigner à ce sujet:

1. le déversement des plis D2, et
2. l'orientation de l'étirement syncinématique L2.

La discordance des deux directions apparentes de transport nous amènera à proposer que la vraie direction du transport est intermédiaire entre les deux (fig. 34).

## 2.2. DEUX PREMISSES: LE DEVERSEMENT DES PLIS D2 ET LA DIRECTION DES ÉTIREMENTS L2

### L'asymétrie des plis

Tous les plis D2, kilométriques ou centimétriques (plis parasites), sont orientés NNW-SSE et déversés vers le WSW; ils sont isoclinaux et couchés dans cette direction (SA parallèle aux limites lithologiques), surtout dans les formations carbonifères à triasiques.

On peut identifier un fort amincissement des flancs inférieurs dans plusieurs des antiformes de la Fm. Kuling (1. éperon de Lutchungse, fig. 12; 2. Bya-ri - Langthang, fig. 17). Sous ce dernier, nous avons remarqué la présence d'une surface de chevauchement. En outre, ce style de plissement affecte aussi le toit de l'unité tectonique sous-jacente.

Tous les critères sont ici réunis, qui caractérisent les *thrust-and-buckle folds* de COWARD & POTTS (1983), type de pli qui se forme dans des nappes (ductiles) en réaction à une compression parallèle aux strates, mais non pas forcément dans la direction de transport. Ce style de déformation nous permet d'affirmer la présence

1- d'un fort raccourcissement dans la direction WSW, et

2- d'une composante de cisaillement simple dans cette direction (appelée "a" dans la fig. 34).

Elle est justifiée par la discordance ascendante du chevauchement basal, en direction E-W ou NE-SW, et qui prouve un mouvement relatif de la nappe par rapport à l'Unité de Nyimaling sous-jacente.

### Les étirements

On ne peut pas dissocier les étirements L2 de ces plis, car les uns sont liés aux autres: les étirements ductiles sont orientés SSE, parallèles aux axes de pli.

Dans une déformation ductile, on considère en général que l'étirement indique la direction du transfert de masse, voir du mouvement d'une unité tectonique tout entière (SHACKLETON & RIES 1984). A notre avis, on ne peut pas envisager une direction NNW-SSE du mouvement, actif en cisaillement simple différentiel, parallèlement aux étirements (modèle COWARD & POTTS 1983). La présence d'une composante de cisaillement simple "a" (fig. 34), discordante à la direction des plis et des étirements dans le plan de cisaillement, distingue la cinématique de la Nappe-pli de Langthang d'une déformation purement décrochante le long d'une rampe latérale (op. cit., fig. 12 + 15). La direction NNW-SSE ne peut donc pas être la vraie direction de transport.

Nous observons que les plis les moins ductiles, tels les grands plis dans la dalle des calcaires massifs de Kioto (fig. 23A), ou le pli à coeur de quartzites cambriens tout au sud (fig. 19, 20), ont la même orientation que tous les autres plis. Ils sont trop ouverts, et leur déformation interne est trop faible pour qu'une réorientation ductile de plus d'environ 20° soit plausible. Ils ont toutefois pu naître obliquement à la vraie direction de transport.

Cependant, nous attribuons aussi aux étirements L2 une composante de cisaillement simple dextre ("b" dans la fig. 34) qui se justifie plus par la configuration géologique générale qu'une différence "physique" par rapport à un étirement né en cisaillement pur.

La direction actuelle de la zone de suture entre l'Inde et le Ladakh est NW-SE. La direction initiale de la zone de collision (lors de D1/D2) était probablement identique au nord de l'Inde (mais peut-être pas au Népal et plus à l'est; TAPPONNIER et al. 1986), même si on admet que l'incurvation de la chaîne himalayenne est un phénomène tardif (KLOOTWIJK et al. 1985). Une composante de cisaillement simple dextre serait par contre inhérente à une collision oblique entre la marge du Ladakh-Kohistan et le pied (*leading edge*) de la marge indienne sur sa marche vers le nord.

Nous avons adopté cette hypothèse au regard de l'évolution ultérieure de ces déformations: suivant les déformations (D1)/D2 discutées ici, D3 possède une très nette composante de cisaillement simple dextre, parallèle à la Suture Indus-Yarlung (STECK in STUTZ & STECK 1986). En période subrécente, les mouvements tectoniques, sur la transversale du Ladakh, se sont concentrés dans la faille du Karakoram, orientée NW-SE (fig. 1, pl. 11A) et active en décrochement dextre (TAPPONNIER et al. 1982; SRIMAL 1986).

Un transport tectonique vers le WSW suivant le seul déversement des plis D2 (étirements en cisaillement pur) est au contraire géologiquement invraisemblable et n'est pas supporté par d'autres observations.

### 2.3. CONCLUSION: UN MODELE DE MISE EN PLACE DE LA NAPPE

#### Assemblage des deux composantes cinématiques sous forme d'un ellipsoïde de la déformation finie D2

Avec ces paramètres, nous pouvons définir une ellipsoïde de la déformation finie pour D2 (ED2; fig. 34). Cette ED2 représente ensemble les déformations inhérentes à nos deux prémisses et elle tient compte de leur contemporanéité.

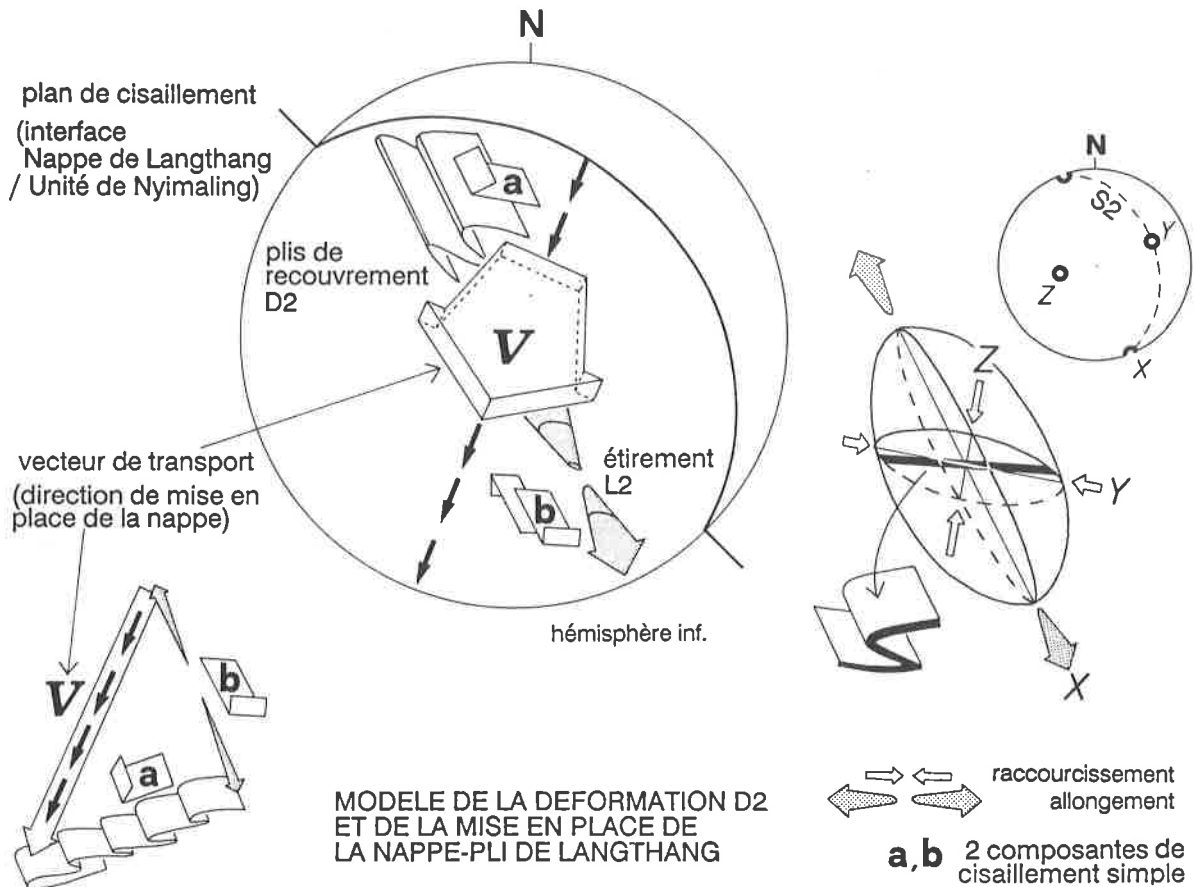


Fig. 34

Schéma concernant le concept du "vecteur de transport" et l'orientation de la déformation finie D2, associés à la mise en place de la Nappe de Langthang sur l'Unité de Nyimaling.

Son grand axe X est déterminé par les étirements L2, qui sont subhorizontaux et orientés NNW-SSE. L'axe intermédiaire Y, contenu dans la schistosité S2, coïncide avec la direction du déversement des plis grâce à la quasi-parallélité de S2 avec la base cisillante de la nappe; son azimut est WSW. Le petit axe Z est perpendiculaire à S2.

Les plis nous ont montré qu'une importante composante de raccourcissement est présente, parallèle à l'axe Y de l'ED2; cela équivaut à dire que toutes les directions perpendiculaires à X sont compressives (ellipsoïde: fig. 34).

### Le vecteur de transport et le mouvement relatif réel de la Nappe de Langthang

Afin de comprendre, quel est le mouvement tectonique, responsable de ces déformations, nous définissons un "vecteur de transport" à partir des deux expressions cinématiques

- des plis D2: raccourcissement + composante de cisaillement simple vers l'WSW, et
- des étirements L2: cisaillement simple suivant NNW-SSE.

Selon le modèle de la fig. 34, leur formation commune est le résultat d'un cisaillement oblique aux limites lithologiques. Ce plan de chevauchement serait imposé au système par la zone de subduction continentale. Nous l'avons dessiné dans une direction NW-SE, mais avec un faible pendage vers le NE, conformément à une subduction de la plaque indienne sous la marge du bloc Ladakh-Kohistan.

Le vecteur de transport, parallèle à ce plan de chevauchement, résulte d'une "addition" d'un vecteur perpendiculaire aux axes de plis (cisaillement simple "a") et d'un vecteur parallèle aux étirements (cisaillement simple "b").

Nous l'interprétons comme la direction dans laquelle la Nappe de Langthang s'est mise en place sur l'Unité de Nyimaling, en partant depuis sa racine dans la zone de suture. L'orientation précise du vecteur de transport reste indéterminée, tant que nous ne pouvons pas quantifier à la fois l'étirement ductile NNW-SSE et le raccourcissement chevauchant vers le WSW. Si le facteur de raccourcissement<sup>15</sup> était égal à l'étirement<sup>16</sup>, ce vecteur aurait une direction SSW (N200°, fig. 34) intermédiaire. Selon que le raccourcissement ou l'étirement prévaut, son azimut est plus grand ou plus petit. Nous pouvons cependant affirmer que la direction du vecteur de transport est S à SW, car ni l'étirement, ni le déversement des plis peuvent, à notre avis, indiquer seuls la direction du transport tectonique.

Il est logique que cette direction soit proche de celle SSW-NNE de la migration de la plaque indienne avant et pendant sa collision avec l'Eurasie (PATRIAT & ACHACHE 1984; KLOOTWIJK et al. 1985).

Puisque ces mouvements tectoniques sont liés à la marge continentale, ils prédatent l'activité des grands chevauchements intracontinentaux M.C.T. et M.B.T. (ch. E). En proximité de ces grands accidents, la géométrie des structures est moins complexe et BRUNEL (1986) y a déterminé un transport de nappe en direction WSW à l'extérieur (sud-ouest) de la chaîne (Lahaul), et SW au sud de notre région (Kumaon).

### 3. DECOUPAGE TECTONIQUE DU HAUT-HIMALAYA

#### Tectonique de nappe dans l'Himalaya

Dans l'Himalaya, le concept de nappes tectoniques s'est imposé dès 1936, grâce au rapport d'Arnold HEIM et d'Augusto GANSSER sur leur traverse de l'Himalaya depuis le Kumaon jusqu'au Kailas (fig. 1). Ils distinguent déjà plusieurs types fondamentalement différents de chevauchements, tel l'énorme "*Main Central Thrust*", zone de cisaillement active dans des conditions ductiles et s'enracinant profondément, puis les chevauchements qui empilent et raccourcissent les sédiments de l'Himalaya Téthysien sur leur substrat cristallin, ou enfin le charriage "superficiel", sur plus de 60 km, des flyschs mésozoïques à blocs, sur le sommet de l'édifice himalayen.

Contournant une discussion que nous trouvons improductive (cf. FUCHS 1985), nous reprenons ici l'une des conclusions de HEIM & GANSSER (1939), parce qu'elle s'appuie sur une réalité concrète:

"Over the back of the main root, the fossiliferous Paleozoic and Mesozoic sediments of the Tethys-Himalaya were piled upon each other. The thrusts are partly more of the fault type and partly recumbent folds with great complications of minor folding along the thrust lines, one type passing on to the other, as it is the case in the Alps. (p.225)"

C'est un résumé du style tectonique, que ces auteurs ont observé à l'intérieur de la dalle du Haut-Himalaya, i.e. dans la couverture phanérozoïque du Cristallin du Haut-Himalaya. C'est la zone qui nous préoccupe, bien que notre région soit située plus près de la marge nord-indienne, donc de la terminaison latérale de la plaque indienne.

Nous avons déjà tenté de trouver une logique commune à l'histoire tectono-métamorphique de l'Himalaya nord-occidental d'une part et de celle de plusieurs segments de la marge nord-indienne d'autre part (ch. E, 4). Nous voulons résumer ici la structure tectonique de notre secteur d'un point de vue cinématique.

15 Distance originale : distance actuelle de deux points selon la direction ENE-WSW

16 Axe X de l'ellipsoïde de la déformation finie

### Contraintes structurales et métamorphiques à la position tectonique de la Nappe de Langthang

Les conditions métamorphiques identifiées (schistes verts à pression élevée: ch. E, 3.4) impliquent que la base de la Nappe de Langthang, proche de l'isograde de la biotite, se trouvait à environ 15 km de profondeur. La colonne stratigraphique, même épaissie tectoniquement, ne suffit pas pour expliquer une telle surcharge (max. 6 km,<sup>17</sup>). La cohérence structurale des domaines paléogéographiques au sein de la Nappe de Langthang exige la présence, sur son toit, d'une unité tectonique supplémentaire et actuellement érodée. Son origine paléogéographique doit être plus distale que le pied du talus principal de la marge nord-indienne (Unité de la Markha) qui affleure dans la Nappe de Langthang.

Il peut s'agir d'une continuation de la **Nappe de Nindam** (BASSOULLET et al. 1980b, COLCHEN et al. 1986), qui se termine tectoniquement à une dizaine de kilomètres au NW, ou d'une partie du **complexe ophiolitique de Nidar** s.l. (THAKUR & VIRDI 1979), affleurant devant le cœur métamorphique de la Culmination du Tso Morari, plus au SE. Le soulèvement énorme de cette culmination a facilité l'érosion de cette hypothétique unité supérieure.

A la terminaison sud du Nyima-ri-thrö, THAKUR & VIRDI (1979) et SINHA (1981; p.123) signalent une zone, large de 3 km, de mélanges ophiolitiques associés au complexe de Nidar, contenant des "volcanites [basiques], tuffites fines, diamictites (*unsorted agglomerates*), petits niveaux de calcaire et de gabbros". L'existence de cette "klippe de Spongchen" est douteuse, car:

1. ces roches ne peuvent pas être en place: ces auteurs localisent la klippe sur le versant SW de la chaîne, posée sur les métasédiments cambriens (A. Steck et observ. pers.). C'est une surface d'érosion quaternaire.

2. Les lithologies mentionnés peuvent toutes, à part les diamictites (conglomérats quaternaires ?), appartenir aux formations cambriennes (ch. B.1). Un réseau dense de filons doléritiques et rhyolitiques a été observé dans cette région par A. Steck en 1985. De tels filons (mais pas le "mélange") figurent aussi sur la carte de SHARMA & KUMAR (1978).

A. BERTHELSEN (1953) fournit de meilleures preuves pour la nature de l'unité tectonique qui a reposé sur les séries métamorphiques de la Culmination du Tso Morari: il a découvert des masses de **serpentinite** et une **lentille de chromite** à 25 km au SW des ophiolites de Nidar. GANSSER (1964; fig. 33) a ensuite réinterprété ces ultrabasites, en les considérant comme des klippes d'une nappe ophiolitique semblable aux péridotites obductées de l'Amlang-la ou de Spongtang (fig. 1).

Bien qu'une unité ophiolitique ait pu reposer sur l'actuelle culmination du Tso Morari, l'enfoncement des unités de la marge nord-indienne (indiqué par le fort métamorphisme à travers le Rupshu) semble exiger une paléo-couverture tectonique (et sédimentaire: molasses ?) plus étendue.

### Structure interne du Haut-Himalaya dans le sud du Ladakh

Une épaisseur d'au moins 10 km de la croûte indienne est exposée dans le Nyima-ri-thrö (pt. 2.1). Le chevauchement ductile de la **Nappe-pli de Langthang**, situé à 2 - 3 km au moins en-dessus de la base du granite, monte du NE au SW: il mord dans les quartzschistes cambriens sur le versant oriental, et suit les marbres carbonifères à la terminaison nord de la chaîne. Il est ensuite situé en-dessus des formations du Paléozoïque supérieur (*flat* dans les schistes triasiques) et recoupe plus loin les calcaires liasiques dans plusieurs rampes.

C'est une surface majeure de procharriage à la marge nord de la supra-croûte indienne: son activité est fortement cisailante et ne provoque pas l'inversion ou la superposition de **groupes** lithostratigraphiques entiers, comme c'est le cas p.ex. dans l'unité (tectonique) de Lamayuru plus à l'ouest, qui chevauche les séries de la plate-forme épicontinentale dans le nord du Zaskar (BASSOULLET et al. 1980b).

Dans les étages structuraux profonds, proches de l'isograde de la biotite, la Nappe de Langthang est une nappe-pli avec des plis isoclinaux à toutes les échelles, inversant des **formations** stratigraphiques; les étages supérieurs sont transportés plus passivement sur leur semelle ductile.

<sup>17</sup> Formations permienes à jurassiques = env. 5 km (C + D, pt. 2.1) + formations crétacées à tertiaires = 1 km (BAUD et al. 1984)

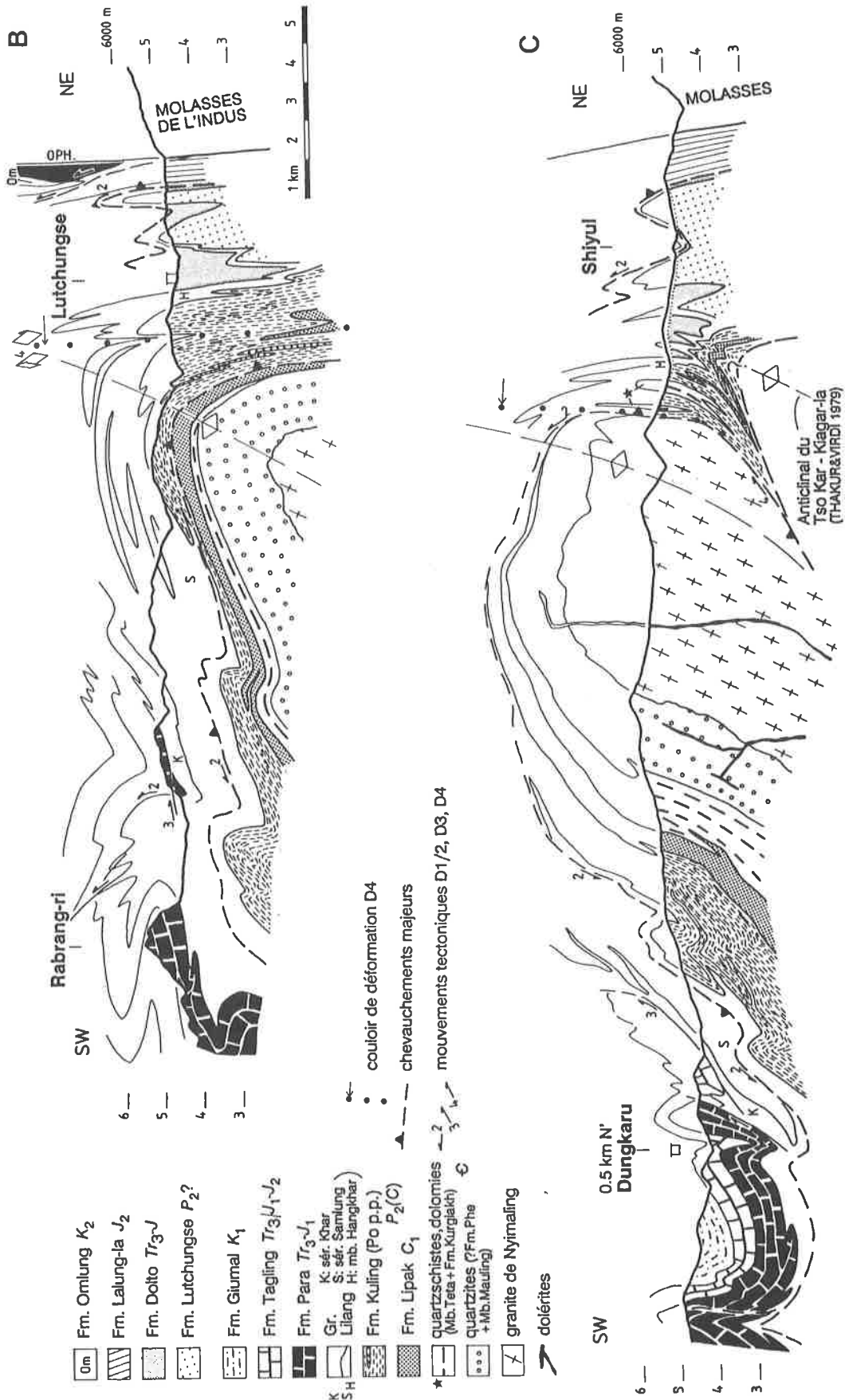


Fig. 35

2 coupes tectoniques B + C, à travers le Nyima-ri-thrö (localisation: fig. 3).

Un tel style tectonique avec des plis isoclinaux de grande amplitude, n'affectant qu'une ou deux formations, a été reconnu ailleurs dans le Zaskar, dans des terrains aux conditions de température semblables: p.ex. dans la région de la Suru (HONEGGER 1983: écailles, plis-nappes et nappes) ou au fond des gorges du fleuve Zaskar (dans la prolongation de l'Anticlinal de Nyimaling vers le NE; KELEMEN & SONNENFELD 1983). Ces auteurs commentent les plis couchés isoclinaux à vergence SW avec les mots suivants:

"However, the "megafolds" often lack infolded older or younger rocks; isoclinal folding must have been accompanied by extensive decollement along shale horizons (p.278)."

Dans le cas de la Nappe de Langthang, nous avons montré le très fort changement de compétence entre les quartzites cambriens (affectés par un métamorphisme thermique pré-himalayen) et les marbres et les schistes sus-jacents. Le décollement principal de la Nappe de Langthang s'est propagé depuis l'actuelle "racine externe" vers des régions plus externes en suivant cette zone du contraste de compétence le plus fort. La ductilité des marbres calcaires dans les températures du faciès schistes verts a dû faciliter le confinement des mouvements cisailants. Dans les régions plus externes du Zaskar, le chevauchement apparaît en surface, parce que les unités supérieures (ophiolites et molasses ?), sous lesquelles la marge nord-indienne était enfouie, se terminent.

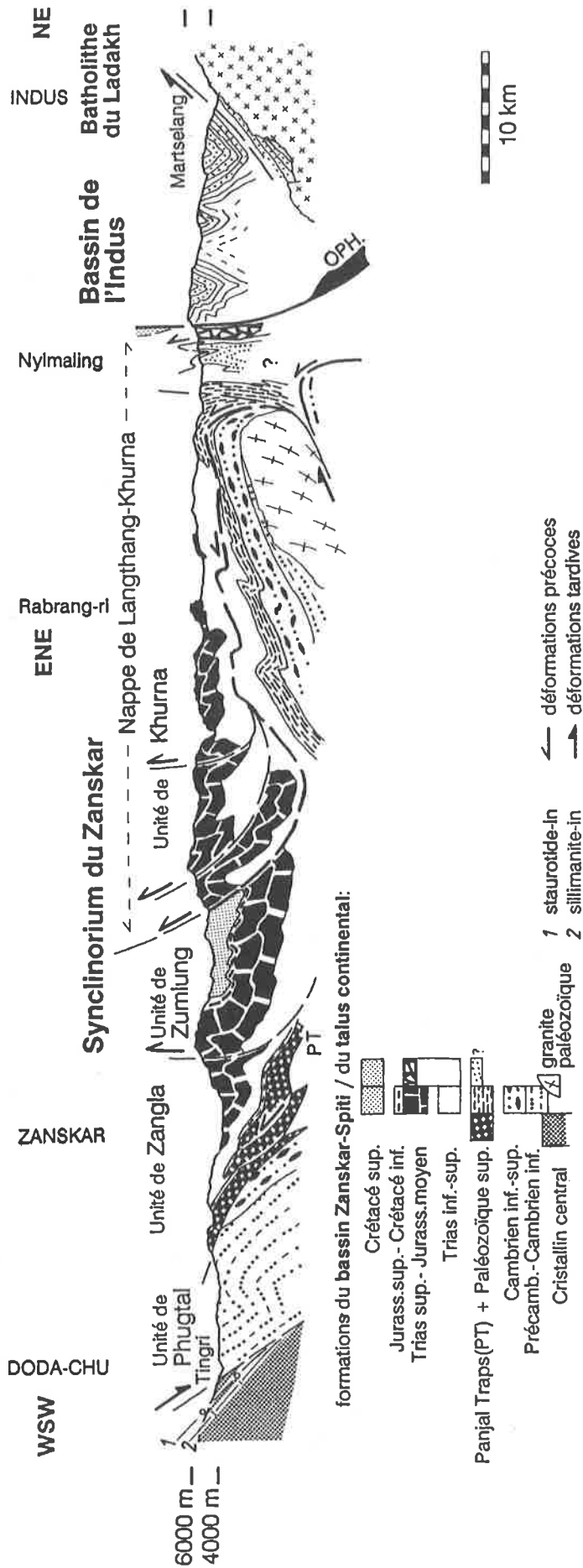


Fig. 36

Coupe tectonique synthétique depuis le Cristallin Central du Haut-Himalaya au Batholithe du Ladakh dans le nord de l'Inde (Zanskar - Indus), compilée d'après BAUD et al. (1982a), HERREN (1987), A. STECK et nos propres levés.



## G. LA PHASE FINALE DE L'EVOLUTION COMPRESSIVE: LES DOMES TECTONIQUES

### 1. DEFINITION GEOMETRIQUE DU DOME DU KANGYATSE

La grande culmination du Tso Morari sur la marge nord-indienne longe la Suture de l'Indus-Yarlung sur environ 200 km entre la vallée de la Markha et le nord de la chaîne du Leo Pargyal (fig. 1); elle se compose de deux ou plusieurs grands antiformes, configurés en échelon (ch. D.3, 1 et fig. 35, C).

La carte montre qu'un fort plongement axial dans l'extrême NW du Nyima-ri-thrö termine cette culmination. De ce fait, la région autour du Kangyatse (Nimaling Peak dans STUTZ & STECK 1986) est un dôme, avec un pendage dans toutes les directions, sauf vers le SE (fig. 37). Au nord du sommet Z1 (fig. 3), il se marque morphologiquement par une altitude moyenne plus élevée et par une plus grande surface qu'occupent les sommets dépassant les 6000 m.

Nous avons tracé la surface axiale SA5 d'un **bombement tardif** qui replie la surface axiale SA3 de l'Anticlinal de Nyimaling et qui est responsable de ce **dôme du Kangyatse** (fig. 29). Son orientation (forcément approximative) s'appuie sur trois observations:

1- une **fenêtre structurale** dans la plaine de Nyimaling:

elle expose la formation la plus basse de l'Unité de la Markha (fig. 12 + 29). Le pendage des structures planaires va dans les deux directions opposées de part (Bya-ri) et d'autre (Lalung-la - Amda) de ce bombement, conformément à sa structure antiforme;

2- la **disparition par plongement axial du coeur granitique du massif**:

cette charnière ouverte et de grande amplitude est située au fond de la Lansi-lungpa, au SE du Kangyatse (fig. 29);

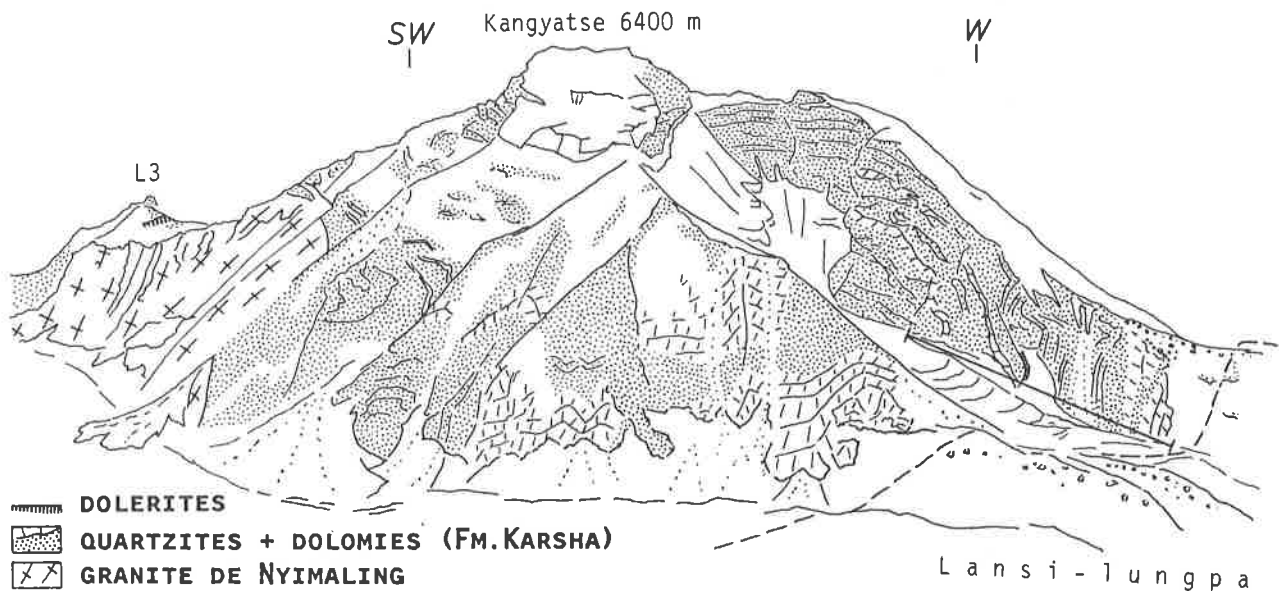


Fig. 37

Vue du Kangyatse (6400 m): on remarque le contact intrusif du granite de Nyimaling dans l'arête sud et les lits dolomitiques du toit de la Fm. Karsha qui enveloppent toute la montagne en *dip-slope*.

La barre situe le profil stratigraphique à travers le toit de la Fm. Karsha (fig. 5) et la ligne traitillée délimite le couloir de déformation D4, qui réactive la racine de la Nappe de Langthang.

### 3- le redressement des plis à axes horizontaux:

en suivant la Nappe de Langthang du sud vers le nord, c'est à l'est du Zalung-karpo-la que tous les axes de pli, jusqu'alors subhorizontaux, adoptent un plongement NW moyen d'environ 20° (cf. fig. 17 <-> 19).

Si on aligne ces trois "points", ce pli tardif prend une orientation approximative NE-SW, qui est transversal au granite et à la surface axiale SA3 de l'Anticlinal de Nyimaling. Il est l'expression de la dernière déformation tectonique; celle-ci clot les mouvements différentiels (D3/D4) parallèles à la Suture Indus-Yarlung, puisqu'elle affecte tout le bâti tectonique de la marge nord-indienne jusqu'en proximité de la ligne de suture (et au-delà?, tab. 3).

Nous nous interrogerons ici sur

- l'évolution des déformations post-métamorphiques D3 et D4 jusqu'à la période de formation de ce dôme tardif, et sur
- le relais d'une tectonique compressive par un régime d'une croûte en extension.

## 2. LA DEFORMATION TARDIVE ASSOCIEE AU DOME

### Marqueurs D2 / D3 redressés par le plongement axial

Dans son modèle cinématique de l'Anticlinal de Nyimaling, A. STECK a déterminé la **direction 'a' du flux tectonique** (RAMSAY 1967, ch. 8-3) dans ce pli similaire D3 (STUTZ & STECK 1986): elle est orientée 308 / 14, plongeant vers le NW. L'orientation moyenne des petits plis, associés à cette même déformation, est environ 300 / 30<sup>18</sup>.

La droite de glissement 'a' du pli similaire devient un vecteur si on peut déterminer la surface active de glissement: celle-ci est proche du plan vertical, orienté NW-SE, dont s'approchent, dans le flanc interne de l'Anticlinal de Nyimaling, toutes les structures planaires (ch. D.4, 5). Par conséquent, le glissement au sein du méga-pli SA3 acquiert une **polarité vers le NW** suivant la droite orientée 308 / 14.

Or, un transport dirigé en profondeur le long de ce vecteur nous semble inconcevable, car, dans une antiforme de type similaire, née dans un régime compressif, le vecteur du flux de masse (indiqué par 'a') doit être horizontal ou dirigé dans l'hémisphère supérieur. Ce n'est actuellement pas le cas (v. "a"D3, fig. 29). Par conséquent, cette direction n'est pas originelle, mais provient d'un redressement postérieur d'au moins 15°, concrétisé par le plongement NW du dôme du Kangyatse.

Dans les *dip-slopes* NW du Kangyatse, on peut déterminer directement un plongement axial de 30° de l'enveloppe métasédimentaire du granite de Nyimaling.

Les anciens axes de plis AP2, eux, sont subhorizontaux dans le sud du flanc externe, mais plongent vers le N à NW dans la vallée de Langthang (v. ci-dessus).

Nous observons aussi que les **linéations d'étirement L2/L4 dans la "racine verticale externe"** s'étalent dans ce couloir de déformation (stéréogramme insérée dans la fig. 12). Le plan porteur de ces linéations est la schistosité S4, mais il est possible qu'elles soient en partie plus anciennes (L2). Du SE au NW (localités F -> A, fig. 12), le plongement de ces linéations s'accroît à la hauteur de la ligne Kangyatse-Nyimaling, trace du bombement transversal (fig. 12: A,B,C pendages subverticaux; D intermédiaire; E,F subhorizontaux). L'étalement des linéations dans le couloir de déformation D4 ne provient alors pas seulement de l'effet de D3/D4, repliant des linéations L2, mais aussi de la formation de ce pli transversal D5 de grande amplitude.

### Les derniers mouvements tectoniques

Dans ce couloir, nous pouvons observer le redressement progressif par paliers d'un étirement subhorizontal (parois de l'éperon calcaire, en aval de Lutchungse: localité C, fig. 12). Des plans verticaux (parallèle à S4) portent différentes générations de fibres calcitiques d'extension autour de cristaux de pyrite (fig. 38). Ces fibres ont été progressivement verticalisées. Leurs premiers segments ont subi une rotation d'environ 90°, et le dernier incrément de croissance est toujours subhorizontal, comme le démontre la fissure simple dans l'exemple de gauche.

Nous avons vu qu'un cisaillement dextre parallèle à la Suture Indus-Yarlung est déjà probable pendant D2 (ch. F) et s'est certainement installé lors de la déformation D3 à vergence retour (ch. D). Cette

18 299 / 27 dans un premier groupe de données (P4, fig. 11, STUTZ & STECK 1986; AP3 ici) et 295 / 32 dans un second groupe de données de la même région (AP3 de la fig. 17)

déformation a redressé la racine de la Nappe de Langthang; des coulissemements dextres se sont concentrés dans ce couloir vertical pendant D4. L'acquisition du plongement axial pendant D5 (environ 30°, v. ci-dessus) ne peut être responsable que des derniers incréments de ces fibres.

On peut alors considérer les déformations post-métamorphiques D3, D4 et D5 comme une seule phase de déformation. Elle termine l'évolution tectonique en compression (tab. 3).

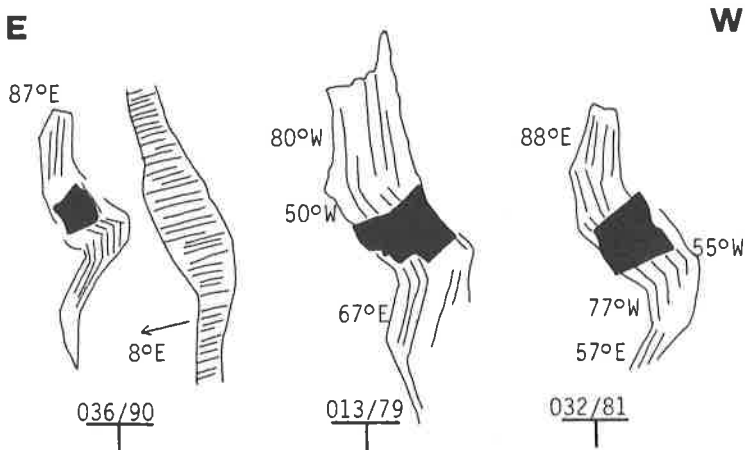


Fig. 38

Trois exemples de fibres d'extension de calcite, croissant à partir d'un cristal de pyrite: ils indiquent un changement de 90° de la direction de l'étirement maximal, qui aboutit à des mouvements coulissants dextres.

Ce même sens de rotation est constamment présent dans les falaises calcaires de l'éperon de Lutchungse, situées entre la Langthang-chu et la Nyimaling-chu, d'où proviennent ces exemples.

### 3. LES DOMES TECTONIQUES AU SUD DE LA SUTURE INDUS-YARLUNG: UN PHENOMENE FREQUENT

#### Exemples de grandes structures en dôme et bassin dans l'Himalaya du nord

La terminaison sud des montagnes de Nyimaling coïncide avec l'amincissement net du pluton granitique. La disparition des quartzites noirs<sup>19</sup>, indicateurs d'un métamorphisme de contact dû au granite (ch. E, 2), renforce l'idée que le pluton ne se prolonge pas en subsurface.

On connaît, dans le nord du Haut-Himalaya, d'autres granites semblables, qui apparaissent dans le coeur de dômes:

- le granite de Polokong au nord du Tso Morari (THAKUR & VIRDI 1979 + notre fig. 1);
- les gneiss granitiques dans la Gurla Mandhata (GANSSE 1964) et le Kanjiroba Himal (fig. 1: LE FORT 1986) au NW du Népal;
- les granites du Gyaco-la (DEBON et al. 1986) et Kangmar (BURG et al. 1984a) de la ceinture nord-himalayenne dans le sud du Tibet.

Jusqu'à présent, seule une partie de ces granites déformés a été datée du Paléozoïque inférieur. Mais les exemples mentionnés semblent tous, selon ces auteurs, appartenir à cette ancienne génération que l'on

19 Visible depuis le vol Indian Airlines desservant la liaison Chandigarh - Leh.

distingue des leucogranites néogènes par leur pétrographie et leur déformation. Nous avons émis l'hypothèse (STUTZ & THÖNI 1987) que l'emplacement des granites préfigure les dômes tectoniques.

D'autres structures analogues sont connues plus à l'ouest: la klippe ophiolitique de Spongtang possède une forme de cuvette (FUCHS 1982b; KELEMEN & SONNENFELD 1983); une structure transversale N-S met à jour le dôme métamorphique du Nun-Kun (HONEGGER 1983) le long de la rivière Suru. La virgation occidentale de l'arc himalayen au Nanga Parbat est aussi un énorme dôme tectonique: sa formation par un plissement transversal est très tardive (TAHIRKHELI et al. 1979; COWARD et al. 1986) et se poursuit actuellement comme phénomène morphogénétique.

#### Chronologie de la fin de l'activité tectonique dans la zone de suture de l'Himalaya nord-occidental

Des plis ouverts transversaux, orientés E-W à NE-SW, n'affectent pas seulement la marge nord-indienne, mais aussi les sédiments du bassin de l'Indus et même la molasse de Kargil (SHAH et al. 1976, THAKUR & VIRDI 1979) d'âge miocène inférieur (SAVAGE et al. 1977) (tab. 3).

La virgation du Nanga-Parbat soulève des niveaux profonds du Haut-Himalaya le plus interne et replie intensément la Suture Indus-Yarlung (*Main Mantle Thrust*). C'est le plus imposant dôme tectonique se trouvant dans une position analogue à celle de notre région. Dans ce dôme, le début des mouvements tectoniques solidaires de la marge Ladakh-Kohistan soudée à la marge indienne date du Miocène inférieur. Ce résultat est basé sur des âges traces de fission obtenus par ZEITLER et al. (1982) sur les deux marges: ils traduisent un soulèvement post-métamorphique différentiel avant cette période, mais commun après 15 Ma. Dans l'évolution tectonique, c'est donc la période où la zone de suture cesse d'être tectoniquement active dans l'Himalaya nord-occidental.

La déformation D5 qui crée le dôme du Kangyatse, traduit précisément la fin des mouvements tectoniques (encore intenses lors de la déformation précédente D4), parallèles à la zone de suture. Dans la perspective des datations discutées, nous plaçons la formation tectonique du dôme du Kangyatse dans le Miocène.

#### 4. HISTOIRE POST-TECTONIQUE ET DE MORPHOGENESE

##### Tectonique active et morphogénèse

Après la fin de la tectonique compressive, des grabens d'extension orientés N-S ont commencé à se former aussi bien au Tibet sud (TAPPONNIER et al. 1981; HAN et al. 1984; ROTHERY & DRURY 1984) qu'au Rupshu (BERTHELSEN 1953). Ils sont souvent localisés dans la zone nord-himalayenne qui a aussi vu naître les dômes tardifs à coeur d'orthogneiss. Ce régime tectonique d'une croûte en extension reste actif de nos jours, depuis le Tibet sud jusqu'au Rupshu à l'ouest (MOLNAR 1984). Dans toutes ces régions, il s'exprime par les mêmes phénomènes, et nous pensons que l'âge Miocène supérieur, avancé par MERCIER et al. (1987) pour le relais du régime compressif par l'actuel régime extensif, est aussi valable dans le Rupshu.

Le régime actif est alors fort différent de celui suggéré pour la formation des méga-plis transversaux NE-SW ou N-S (comme celui qui dessine le dôme du Kangyatse) qui sont les dernières structures compressives. La direction E-W est devenue extensive; en plus, la déformation associée à ces grabens paraît s'effectuer en cisaillement pur. (Des déformations en cisaillement simple ne peuvent être invoquées que pour quelques grandes failles décrochantes au nord de la Suture Indus-Yarlung.)

Nous avons souvent observé, dans le Nyima-ri-thrö, que des reliques de sédiments quaternaires sont préservées de l'érosion très haut en-dessus des fonds des vallées actuelles (p.ex. en face de Hangkhar, sur le flanc nord du dernier tronçon de la Langthang-chu etc., fig. 3). ARN in BAUD et al. (1982a) et OSMASTON (in prep.) ont localisé d'anciennes terrasses entre 100 et 250 m en-dessus de la Markha-chu. Au nord du versant oriental (Amda, Stargjuk, Yabal), l'érosion actuelle des dépôts morainiques se renforce très nettement en-dessous de la cote 4800 m, suggérant un plus fort soulèvement du coeur de la chaîne.

Le basculement de terrasses quaternaires sur les pentes de la Gurla Mandhata prouve aussi que le soulèvement dans la zone nord-himalayenne est, au moins en partie, très jeune (GANSSEY 1964, phot.25).

### Mesures du poids volumique

Dans ce contexte, nous avons voulu tester, si le contraste de densité entre le granite de Nyimaling et sa couverture de quartzites (transformés par l'intrusion) pourrait contribuer à renforcer le soulèvement au-dessus du pluton.

Environ 2 km de métasédiments surmontent le pluton granitique, épais d'au moins 4 km; ces premiers ont une lithologie très homogène, dominée très largement par les quartzites (ch. B.1); cela permet de négliger dans ces considérations les autres lithologies. Le tab. 4 montre le résultat d'une détermination du poids volumique dans 9 échantillons de quartzites et 12 échantillons de granite: la différence moyenne des poids volumiques du granite et des quartzites est de  $-1 \text{ kN/m}^3$  ou  $-0,10 \text{ g/cm}^3$ .

Nous pouvons comparer ces valeurs avec celles en provenance de terrains où l'effet de la gravité sur des corps granitiques est un mécanisme accepté: la mise en place de diapires granitiques est un tel cas.

Dans le Svecofennien (Précambrien) de la Suède centrale, STEPHANSSON (1975) a effectué des mesures de densité le long d'un profil traversant la limite subverticale entre un granite intrusif et son enveloppe de roches métamorphiques: le contraste des poids volumiques s'élève à  $-0.05 \text{ g/cm}^3$ , donc à la moitié de nos valeurs.

tab. 4: POIDS VOLUMIQUES APPARENTS  
DES DEUX LITHOLOGIES PRINCIPALES DE L'UNITE DE NYIMALING

quartzites cambriens	27.46 26.91 26.94 27.10 27.08 27.05
	26.91 26.71 27.32
	moyenne des 9 valeurs: $27.1 \pm 0.2 \text{ kN/m}^3$
granites	26.18 25.87 26.05 25.92 26.08 25.97
	26.40 26.21 26.39 26.32 25.81 25.81
	moyenne des 12 valeurs: $26.1 \pm 0.2 \text{ kN/m}^3$

### Conclusions

Un gradient négatif très fort existe entre les poids volumiques du granite et des quartzites cambriens. Qualitativement, il a certainement pu renforcer un mouvement vertical, amorcé tectoniquement.

A la suite d'une longue période compressive, un régime d'extension s'est installé dans la culmination du Tso Morari vers la fin du Tertiaire; il a probablement activé la poussée gravifique du granite vers le haut. Pendant la morphogenèse, celle-ci serait ensuite responsable d'une exagération des dômes tectoniques, mis en route lors de D3 (Anticlinal de Nyimaling) et renforcé pendant D4 et D5 (dôme du Kangyatse).

Ce processus "atectonique" est très jeune (au moins Pleistocène), comme le prouvent les observations de A. GANSSER à la Gurla Mandhata (op. cit.).

## H. LE HAUT-HIMALAYA INTERNE DU LADAKH MERIDIONAL: SYNTHESE

### 1. PALEOGEOGRAPHIE INITIALE ET HISTOIRE TECTONIQUE

A la différence de son coeur, la terminaison nord-occidentale de la Culmination du Tso Morari expose des séries peu métamorphiques qui permettent de reconnaître d'étroites analogies avec les séries du Haut-Himalaya plus externe (Spiti-Kashmir).

Nous avons distingué deux unités tectoniques, bien qu'elles contiennent des parties complémentaires de la colonne stratigraphique (v. ci-dessous). Dans l'unité supérieure, nous reconnaissons, à moins de 15 km de distance de l'actuelle suture continentale, une transition (au niveau des formations triasiques, seules présentes en continuité) vers des faciès plus profonds. Les séries qui, à l'origine, se sont déposées au pied du talus de la plate-forme continentale nord-indienne, sont préservées dans une bande large de 5 km, le long de la suture continentale.

Ainsi se complète l'image de la marge passive mésozoïque au nord de l'Inde, affleurant entière, quoique fortement raccourcie, depuis le bassin épicontinental du Zaskar-Spiti jusqu'au front du continent indien. Ce front de la croûte continentale indienne, normalement épaisse, est la zone où s'est renforcée la subsidence des formations mésozoïques (SCRUTTON 1982), grâce à l'amincissement de la lithosphère par le *rifting* des fragments du futur continent cimmérien, au Permien (SENGÖR 1987). Un domaine marin a existé dès la fin du Permien inférieur au nord d'une terre émergée (Kashmir-Zaskar), sur laquelle se sont étendues les coulées basaltiques des Panjal Traps.

En comparant d'autres segments de la marge nord-indienne, c'est une partie relativement proximale qui est préservée dans notre région: il manque certaines séries d'une provenance paléogéographique très distale (tel le "Flysch Trias-Lias" du Tibet sud, BURG 1983) ou les sédiments océaniques, obductés avec les ophiolites sur la marge continentale (REUBER et al. 1987).

Dans ce travail, nous avons traité d'un segment à la fois spatial et temporel de la **collision continentale**, survenu entre le continent indien et la marge sud de l'Eurasie, et qui comprend une série d'"événements" tectoniques de nature différente et échelonnés dans le temps (cf. p.ex. POWELL 1987). Depuis les premières déformations datées du pied de la marge nord-indienne, s'exprimant par un "flysch à blocs" qui s'est déposé sur les sédiments de la marge distale, 70 millions d'années se sont écoulées et l'orogène himalayen se déforme toujours. Nous devons donc distinguer plusieurs phases géodynamiques.

Le front de la croûte continentale complète, que nous avons étudié, a été déformé durant et après la **suturation des blocs indien et eurasiatique**.

Au Ladakh, cette phase est précédée par la subduction de la marge continentale distale sous l'arc volcanique de Dras (engendrant des mélanges et des schistes bleus), et le chevauchement d'unités distales sur des parties plus proximales. Les relations entre les déformations et le métamorphisme, suivant la marge nord-indienne, nous montrent, dans l'essentiel, deux choses:

1. Le début des déformations est caractérisé par une tectonique tangentielle vigoureuse, dirigée vers le bouclier indien (D1/D2). L'épaisse pile sédimentaire de l'Himalaya Téthysien est tranchée par une importante zone de cisaillement (qui crée une nappe pli d'un type particulier: v. ci-dessous).

Ces déformations sont accompagnées d'un métamorphisme prograde, qui croît continuellement vers le SE dans le Rupshu, et elles témoignent ainsi de l'enfouissement tectonique différentiel de ce secteur (entre l'Eocène moyen et l'Oligocène ?).

2. Une longue phase post-métamorphique (D3 - D5) traduit la suite de la compression, mais s'exprime par des mouvements verticaux et décrochants, qui permettent ailleurs l'échappement de certaines parties de la croûte indienne sur l'ancienne marge active (rétrocharriages; cf. HONEGGER 1983).

Un affaiblissement de l'intensité de la déformation devient sensible vers la fin de la phase post-métamorphique. La tectonique tardive semble en outre préfigurer la morphogénèse. Comme celle-ci date essentiellement du Quaternaire sur le plateau tibétain (LI B.-Y. et al. 1980; MERCIER et al. 1987) - auquel appartient morphologiquement notre région -, on doit admettre que les déformations post-métamorphiques, dans le Rupshu et le sud du Ladakh, sont en grande partie contemporaines de l'activité du M.C.T. à la base du Haut-Himalaya (Oligocène - Miocène).

Le synclinorium du Zaskar a acquis sa forme actuelle (fig. 36) pendant cette phase de resserrement tardif, suivi des mouvements soustractifs vers le NE dans la faille normale du Zaskar (HERREN 1987, MCELROY 1987). La culmination du Tso Morari paraît autonome du point de vue géométrique; elle agit comme un obstacle aux mouvements à vergence retour dans le synclinorium, mais constitue elle-même le poing qui force la déformation à vergence retour dans le Bassin de l'Indus, au NE.

A nos yeux, les déformations précoces D1 et D2 représentent le mieux l'individualité tectonique de notre secteur dans l'Himalaya indien, car leur géométrie est oblitérée ailleurs et elles précèdent le pic de la déformation et du métamorphisme syn-cinématique dans le cristallin central: ici s'épanouit la prochaine phase dans l'orogénèse himalayenne, la subduction intracontinentale le long du M.C.T. (MATTAUER 1986).

## 2. MECANISMES DE DEFORMATION ET RACCOURCISSEMENT CRUSTAL

Plusieurs mécanismes de déformation ont successivement été actifs. Ils traduisent, dans l'Himalaya le plus interne, une petite part du raccourcissement "post-suturation" de la croûte indienne (MOLNAR et al. 1981). Ce sont:

- 1- le cisaillement précoce de la couverture phanérozoïque du Haut-Himalaya, menant à la formation de la Nappe de Langthang(-Khurna);
- 2- la naissance, le soulèvement et le rétro-déversement d'une antiforme d'amplitude plurikilométrique;
- 3- les mouvements décrochants dextres et bien confinés, parallèles à une surface verticalisée, qui est la suture continentale et le plan de chevauchement des unités de la marge active et du bassin molassique (COLCHEN et al. 1986).

Nous avons décrit un type particulier de nappe tectonique, en partant de l'observation d'un important mouvement tangentiel, identifié au sein d'une série sédimentaire épaisse (ch. D.2, 1-2). Cette nappe se singularise par les caractéristiques suivantes:

1. Si l'on ne regarde qu'une seule zone de mouvement, la translation est la plus **grande** (> 10 km) près de la racine de l'unité tectonique, dans la zone de cisaillement à la base de la Nappe-pi de Langthang. C'est aussi le niveau structural le plus profond. Les étages plus élevés ont été déplacés sur **une seule** (et épaisse) semelle ductile sans subir une déformation interne importante.
2. Nous défendons le modèle allochtoniste d'un maintien (et non d'un amortissement) de cette translation vers l'avant-pays (et donc jusqu'à la surface).  
Au NE du cristallin central, la structure du Zaskar ne montre pas de grands chevauchements, mais une série (6-7) d'unités tectoniques, séparées par des failles inverses (BAUD et al. 1982a,b; GAETANI et al. 1985b). Nous avons donné l'interprétation que le cumul des modestes (n km) rejets entre **plusieurs** de ces blocs tient compte de la translation mieux confinée, observée dans une position structurale plus interne et plus basse (propagation en *piggy-back* vers les niveaux plus superficiels; fig. 36).

Nous proposons l'existence d'un ensemble tectonique composé, appelé la **Nappe de Langthang-Khurna**.

Grue blanche dans le ciel,  
Prête-moi tes ailes !  
Je ne vais pas loin  
Juste à Litang et je reviens.

Tshangyang Gyatso, VIe dalaï-lama (1683-1706)

## J. BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN J.R.L. (1982): Sedimentary structures. Their character and physical basis. Vol.1 + 2.- Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York.
- ANDERTON R. (1976): Tidal-shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian.- *Sedimentology* **23**, 429-458.
- ANDREWS-SPEED C.P., BROOKFIELD M.E. (1982): Middle Paleozoic to Cenozoic geology and tectonic evolution of the Northwestern Himalaya.- *Tectonophysics* **82**, 253-275.
- BALLY A.W., ALLEN C.R., GEYER R.B., HAMILTON W.B., HOPSON C.A., MOLNAR P.H., OLIVER J.E., OPDYKE N.D., PLAFKER G., WU F.T. (1980): Notes on the geology of Tibet and adjacent areas -- Report of the American Plate Tectonics Delegation to the People's Republic of China.- U.S. geol. Surv. Open File Rep. 80-501 (Washington).
- BASSOULLET J.P., BELLIER J.P., COLCHEN M., MARCOUX J., MASCLE G. (1978): Découverte de Crétacé supérieur calcaire pélagique dans le Zaskar (Himalaya du Ladakh).- *Bull. Soc. géol. France* **20/6**, 961-964.
- BASSOULLET J.P., BOULIN J., COLCHEN M., MARCOUX J., MASCLE G., MONTENAT C. (1980a): 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., GILBERT E., MARCOUX J., MASCLE G., SUTRE E., VAN HAVER T. (1984): L'orogène himalayen au Crétacé.- *Mém. Soc. géol. France*, n.s.**147**, 9-20.
- BASSOULLET J.P., COLCHEN M., JUTEAU T., MARCOUX J., MASCLE G. (1980b): L'édifice des nappes du Zaskar (Ladakh, Himalaya).- *C. R. Acad. Sci. (Paris)* **290**, 389-392.
- BASSOULLET J.P., COLCHEN M., JUTEAU T., MARCOUX J., MASCLE G., REIBEL G. (1983): Geological studies in the Indus Suture Zone of Ladakh (Himalaya).- *Contr. to Himalayan Geol.* **2** (Delhi), 97-123.
- BASSOULLET J.P., COLCHEN M., MARCOUX J., MASCLE G. (1981a): Les masses calcaires du flysch triasico-jurassique de Lamayuru (Zone de la Suture de l'Indus, Himalaya du Ladakh): klippe sédimentaires et éléments de plateforme remaniés.- *Riv. ital. Paleont. (Stratigr.)* **86/4**, 825-844.
- BASSOULLET J.P., COLCHEN M., MARCOUX J., MASCLE G. (1981b): Field evidences for continental rifting in Triassic time in the Ladakh part of the Indus suture zone.- *Geological and ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau 1*, Science Press, Beijing, 579-586.
- BASSOULLET J.P., ENAY R., MOUTERDE R. (1986): La marge nord-himalayenne au Jurassique.- *Mém. Sci. de la Terre* **47**, 43-60.
- BAUD A., ARN R., BUGNON P., CRISINEL A., DOLIVO E., ESCHER A., HAMMERSCHLAG J.G., MARTHALER M., MASSON H., STECK A., TIECHE J.C. (1982a): Le contact Gondwana-péri-Gondwana dans le Zaskar oriental (Ladakh, Himalaya).- *Bull. Soc. géol. France* **24/2**, 341-361.
- BAUD A., ARN R., BUGNON P., CRISINEL A., DOLIVO E., ESCHER A., HAMMERSCHLAG J.G., MARTHALER M., MASSON H., STECK A., TIECHE J.C. (1982b): Geological observations in the Eastern Zaskar area, Ladakh Himalaya.- *Contrib. to Himalayan Geol.* **2**, 130-142.
- 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., GARZANTI E., MASCLE G. (1987): Evolution des faciès durant le Crétacé supérieur au Zaskar NW Himalaya.- *Sém. Himalaya-Karakorum Nancy fév.87*, 2.
- BERTHE D., CHOUKROUNE P., JEGOUZO P. (1979): Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone.- *J. struct. Geol.* **1/1**, 31-42.
- BERTHELSEN A. (1953): On the geology of the Rupshu district, N.W.Himalaya.- *Medd. dansk geol. Foren.* **12/3**, 350-414.
- BHANOT V.B., BHANDARI A.K., SINGH V.P., KANSAL A.K. (1979): Geochronological and geological studies on a granite of Higher Himalaya, Northeast of Manikaran, Himachal Pradesh.- *J. geol. Soc. India* **20**, 90-94.
- BLONDEAU A., BASSOULLET J.P., COLCHEN M., HAN T.-L., MARCOUX J., MASCLE G., VAN HAVER T. (1986): Disparition des formations marines à l'Eocène inférieur en Himalaya.- *Mém. Sci. de la Terre* **47**, 103-111.
- BORDET P., COLCHEN M., LE FORT P., PECHER A. (1981): The geodynamic evolution of the Himalaya - Ten years of research in Central Nepal Himalaya and some other regions. In: GUPTA H.K., DELANY F.M. (Ed.): *Zagros - Hindu Kush - Himalaya Geodynamic Evolution.*- *Geodyn. Ser.* **3** (Washington / Boulder), 149-168.
- BROOKFIELD M.E. (1983): Reconnaissance Geology of the Area between Leh and the Markha Valley, Ladakh.- *Contr. to Himalayan Geol.* **2** (Delhi), 173-179.
- BROOKFIELD M.E., ANDREWS-SPEED C.P. (1984): Sedimentology, petrography and tectonic significance of the shelf, flysch and molasse clastic deposits across the Indus Suture Zone, Ladakh, NW India.- *Sediment. Geol.* **40**, 249-286.



- BRUNEL M. (1986): Ductile thrusting in the Himalayas: shear sense criteria and stretching lineations.- *Tectonics* 5/2, 247-265.
- BUCHER H., STECK A. (1987): Stratigraphy and tectonics of the Indus basin: the Martselang - Gongmaru-la section (Ladakh).- *Terra cognita* 7/2-3, 112.
- BURBANK D.W., REYNOLDS R.G.H. (1984): Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalayan foredeep.- *Nature* 311, 114-118.
- BURG J.P. (1983): Tectogenèse comparée de deux segments de chaîne de collision: 1.Le Sud du Tibet (Suture du Tsangpo), 2.La chaîne hercynienne en Europe (Sutures du Massif Central).- Thèse Univ. des Sci. et Tech. du Languedoc, Montpellier.
- BURG J.P., CHEN G-M. (1984): Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China.- *Nature* 311, 219-223.
- BURG J.P., GUIRAUD M., CHEN G-M., LI G-C. (1984a): Himalayan metamorphism and deformations in the North Himalayan Belt (southern Tibet, China).- *Earth and planet. Sci. Lett.* 69, 391-400.
- BURG J.P., LAURENT P. (1978): Strain analysis of a shear zone in a granodiorite.- *Tectonophysics* 47, 15-42.
- BURG J.P., LEYRELOUP A., GIRARDEAU J., CHEN G-M. (1987): Structure and metamorphism of a tectonically thickened continental crust: the Yalu Tsangpo suture zone (Tibet).- *Phil. Trans. r. Soc. London A* 321, 67-86.
- BURG J.P., MATTE Ph., BRUNEL M., ANDRIEUX J., LI T-D., CHEN G-M., LI G-C., XIAO X-C. (1984b): Présence et signification d'une phase de déformation antérieure au flysch à blocs, réputé d'âge Crétacé supérieur, au Sud de la suture du Tsangpo (Tibet méridional). In: MERCIER J.L., LI G-C. (Ed.): *Mission franco-chinoise au Tibet 1980*, 351-356.
- BURG J.P., PROUST F., TAPPONNIER P., MING C-G. (1983): Deformation phases and tectonic evolution of the Lhasa block (southern Tibet, China).- *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 643-665.
- CARTER C.H. (1978): A regressive barrier and barrier-protected deposit: depositional environments and geographic setting of the Late Tertiary Cohansey Sand.- *J. sediment. Petrol.* 48/3, 933-950.
- CHEEL R.J., MIDDLETON G.V. (1986): Horizontal laminae formed under upper flow regime plane bed conditions.- *J. Geol.* 94/4, 489-504.
- CHENG Y-Q. (1986): Metamorphic series and metamorphic belts of China. In: YANG Z-Y., CHENG Y-Q., WANG H-Z. (Ed.): *The Geology of China.- Oxford Monogr. on Geol. and Geoph.* 3, 210-233.
- CLIFTON H.E., HUNTER R.E., PHILLIPS R.L. (1971): Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore.- *J. sediment. Petrol.* 41, 651-670.
- COLACICCHI R., BALDANZA A. (1986): Carbonate turbidites in a Mesozoic pelagic basin: Scaglia Formation, Apennines - comparison with siliciclastic depositional models.- *Sediment. Geol.* 48, 81-105.
- COLCHEN M., MASCLE G., VAN HAVER T. (1986): Some aspects of collision tectonics in the Indus Suture Zone, Ladakh. In: COWARD M.P., RIES A.C. (Ed.): *Collision tectonics.- Geol. Soc. Spec. Publ.* 19 (London), 173-184.
- COLCHEN M., REUBER I. (1987): Guide de l'excursion en Himalaya du Ladakh, 4 - 31 août 1987.- *Société géologique de France*, 2 vol.
- COLCHEN M., VACHARD D. (1975): Nouvelles données sur la stratigraphie des terrains carbonifères et permians du domaine tibétain de l'Himalaya du Népal.- *C.R. Acad. Sci.(Paris)* 281, Sér.D, 1963-1966.
- COWARD M.P., JAN M.Q., REX D., TARNEY J., THIRLWALL M., WINDLEY B.F. (1982): Structural evolution of a crustal section in the western Himalaya.- *Nature* 295/5844, 22-24.
- COWARD M.P., POTTS G.J. (1983): Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones.- *J. struct. Geol.* 5/3-4, 383-399.
- COWARD M.P., WINDLEY B.F., BROUGHTON R.D., LUFF I.W., PETERSON M.G., PUDSEY C.J., REX D.C., ASIF KHAN M. (1986): Collision tectonics in the NW Himalayas. In: COWARD M.P., RIES A.C. (Ed.): *Collision tectonics.- Geol. Soc. Spec. Publ.* 19 (London), 203-220.
- CUNNINGHAM A. (1853): *Ladák Physical, statistical, and historical; with notices of the surrounding countries.- (reprint 1977:)* Sagar Publications, New Delhi.
- DAVIS R.A., Jr., FOX W.T., HAYES M.O., BOOTHROYD J.C. (1972): Comparison of ridge and rannel systems in tidal and non-tidal environments.- *J. sediment. Petrol.* 2, 413-421.
- DEBON F., LE FORT P., SHEPPARD S.M.F., SONET J. (1986): The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: a chemical, mineralogical, isotopic, and chronological synthesis along a Tibet-Nepal section.- *J. Petrol.* 27/1, 219-250.
- DEBON F., ZIMMERMANN J.-L., LIU G., JIN C., XU R. (1985): Time relationships between magmatism, tectonics and metamorphism in three plutonic belts in Southern Tibet: new K-Ar data.- *Geol. Rdsch.* 74/2, 229-236.

- DE TERRA H. (1932): Geologische Forschungen im westlichen K'un-lun und Karakorum-Himalaya.- Wiss. Ergeb. der Dr.Trinkler'schen Zentralasien Exped. II, Berlin.
- DICKINSON W.R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose.- *J. sedim. Petrol.* **40/2**, 695-707.
- DIENER C. (1912): The Trias of the Himalayas.- *Mem. Geol. Survey India* **36/3**, 202-360.
- DIETRICH V., FRANK W., HONEGGER K. (1983): A Jurassic-Cretaceous Island Arc in the Ladakh-Himalayas.- *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **18**, 405-433.
- DOTT R.H., Jr. (1964): Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstone classification? - *J. sediment. Petrol.* **34/3**, 625-632.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C., WEIDMANN M. (1966): Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes.- *Arch. Sci.(Genève)* **19**.
- FLÜGEL E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- Springer, Berlin - Heidelberg - New York, 454 p.
- FRANK W., GANSSER A., TROMMSDORFF V. (1977a): Geological observations in the Ladakh area (Himalayas). A preliminary report.- *Bull. suisse minéral. pétrogr.* **57**, 89-113.
- FRANK W., HOINKES G., MILLER C., PURTSCHHELLER F., RICHTER W., THÖNI M. (1973): Relations between Metamorphism and Orogeny in a typical section of the Indian Himalayas. NW-Himalaya: S-Lahul, Kulu; Himachal Pradesh; First Comprehensive Report.- *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.* **20**, 303-332.
- FRANK W., THÖNI M., PURTSCHHELLER F. (1977b): Geology and petrography of Kulu - South Lahul area.- *Colloq. int. du C.N.R.S.(Paris)* **268**, 147-172.
- FREY M., HUNZIKER J.C., JÄGER E., STERN W.B. (1983): Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps.- *Contr. Mineral. Petrol.* **83**, 185-197.
- FREY R.W., PEMBERTON S.G. (1984): Trace fossil facies models. In: WALKER R.G. (Ed.): *Facies models*, 2nd ed.- Geosci. Canada Reprint Ser. 1, 189-208.
- FREY R.W., PEMBERTON S.G., FAGERSTROM J.A. (1984): Morphological, ethological, and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Ancorichnus*.- *J. Paleont.* **58/2**, 511-528.
- FUCHS G. (1975): Contribution to the geology of the North-Western Himalayas.- *Abh. geol. Bundesanst. (Wien)* **32**, 1-59.
- FUCHS G. (1977): Traverse of Zaskar from the Indus to the valley of Kashmir - a preliminary note.- *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* **120/2**, 219-229.
- 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. (1982c): Explanations of the Geologic-Tectonic Map of the Himalaya.- *Geol. Bundesanst. (Wien)*.
- FUCHS G. (1984): Note on the Geology of the Markha-Nimaling Area in Ladakh (India).- *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* **127/1**, 5-12.
- FUCHS G. (1985): The Tibetan (Tethys-) Zone: is it allochthonous?- *Contrib. to Himalayan Geol.* **3**, 67-77.
- FUCHS G. (1986): The Geology of the Markha-Khurnak Region in Ladakh (India).- *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* **128/3+4**, 403-437.
- FUCHS G., FRANK W. (1970): The Geology of West Nepal between the rivers Kali Gandaki and Thulo Bheri.- *Jb. geol. Bundesanst. (Wien), Sonderbd.* **18**, 1-103.
- FUCHS G., GUPTA V.J. (1971): Palaeozoic stratigraphy of Kashmir, Kishtwar and Chamba (Panjab Himalayas).- *Verh. geol. Bundesanst. (Wien)* **1**, 68-97.
- GAETANI M. (1985): The Triassic of the Zaskar Range (NW Himalaya).- *Albertiana* **4**, 20-24.
- GAETANI M., CASNEDI R., FOIS E., GARZANTI E., JADOUL F., NICORA A., TINTORI A. (1985a): Stratigraphy of the Tethys Himalaya in Zaskar, Ladakh: Initial report.- *Riv. ital. Paleont. (Stratigr.)* **91/4**, 443-478.
- GAETANI M., GARZANTI E., FOIS E., NICORA A., TINTORI A. (1983): Upper Cretaceous and Paleocene in Zaskar Range (NW Himalaya).- *Riv. ital. Paleont. (Stratigr.)* **89/1**, 81-118.
- GAETANI M., GARZANTI E., JADOUL F. (1985b): Main structural elements of Zaskar, NW Himalaya (India).- *Rend. Soc. geol. ital.* **8**, 3-8.
- GAETANI M., NICORA A., PREMOLI SILVA I. (1980): Uppermost Cretaceous and Paleocene in the Zaskar Range (Ladakh Himalaya).- *Riv. ital. Paleont. (Stratigr.)* **86/1**, 127-166.

- GANSSER A. (1964): *Geology of the Himalayas*.- Interscience Publ., J.Wiley, London.
- GANSSER A. (1974): *The Himalayan Tethys*.- Riv. ital. Paleont. (Stratigr.), Mem.XIV, 393-411.
- GANSSER A. (1977): *The great Suture Zone between Himalaya and Tibet. A preliminary account*.- Colloq. int. du C.N.R.S. (Paris) 268, 181-191.
- GANSSER A. (1980a): *The significance of the Himalayan Suture Zone*. In: TATER J.M.(Ed.): *The Alpine-Himalayan Region.- Tectonophysics* 62, 37-52.
- GANSSER A. (1980b): *The Peri-Indian suture zone*.- Mém. B.R.G.M. 115, 140-148.
- GANSSER A. (1981): *The geodynamic history of the Himalaya*. In: GUPTA H.K., DELANY F.M.(Ed.): *Zagros - Hindu Kush - Himalaya Geodynamic Evolution*.- Geodyn. Ser. 3 (Washington / Boulder), 111-121.
- GAPPAIS D., GILBERT E., PECHER 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. Sci. (Paris) 299, sér.II/4, 179-182.
- GARZANTI E., BAUD A., MASCLE G. (1987): *Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India)*.- Geodin. Acta 1/4-5, 297-312.
- GARZANTI E., CASNEDI R., JADOUL F. (1986): *Sedimentary evidence of a Cambro-Ordovician orogenic event in the Northwestern Himalaya*.- Sediment. Geol. 48, 237-265.
- GILBERT E. (1986): *Evolution structurale d'une chaîne de collision: structures et déformation dans le nord de la plaque indienne en Himalaya du Ladakh (Cristallin du Haut-Himalaya et Séries Téthysiennes)*.- Thèse Univ. Poitiers, 225 p.
- GOLDRING R., BRIDGES P. (1973): *Sublittoral sheet sandstones*.- J. sediment. Petrol. 43/3, 736-747.
- GUIDOTTI C.V. (1984): *Micas in metamorphic rocks*. In: BAILEY S.W.(Ed.): *Micas*.- Rev. in Mineral. 13, Mineral. Soc. Am., 357-468.
- GUIDOTTI C.V., SASSI F.P. (1976): *Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists*.- N. Jb. Mineral. Abh. 127, 97-142.
- GUPTA V.J. (1983): *Early lower carboniferous conodonts from the Lipak Formation of Spiti, Himalaya, India*.- J. Geol. Soc. India 24, 482-483.
- GUPTA V.J., KUMAR S. (1975): *Geology of Ladakh, Lahaul and Spiti regions of Himalaya with special reference to the stratigraphic position of flysch deposits*.- Geol. Rdsch. 64, 540-563.
- GUPTA V.J., KUMAR S. (1979): *Ophiolites in the tectonic framework of Ladakh*. In: SAKLANI P.S.(Ed.): *Structural geology of the Himalaya*.- Today & Tomorrow's Publ. (Delhi), 265-272.
- GUPTA V.J., MAHAJAN G., KUMAR S., CHADHA D.K., BISARIA P.C., VIRDI N.S., KOCHHAR N., KASHYAP S.R. (1970): *Stratigraphy along the Manali-Leh road*.- Publ. Cent. of adv. Stud. in Geol., Panjab Univ.(Chandigarh) 7, 77-84.
- GUPTA V.J., WATERHOUSE J.B. (1979): *Permian invertebrate faunas from the Lamnimargus Himalayensis Zone of Spiti and Ladakh regions, North West India*.- Contr. to Himalayan Geol. 1 (Delhi), 5-19.
- HAN T-L., LI T-D., ZHOU J., ARMIJO R., MERCIER J.L., TAPPONNIER P. (1984): *Le système tectonique actif du Tibet méridional*. In: MERCIER J.L., LI G-C. (Ed.): *Mission franco-chinoise au Tibet 1980*, 393-411.
- HÄNTZSCHEL W. (1962): *Trace fossils and problematica*. In: MOORE R.C. (Ed.): *Treatise on invertebrate paleontology, Part W, Miscellanea*. Geol. Soc. Am. and Univ. Kansas Press, W177-W222.
- HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R. (1987): *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*.- Science 235, 1156-1167.
- HAYDEN H.H. (1904): *The geology of Spiti, with parts of Bashahr and Rupshu*.- Mem. geol. Surv. India XXXVI/1, 129 p.
- HEIM A., GANSSER A. (1939): *Central Himalaya. Geological observations of the Swiss expedition 1936*.- Mém. Soc. helv. Sci. nat. 73/1, 1-245.
- HERREN E. (1987): *Zaskar shear zone: Northeast-southwest extension within the Higher Himalayas (Ladakh, India)*.- Geology 15, 409-413.
- HONEGGER K. (1983): *Strukturen und Metamorphose im Zaskar-Kristallin (Ladakh-Kashmir, Indien)*.- Thèse ETH Zurich.
- HONEGGER K., DIETRICH V., FRANK W., GANSSER A., THÖNI M., TROMMSDORFF V. (1982): *Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas*.- Earth and planet. Sci. Lett. 60, 253-292.
- HOUSE M.R., SENIOR J.R. (1981): *The Ammonoidea*.- The Systematics Assoc. Spec. Vol. 18, Academic Press, London.
- HOWARD J.D., FREY R.W. (1984): *Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah*.- Can. J. Earth Sci. 21, 200-219.

- JADOUL F., FOIS E., TINTORI A., GARZANTI E. (1985): Preliminary results on Jurassic stratigraphy in Zaskar (NW Himalaya).- *Rend. Soc. geol. ital.* **8**, 9-13.
- 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.
- 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.* **1** (Delhi), 147-153.
- KELEMEN P.B., SONNENFELD M.D. (1983): Stratigraphy, structure, petrology and local tectonics, Central Ladakh, NW Himalaya.- *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.* **63**, 267-287.
- KLOOTWIJK C.T. (1984): A review of Indian Phanerozoic palaeomagnetism: implications for the India-Asia collision.- *Tectonophysics* **105**, 331-353.
- KLOOTWIJK C.T., CONAGHAN P.J., POWELL C.McA. (1985): The Himalayan Arc: large-scale continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading.- *Earth and planet. Sci. Lett.* **75**, 167-183.
- KRISHNAN M.S. (1956): *Geology of India and Burma*.- Higginbothams Ltd., Madras.
- KRYSTYN L. (1982): Obertriassische Ammonoiten aus dem Zentralnepalesischen Himalaya.- *Abh. geol. Bundesanst. (Wien)* **36**.
- KSIAZKIEWICZ M (1970): Observations on the ichnofauna of the Polish Carpathians. In: CRIMES T.P., HARPER J.C.(Ed.): *Trace fossils*.- *Geol. J. Spec. Issue 3*, Seel House Press Liverpool, 283-322.
- 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. (1989): Domal structures and high-grade metamorphism in the Higher Himalayan Crystalline, Zaskar region (NW-Himalaya, India).- *J. metam. Geol.*
- LEEDER M.R. (1973): Fluvial fining-upwards cycles and the magnitude of paleochannels.- *Geol. Mag.* **110/3**, 265-276.
- LE FORT P. (1986): Metamorphism and magmatism during the Himalayan collision. In: COWARD M.P., RIES A.C. (Ed.): *Collision tectonics*.- *Geol. Soc. Spec. Publ.* **19** (London), 159-172.
- LE FORT P., DEBON F., PECHER A., SONET J., VIDAL Ph. (1986): The 500 Ma magmatic event in alpine southern Asia, a thermal episode at Gondwana scale.- *Mém. Sci. de la Terre* **47**, 191-209.
- LEGRAND-BLAIN M. (1977): Répartition du groupe de *Spiriferella rajah* (Salter, 1865), et description de *Spiriferella nepalensis*, nov.sp., appartenant à ce groupe.- *Colloq. int. du C.N.R.S.(Paris)* **268**, 237-250.
- LI B-Y., JING K., ZHANG Q-S., YANG Y., YIN Z-S. (1980): Formation and evolution of the drainage systems on the Qinghai-Xizang Plateau.- *Abstr. Proc. Symp. Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau*, Beijing, 258-259.
- LYDEKKER R. (1880): *Geology of Ladák and neighbouring districts, being fourth notice of geology of Kashmir and neighbouring territories*.- *Rec. geol. Surv. India* **13/1**, 26-58.
- LYDEKKER R. (1883): *The geology of the Kashmir and Chamba territories and the British district of Kangan*.- *Mem. geol. Surv. India* **22**, 108-112.
- MALUSKI H., MATTE Ph. (1984): Ages of alpine tectonometamorphic events in the Northwestern Himalaya (Northern Pakistan) by <sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar method.- *Tectonics* **3/1**, 1-18.
- MATTAUER M. (1986): Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie; leurs relations avec les décrochements.- *Bull. Soc. géol. France* **8/II/1**, 143-157.
- McCLAY K.R. + 12 contributors (1981): What is a thrust? What is a nappe? In: McCLAY K.R., PRICE N.J.(Ed.): *Thrust and nappe tectonics*.- *Geol. Soc. Spec. Publ.* **9** (London), 7-9.
- McELROY R. (1987): The structural evolution of eastern Zaskar, NW Indian Himalaya.- *Terra Cognita* **7/2-3**, 110.
- MEHTA P.K. (1977): Rb-Sr Geochronology of the Kulu-Mandi Belt: its implications for the Himalayan tectogenesis.- *Geol. Rdsch.* **66**, 156-175.
- MEHTA P.K. (1978): Rb-Sr Geochronology of the Kulu-Mandi Belt: its implications for the Himalayan tectogenesis - a reply.- *Geol. Rdsch.* **68/1**, 383-392.
- MEHTA P.K. (1980): Tectonic significance of the young mineral dates and the rates of cooling and uplift in the Himalaya.- *Tectonophysics* **62**, 205-217.
- MERCIER J.L., ARMIJO R., TAPPONNIER P., CAREY-GAILHARDIS E., HAN T-L. (1987): Change from Late Tertiary compression to Quaternary extension in Southern Tibet during the India-Asia collision.- *Tectonics* **6/3**, 275-304.
- MERCIER J.L., LI G-C. (1984), Ed.: *Mission franco-chinoise au Tibet 1980. Etude géologique et géophysique de la croûte terrestre et du manteau supérieur du Tibet et de l'Himalaya*.- Ed. C.N.R.S., Paris.

- MERCIER J.L. + 29 géologues français et chinois (1984): La collision Inde-Asie côté Tibet. In: MERCIER J.L., LI G-C. (Ed.): Mission franco-chinoise au Tibet 1980, 1-14.
- MEYERHOFF A.A., TANER I., KAMEN-KAYE M. (1986): The Indus-Yarlung Fault Zone: a confusion of terms.- Episodes 9/2, 103.
- MIYASHIRO A. (1981): Metamorphism and metamorphic belts.- George Allen & Unwin, London.
- MOLNAR P. (1984): Structure and tectonics of the Himalaya: constraints and implications of geophysical data.- Annu. Rev. Earth and planet. Sci. 12 (Palo Alto), 489-518.
- MOLNAR P., CHEN W-P., TAPPONNIER P. (1981): Constraints of the amount of North-South shortening in Tibet during the Cenozoic.- Geological and ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau 1, Science Press, Beijing, 757-762.
- MORTON A.C. (1985): Heavy minerals in provenance studies. In: ZUFFA G.G.(Ed.): Provenance of arenites.- Reidel, 249-277.
- MU A-T., WEN S-H., WANG Y-K., CHANG P-K. (1973): Stratigraphy of the Mount Jolmo Lungma region in southern Tibet, China.- Sci. sinica XVI/1, 96-111.
- MULLINS H.T., COOK H.E. (1986): Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration.- Sediment. geol. 48, 37-79.
- MUTTI E. (1979): Turbidites et cônes sous-marins profonds. In: HOMEWOOD P.(Ed.): Sédimentation détritique (fluviale, littorale et marine).- 3e Cycle Romand, Inst. Géol. Univ. Fribourg, 353-419.
- MUTTI E. (1985): Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: ZUFFA G.G.(Ed.): Provenance of arenites.- Reidel, 65-93.
- MUTTI E., RICCI-LUCCHI F. (1975): Turbidite facies and facies associations. In: MUTTI E., PAREA G.C., RICCI-LUCCHI F., SAGRI M., ZANZUCCHI G., GHIBAUDO G., IACCARINO S. (Ed.): Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines.- Excursion 11, IXme Congr. int. de Sédimentol., Nice.
- NANDA M.M., SINGH M.P. (1977): Stratigraphy and sedimentation of the Zaskar area, Ladakh, and adjoining parts of the Lahaul region of Himachal Pradesh.- Himalayan Geol.(Dehra Dun) 6, 367-388.
- NELSON C.H. (1982): Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering Shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems.- J. sediment. Petrol. 52/2, 537-545.
- NICORA A., GAETANI M., GARZANTI E. (1984): Late Permian to Anisian in Zaskar (Ladakh, Himalaya).- Rend. Soc. Geol. Ital. 7, 27-30.
- NORIN E. (1946): Geological explorations in Western Tibet.- Sino-swedish expedition Publ. 29, III.Geology 7, Stockholm.
- OSMASTON H. (en prep.): The Glacial History of the Markha and Gya Valleys, Ladakh.- manuscrit 12 p.
- PATRIAT P., ACHACHE J. (1984): India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates.- Nature 311, 615-621.
- PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.M., BEUZART P., BONNIN J., OLIVET J.L. (1982): Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie.- Bull. Soc. géol. France (7), XXIV/2, 363-373.
- POGNANTE U., GENOVESE G., LOMBARDO B., ROSSETTI P. (1987): The High Himalayan crystallines of SE Zaskar in the Padum-Darcha traverse (India).- Sémin. Himalaya-Karakorum Nancy fév.87, 58.
- POSTMA G. (1986): Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation.- Geology 14, 291-294.
- POWELL C.McA. (1987): Continental underplating model for the rise of the Tibetan Plateau.- Earth and planet. Sci. Lett. 81, 79-94.
- POWELL C.McA., CONAGHAN P.J. (1973a): Polyphase deformation in Phanerozoic rocks of the Central Himalayan Gneiss, Northwest India.- J. Geol. 81/2, 127-143.
- POWELL C.McA., CONAGHAN P.J. (1973b): Plate tectonics and the Himalayas.- Earth and planet. Sci. Lett. 20, 1-12.
- POWELL C.McA., CONAGHAN P.J. (1978): Rb-Sr Geochronology of the Kulu-Mandi Belt: its implications for the Himalayan tectogenesis - discussion.- Geol. Rdsch. 68/1, 380-383.
- PUPIN J.P. (1980): Zircon and granite petrology.- Contr. Mineral. Petrol. 73, 207-220.
- RAI H. (1983): Geology of the Nubra Valley and its significance on the evolution of the Ladakh Himalaya. In: THAKUR V.C., SHARMA K.K.(Ed.): Geology of Indus Suture Zone of Ladakh.- Wadia Institute of Himalayan Geol.(Dehra Dun), 79-97.
- RAJU B.N.V., CHABRIA T., PRASAD R.N., MAHADEVAN T.M., BHALLA N.S. (1982): Early Proterozoic Rb-Sr isochron age for Central Crystalline rocks Bhitlangana Valley, Garwhal Himalaya.- Himalayan Geol.(Dehra Dun) 12, 196-205.

- RAMSAY J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks.- McGraw-Hill, New York-London-Sydney.
- 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.(Ed.): Zagros - Hindu Kush - Himalaya Geodynamic Evolution.- Geodyn. Ser. 3 (Washington / Boulder), 205-214.
- REINECK H.E., SINGH I.B. (1972): Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud.- Sedimentology 18, 123-128.
- REUBER I., COLCHEN M., MEVEL C. (1987): The geodynamic evolution of the south-Tethyan margin traced by the Spongtang ophiolitic mélanges (Zaskar, NW-Himalaya).- Geodin. Acta 1/4-5.
- RODRIGUEZ J., GUTSCHICK R.C. (1970): Late Devonian - early Mississippian ichnofossils from Western Montana and Northern Utah. In: CRIMES T.P., HARPER J.C. (Ed.): Trace fossils.- Geol. J. Spec. Issue 3, Seel House Press Liverpool, 407-438.
- ROTHERY D.A., DRURY S.A. (1984): The neotectonics of the Tibetan Plateau.- Tectonics 3/1, 19-26.
- SAGGERSON E.P., TURNER L.M. (1982): General comments on the identification of chlorites in thin sections.- Mineral. Mag. 46, 469-473.
- SAVAGE N.M. (1977): Conodontes du début du Carbonifère inférieur des Calcaires à Syringothyris du Cachemire.- Colloq. int. du C.N.R.S.(Paris) 268, 333-345.
- SAVAGE R.J.G., DIXIT P.C., MURTY D.A.N. (1977): On an Anthracothere upper molar from Ladakh, Kashmir.- J. palaeont. Soc. India 20, 219-223.
- SCHÄRER U., XU R.-H., ALLEGRE C.J. (1986): U-(Th)-Pb systematics and ages of Himalayan leucogranites, South Tibet.- Earth and planet. Sci. Lett. 77, 35-48.
- SCHWARTZ R.K. (1982): Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies.- Sedimentology 29, 835-849.
- SCRUTTON R.A. (1982): Passive continental margins: a review of observations and mechanisms. In: SCRUTTON R.A.(Ed.): Dynamics of passive margins.- Geodyn. Ser. 6 (Boulder), 5-12.
- 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., WINDLEY B.F., COWARD M.P., COOPER D.J.W., REX A.J., REX D., LI T.-D., XIAO X.-C., JAN M.Q., THAKUR V.C., KUMAR S. (1987): THE CLOSING OF TETHYS AND THE TECTONICS OF THE HIMALAYA.- GEOL. SOC. AMER. BULL. 98, 678-701.
- SEILACHER A. (1984): Bathymetrie von Spurenfossilien. In: LUTERBACHER H.P. (Ed.): Paläontologische Kursbücher, Paläobathymetrie (Bd.2).- Paläont. Ges. Selbstverlag, München, 104-123.
- SENGÖR A.M.C. (1987): Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting.- Annu. Rev. Earth and planet. Sci. 15 (Palo Alto), 213-244.
- SHACKLETON R.M. (1981): Structure of Southern Tibet: report on a traverse from Lhasa to Khatmandu organised by Academia Sinica.- J. struct. Geol. 3/1, 97-105.
- SHACKLETON R.M., RIES A.C. (1984): The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions.- J. struct. Geol. 6/1-2, 111-117.
- SHAH S.K., SHARMA M.L., GERGAN J.T., TARA C.S. (1976): Stratigraphy and structure of the western part of the Indus Suture Belt, Ladakh, Northwest Himalaya.- Himalayan Geol. (Dehra Dun) 6, 534-556.
- SHAH S.K., SUDAN C.S. (1983): Trace fossils from the Cambrian of Kashmir and their stratigraphical significance.- J. geol. Soc. India 24, 194-202.
- SHARMA K.K., KUMAR S. (1978): Contribution to the Geology of Ladakh, North Western Himalaya.- Himalayan Geol.(Dehra Dun) 8/1, 252-287.
- SHELL INTERNATIONALE PETROLEUM MAATSCHAPPIJ (1976): Standard Legend for sediment description.
- SIMONS D.B., RICHARDSON E.V., NORDIN C.F., Jr. (1965): Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels.- In: MIDDLETON G.V.(Ed.): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation.- SEPM Spec. Pub. 12 (Tulsa).
- SINGH I.B. (1980): Precambrian sedimentary sequences of India: their peculiarities and comparison with modern sediments.- Precamb. Res. 12, 411-436.
- SINHA A.K. (1980): Geology and Tectonics of the part of Higher Central Himalayan Tethyan Zone.- Proc. int. comm. Geodyn., Geol. Bull. Univ. Peshawar, Spec. Issue 13, 29-37.

- 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.(Ed.): Zagros - Hindu Kush - Himalaya Geodynamic Evolution.- Geodyn. Ser. 3 (Washington / Boulder), 122-148.
- SOEGAARD K., ERIKSSON K.A. (1985): Evidence of tide, storm, and wave interaction on a Precambrian siliciclastic shelf: the 1700 m.y. Ortega Group, New Mexico.- *J. sediment. Petrol.* 55/5, 672-684.
- 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 Geosci. Res. Himalaya 1 (41-48). - Singh, Dehra Dun.
- SRIMAL N. (1986): India-Asia collision: Implications from the geology of the eastern Karakoram.- *Geology* 14, 523-527.
- STEPHANSSON O. (1975): Polydiapirism of granitic rocks in the Svecofennian of Central Sweden.- *Precamb. Res.* 2, 189-214.
- STÖCKLIN J. (1977): Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia.- *Mém. h. sér. Soc. géol. France* 8, 333-353.
- STOLICZKA F. (1866a): Geological Sections across the Himalayan Mountains, from Wangtu-bridge on the River Sutlej to Sungdo on the Indus: with an account of the formations in Spiti, accompanied by a revision of all known fossils from that district.- *Mem. geol. Surv. India* 5, part 1, 1-154.
- STOLICZKA F. (1866b): Summary of Geological Observations during a visit to the Provinces Rupshu, Karnag, South Ladak, Zaskar, Suroo and Dras of Western Tibet, 1865.- *Mem. geol. Surv. India* 5, part 5, 337-354.
- 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.
- STUTZ E., STECK A. (1987): Kinematics of the High Himalayan root zone (Tso Morari series) towards the Indus-Yarlung Zangbo Suture in southern Ladakh.- *Terra cognita* 7/2-3, 110.
- STUTZ E., THÖNI M. (1987): The lower Paleozoic Nyimaling granite in the Indian Himalaya (Ladakh): new Rb/Sr data versus zircon typology.- *Geol. Rdsch.* 76/2, 307-315.
- SWETT K., KLEIN DeVRIES G., SMIT D.E. (1971): A Cambrian tidal sand body - the Eriboll Sandstone of Northwest Scotland: an ancient-recent analog.- *J. Geol.* 79, 400-415.
- TAHIRKHELI R.A.K., MATTAUER M., PROUST F., TAPPONNIER P. (1979): The India-Eurasia Suture Zone in Northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent data at plate scale. In: FARAH A., DeJONG K.A. (Ed.): Geodynamics of Pakistan.- *Geol. Survey of Pakistan, Quetta*, 125-130.
- TAPPONNIER P., MERCIER J.L., ARMIJO R., HAN T-L., ZHOU Ji (1981): Field evidence for active normal faulting in Tibet.- *Nature* 294, 410-414.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., ARMIJO R. (1986): On the mechanics of the collision between India and Asia. In: COWARD M.P., RIES A.C.(Ed.): Collision tectonics.- *Geol. Soc. Spec. Publ.* 19, 115-158.
- TAPPONNIER P., PELTZER G., LE DAIN A.Y., ARMIJO R., COBBOLD P. (1982): Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine.- *Geology* 10, 611-616.
- THAKUR V.C. (1983a): Deformation and metamorphism of the Tso Morari crystalline complex. In: THAKUR V.C., SHARMA K.K. (Ed.): Geology of the Indus Suture Zone of Ladakh. - Wadia Institute of Himalayan Geol. (Dehra Dun), 1-8.
- THAKUR V.C. (1983b): Palaeotectonic evolution of Indus-Tsangpo Suture Zone in Ladakh and southern Tibet. In: THAKUR V.C., SHARMA K.K.(Ed.): Geology of Indus Suture Zone of Ladakh.- Wadia Institute of Himalayan Geol.(Dehra Dun), 195-204.
- THAKUR V.C., GUPTA V.J. (1983): Regional stratigraphy, palaeontology and structure of Kashmir and Ladakh Himalayas.- *Contr. to Himalayan Geol.* 2 (Delhi), 1-32.
- THAKUR V.C., VIRDI N.S. (1979): Lithostratigraphy, structural framework, deformation and metamorphism of the southeastern region of Ladakh, Kashmir Himalaya, India.- *Himalayan Geol.* (Dehra Dun) 9/1, 63-78.
- TROMMSDORFF V., DIETRICH V., HONEGGER K. (1982): The Indus Suture Zone: Paleotectonic and Igneous Evolution in the Ladakh-Himalayas. In: HSÜ K.J.(Ed.): Mountain building processes.- Academic Press, London, 213-219.
- VALDIYA K.S., GUPTA V.J. (1972): A contribution to the geology of northeastern Kumaun, with special reference to the Hercynian gap in Tethys Himalaya.- *Himalayan Geol.* (Delhi) 2, 1-33.
- VAN HAVER T. (1984): Etude stratigraphique, sédimentologique et structurale d'un bassin d'avant-arc: exemple du bassin de l'Indus, Ladakh, Himalaya.- Thèse Univ. sci. et médicale, Grenoble.
- VAN HAVER T., BASSOULLET 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.

VAN HAVER T., BONHOMME M.G., MASCLE G., APRAHAMIAN J. (1986): Analyses K/Ar de phyllites fines des formations détritiques de l'Indus au Ladakh (Inde). Mise en évidence de l'âge éocène supérieur du métamorphisme.- C.R. Acad. Sci. (Paris) 302, sér.II, no.6, 325-330.

VIRDI N.S., THAKUR V.C., AZMI R.J. (1978): Discovery and significance of Permian microfossils in the Tso Morari Crystallines of Ladakh, J+K, India.- Himalayan Geol. (Dehra Dun) 8/2, 993-1000.

VOS R.G., HOBDDAY D.K. (1977): Storm beach deposits in the Late Paleozoic Ecca Group of South Africa.- Sediment. Geol. 19, 217-232.

WALKER R.G. (1984): Shelf and shallow marine sands. In: WALKER R.G. (Ed.): Facies models, 2nd ed.- Geosci. Canada Reprint Ser. 1, 141-170.

WANG Y-G., CHEN C-C., HE G-X., CHEN J-H. (1981): An outline of the marine Triassic in China.- I.U.G.S. Publ. 7, 21p.

WATERHOUSE J.B. (1979): Permian rocks of the Kali Gandaki area (Thakkola), North-Central Nepal.- Contr. to Himalayan Geol. 1 (Delhi), 195-213.

WATERHOUSE J.B., GUPTA V.J. (1983): Permian Brachiopod and Bivalve Zones in the Himalaya of India and Nepal.- Contr. to Himalayan Geol. 2 (Delhi), 125-129.

WINDLEY B.F. (1983): Metamorphism and tectonics of the Himalaya.- J. geol. Soc.(London) 140, 849-865.

YIN J-X., WU H-R., SUN Y-Y., WEN C-F., LIU T-S. (1983): Study on Himalayan Stratigraphy in South Xizang (Tibet).- Contr. to Himalayan Geol. 2 (Delhi), 59-74.

ZEITLER P.K., TAHIRKHELI R.A.K., NAESER C.W., JOHNSON N.M. (1982): Unroofing history of a suture zone in the Himalaya of Pakistan by means of fission-track annealing ages.- Earth and planet. Sci. Lett. 57, 227-240.

ZHANG Qi, LI D-Z., LI S-H. (1981): A pair of metamorphic belts in South Xizang.- Geological and ecological studies of Qinghai-Xizang Plateau 1, Science Press, Beijing, 443-450.

ZHANG Y-Q., XIE Y-W., XU Y-H., LIN X-L. (1980): Recrystallized biotites in granitoid rocks in Southern Xizang and their bearing on plate collision.- Abstr. Proc. Symp. Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, Beijing, 50.

#### **bases topographiques:**

LYDEKKER R. (1883): Geological map of the Káshmir & Chamba Territories and Khágán 1:1'013'760.- Mem. Geol. Surv. India XXII.

National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA: Satellite imagery  
Landsat-3 MSS 1:1'000'000: path 158 / row 37 , 3/12/1979  
Landsat-3 MSS 1:1'000'000: path 158 / row 37 , 22/10/1980  
Landsat-3 MSS 1:1'000'000: path 159 / row 36 , 10/11/1980.- EROS Data Center, Sioux Falls (USA).

National Remote Sensing Agency: Satellite imagery  
Landsat-4 MSS 1:1'000'000: path 147 / row 37 , 4/12/1983  
Landsat-4 MSS 1:1'000'000: path 147 / row 36 , 4/12/1983.- Hyderabad (India).

Survey of India (1946): Quarter inch sheet 52 G 1:63'346, 5th ed.

U.S. Army Map Service (1966): World (Asia) 1:1'000'000, Ser. 1301, Ed. 5-AMS, Sheet NI 43 "Srinagar".- Washington D.C.(USA).





ANNEXE: LISTE DES TOPONYMES DE LA REGION ENTRE LA VALLEE DE LA MARKHA (LADAKH) ET L'OUEST DU RUPSHU

Transcription phonétique correcte:  
(+ autres orthographes)

Translittération tibétaine et signification:

Amda	
Bya-ri <sup>2</sup>	<i>bya</i> (prononcé: bjya), oiseau; <i>ri</i> , montagne, colline. => <i>bya'i ri</i> : <u>mont des oiseaux</u> .
[Chiling	<i>phyi glin</i> (pron.: tchi-ling), <u>le village de [ceux de]</u> <u>déhors</u> (des orfèvres népalis).
chörten	<i>mchod rten</i> , monument religieux de terre, de briques ou autre. En général en forme de dôme, ils jalonnent les chemins. Parfois en groupe ou reliés, gravés par des syllabes ou formules sacrées, telles la célèbre <i>om</i> <i>mani padme 'um</i> .
chu	<i>chu</i> , eau (de rivière): rivière.
[Chukyurmo (Chikirmo)	<i>chu skyur</i> , <u>eau minérale acide</u> (plutôt que: salée, amère).
Dolto (Doltal)	
Dungkaru <sup>1</sup> (Lato-Churtun)	<i>duñ dkar</i> , <u>coquille blanche</u> (toponyme fréquent).
Dyü-lam <sup>2</sup>	<i>dkyus lam</i> , <u>chemin droit, direct</u> .
gompa	<i>dgon pa</i> , 1. monastère, 2. ermitage, 3. place solitaire ou désertique.
Gongmaru-la (Kongmaru)	<i>goñ</i> , haut pâturage; <i>dmar po</i> , <i>dmar ba</i> , rouge (subst. et adj.). => <i>goñ dmar</i> = <u>haut pâturage rouge</u> .
Gun-tong <sup>3</sup>	<i>dgun</i> ( <i>gyi</i> ) <i>gron</i> : <u>village d'hiver</u> .
Gya	
Hangkhar (Hankar)	<i>drañ po</i> (pron. d <sup>h</sup> ang po), droit, raide, à-pic; <i>mkhar</i> , forteresse, château. => <u>la forteresse à pic</u> .
Jangku-tso <sup>2</sup>	<i>spyañ ku</i> , <i>spyañ khu</i> (pron. djang ku), le loup; <i>mtsho</i> , le lac. => <u>le lac des loups</u> .
Kangyatse (Khangyatse)	<i>gañs</i> , glace, neige (n'est pas traduit); <i>rgyal</i> , royal; <i>rtse</i> , sommet. => <i>gañs rgyal rtse</i> , <u>sommet royal</u> .
Khar (Kur)	<i>mkhar</i> (pron.:khar), <u>forteresse, château, village</u> .
Kharnag (Karnag,Khurna,Khurnak)	<i>mkhar nag</i> , château ou <u>village noir</u> .
Kundamna-lungpa	
Kyamba-lungpa	
Kyam-lungpa	

<b>la</b>	<i>la</i> , col de montagne.
<b>Lalung-la</b>	<i>la luñ</i> , " <u>col et vallée</u> ".
<b>Lanag (Lanak)</b>	<i>la nag</i> , <u>col noir</u> .
<b>Langthang (Langtang)</b>	<i>glaiñ</i> , boeuf. => <i>glaiñ thañ</i> , <u>pâturage des boeufs</u> .
<b>Lansi-lungpa</b> <sup>1</sup> (Lesilungpa)	
<b>La-ze-karpo</b> <sup>3</sup>	<i>la rdzas</i> , <i>la btsas (labtse)</i> , cairn. L'on rencontre ces tas de pierre, souvent des pierres blanches, au sommet des cols. <i>dkar po</i> , blanc. => <u>le cairn blanc</u> .
<b>Lhai-tchespa-ri</b> <sup>2</sup>	<i>lha'i gces ma</i> : la bien-aimée des Dieux; <i>lha'i gces pa ri</i> : <u>la montagne bien-aimée des Dieux</u> . (pron. au Ladakh ev.: chai- avec "ch" allemand très doux.)
<b>lungpa</b>	<i>luñ</i> , <i>luñ pa</i> , vallée.
<b>Lung-tong</b> <sup>3</sup>	<i>luñ stoñ</i> , <u>vallée inhabitée</u> .
<b>Lutchungse (Tsurungtse)</b>	<i>lu</i> , noeud, écueil; <i>chuñ se</i> , petit, menu. => <u>petit écueil</u> , petit noeud.
<b>Markha, Markha-chu</b>	
[Martselang	<i>dmar</i> , rouge; <i>rtse</i> , sommet; -lang = <i>luñ</i> ? => <u>la vallée du sommet rouge</u> .
<b>Nyimaling (Nimaling)</b>	<i>ñi ma gliñ</i> , (pron.: nyi ma ling). <i>ñi ma</i> , soleil; <i>gliñ</i> , île, mais il est utilisé pour indiquer "la région de..", "le village de..". => litt.: <u>village du soleil</u> .
<b>Nyima-ri-thrö</b> <sup>3</sup>	<i>ri khrod</i> , (pron.: ri thrö), litt.: au milieu des montagnes; => <u>la chaîne de montagne de Nyimaling</u> .
<b>Omlung</b>	
<b>Phulung (Polong)</b>	<i>phu luñ</i> , <u>vallée haute, élevée</u> (cf.latin supra, all.: Ober-).
<b>Rabrang (Ruberung)</b>	<i>ra ma</i> , chèvre, bique; <i>brañ</i> , demeure, campement (pron. seul: tang, dans le contexte: rabbrang). => <i>ra brañ</i> , <u>campement de chèvres</u> (lieu de repos et campement des caravanes sur l'itinéraire entre le Rupshu et Zangla, Zanskar.)
<b>Rabrang-la</b>	(v. Rabrang), <i>la</i> , col. (Le col est alors désigné à partir de son pied sud.)
<b>ri</b>	<i>ri (li)</i> , montagne, colline (p.ex. <i>ri po ta la</i> , la colline du Potala). <i>ri khrod</i> (pron.: thrö), la chaîne de montagne.
<b>Rong</b>	<i>ronñ</i> , <u>vallée à basse altitude, gorge</u> .
<b>Rumtse</b>	<i>rum rtse</i> , <u>le sommet obscur, sombre</u> .

<b>Samlung</b> <sup>2</sup>	<i>gsa''i luñ</i> : <i>gsa'</i> , léopard de neige; <i>'i</i> (génitif, reste presque muet); <i>luñ</i> , vallée. => <u>la vallée du léopard.</u>
<b>Shiyul</b>	<i>gzi</i> , limpide, lumineux; <i>yul</i> , contrée, région. => <i>gzi yul</i> , <u>contrée limpide.</u>
[Skyu (Kew,Skew)	
<b>Stargjuk-lungpa</b>	
<b>sumdo</b>	<i>gsum</i> , trois; <i>gsum mdo</i> , où se rejoignent trois vallées = <u>confluence.</u>
<b>Taglang-la</b> (Thaglang)	<i>brag glañ</i> ? (pron.: drag lang, ou: tak lang) <i>brag</i> , roche; <i>glañ</i> , boeuf (interprétations incomplètes et incertaines).
<b>Trantse-sumdo</b> (Tanje, Trantse)	<i>drañ po</i> , droit, raide, à-pic; <i>rtse</i> , sommet; <i>gsum mdo</i> , confluence. => <u>la confluence auprès du sommet vertigineux.</u>
<b>tso</b>	<i>mtsho</i> , le lac; (pron.: mtso ou tsho).
[Tso Morari	<i>mtsho</i> , eau; <i>mo</i> (fém.=) calme; <i>ri ri</i> , montagneux (CUNNINGHAM 1853). => <u>le lac dans les montagnes.</u>
<b>Yabal</b>	
<b>Yar-la</b>	<i>dbyar</i> , l'été; <u>le col d'été.</u>
<b>Yelong-chu</b>	?: <i>gyas logs</i> , côté droite, <i>chu</i> , rivière.
<b>Zalung-karpo-la</b>	<i>rdza</i> , argile; <i>luñ</i> , vallée; <i>dkar po</i> , blanc. => <u>le col au bout de la vallée blanche des ardoises.</u>
<b>Zari-la</b> <sup>1</sup>	<i>rdza ri</i> , montagne constituée de blocs et d'éboulis. => <u>le col de la montagne aux éboulis.</u>

majuscule: toponyme

minuscule: mot utilisé comme particule d'un toponyme

<sup>1</sup> : nouveau toponyme trouvé dans la région!

<sup>2</sup> : toponyme nouvellement créé

<sup>3</sup> : nom tibétain pour un élément topographique naturel

sans mention : ancien toponyme

[ : localité se trouve en dehors de la carte (fig. 3).

#### SOURCES:

Survey of India (1946): Quarter inch sheet 52 G

CUNNINGHAM A. (1853)

STOLICZKA F. (1866a,b)

Rinchen Dhonyot, Agling (Ladakh)

Cristina Scherrer-Schaub, Lausanne

Dr.Helga Uebach, München

