

La terminaison occidentale du Cristallin du Tso Morari (Haut-Himalaya, Ladakh méridional, Inde) : subdivision et tectonique de nappe

Autor(en): **Stutz, Edgar / Steck, Albrecht**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **79 (1986)**

Heft 2

PDF erstellt am: **17.05.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165834>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Eclogae geol. Helv.	Vol. 79	Nr. 2	Pages 253–269	Bâle, août 1986
---------------------	---------	-------	---------------	-----------------

La terminaison occidentale du Cristallin du Tso Morari (Haut-Himalaya; Ladakh méridional, Inde): Subdivision et tectonique de nappe

Par EDGAR STUTZ et ALBRECHT STECK¹⁾

ABSTRACT

The Tso Morari Gneiss dome between southern Ladakh and Ngari (western Tibet) builds up the internal (northeastern) border of the High Himalayan thrust sheet towards the Indus–Tsangpo Suture Zone. Our actual view will be presented as to the main divisions within the Tso Morari crystalline series and their relations towards the neighbouring units at its western end:

1. *The Nimaling Unit*: A Cambrian metasedimentary sequence of sandstones and subordinate dolomites is underlain by both undeformed and gneissic metagranites and metadolerites. These dolerites also form sills not higher than in Upper Cambrian sediments. Granite-sediment contacts are highly tectonized on the northeastern border of the unit but are essentially intrusive.

2. *The Langtang Nappe* is thrust over the Nimaling Unit along a mappable tectonical unconformity cutting up through that basement unit across several hundreds of meters. It contains probable Carboniferous to Upper Triassic strata which are overlain by the Zaskar Zone in the west.

3. *The Markha Unit* consists of a Mesozoic flyschoid sequence which is fine-grained sandy to pelitic in its lower part and contains coarse to fine-grained calciturbidites in a higher portion. It outcrops in a subvertical position in the back (northeast) of the Langtang Nappe bordering ophiolitic Indus–Tsangpo Suture rocks: its metamorphism is increasing rapidly towards southeast and the unit grades into the paragneissic series.

The MU contains basinward equivalents of formations of the Zaskar Zone (?and the Langtang Nappe) forming thus the structural root zone of these complexes.

At the present stage of work, we associate the nappe thrusting with phases 1, 2 and 3 of four discernible folding phases: Phases 1 and 2 actually display intense isoclinal folds which predate southwest vergent megascopic recumbent folds (P3) of the Langtang Nappe. At its base, planar and linear textures are highly parallelized. In the underlying Nimaling Unit, the main schistosity and extension fabric corresponds to phase 3 textures in the nappe.

A phase 4 updoming of the preexisting build-up is the reason for the exposure of the lower units: the existence of this anticline is due to dextral simple shear parallel to the Indus–Tsangpo Suture Zone. These late oblique compressional tectonics have brought the 5 km wide root zone of the Suture Ophiolites, the Markha Unit and the Langtang Nappe into a vertical position.

Introduction

Dans cette note, nous exposons les premiers résultats de nos travaux des années 1983 et 1984 sur l'extrémité occidentale du Cristallin du Tso Morari. Cette vaste zone mal définie s'étend le long de la bordure interne du Haut-Himalaya (dalle du Tibet) dans le Ladakh, le Rupshu et le Ngari (Tibet occidental) (fig. 1). Jusqu'à présent, maintes ques-

¹⁾ Instituts de Géologie et de Minéralogie, Université de Lausanne, Palais de Rumine, CH–1005 Lausanne, Suisse.

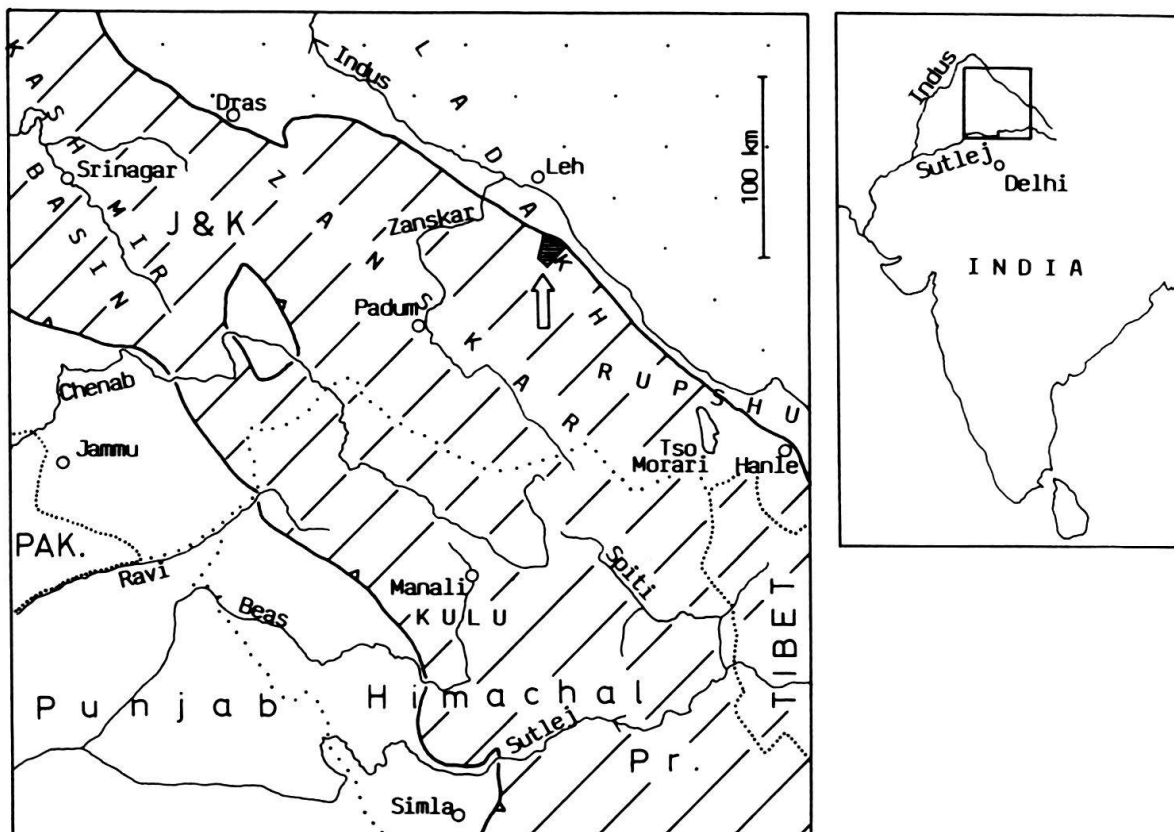


Fig. 1. Situation de la région étudiée dans le cadre de l'Himalaya indien (gauche; voir flèche). La carte géographique correspond au petit carré de l'esquisse à droite. Hachuré: nappes du Tethys- ou Haut-Himalaya et Ophiolites. Pointillé: bloc du Kohistan-Ladakh (marge tibétaine). Blanc: nappes inférieures et avant-pays.

tions, même fondamentales, n'ont pas encore pu être résolues: elles portent surtout sur la caractérisation des séries qui ont donné naissance aux schistes et gneiss du Tso Morari et sur l'existence et la nature des liens de cette zone avec les séries mieux connues des chaînes centrales et externes du Haut-Himalaya indien entre le Kashmir et le Spiti.

La position structurale particulière de notre terrain (terminaison latérale de l'unité en question et juxtaposition à la zone radicale des nappes himalayennes) et le degré de métamorphisme peu élevé nous ont permis d'apporter de nouvelles données à la suite des travaux de reconnaissance de BAUD et al. (1982) et de FUCHS (1984).

Nous présentons ici une carte géologique structurale montrant les quatre unités tectoniques principales auxquelles nous nous référerons par la suite (fig. 2):

1. L'unité de Nimaling composée essentiellement de gneiss granitiques et d'une série métasédimentaire adhérente.
2. La nappe de Langtang enveloppant la terminaison nord-ouest de l'unité de Nimaling en forme d'anticlinal plongeant. (1 et 2 constituent l'unité de Nimaling définie par BAUD et al. 1982.)

Ces deux unités inférieures apparaissent à la faveur d'un dôme tectonique tardif (v. 6.2) et elles sont bordées de part et d'autre par les deux unités suivantes:

3. L'unité de la Markha (BAUD et al. 1982) dans la zone verticale longeant au nord-est la Suture ophiolitique de l'Indus-Tsangpo.

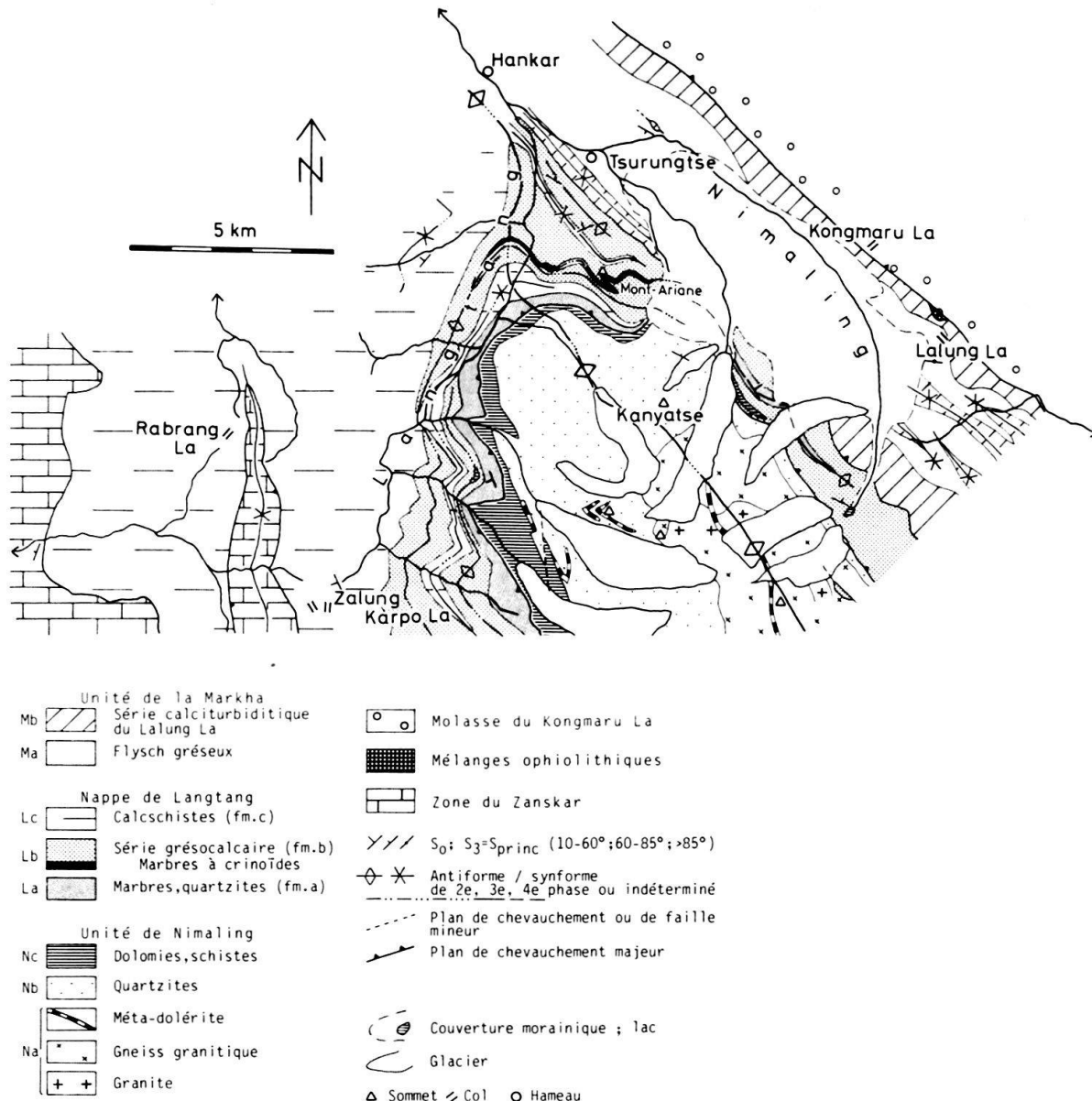


Fig. 2. Carte géologique et structurale du terrain de l'étude (situation géographique v. fig. 1).

4. La zone du Zaskar à l'ouest (nappes du Zaskar, unités de Khurna et du Zalung Karpo La, BAUD et al. 1982; Tibetan Zone s.l., FUCHS 1984; Zaskar Zone, BAUD et al. 1984).

L'unité de la Markha constituant un domaine plus distal de l'ancienne marge continentale indienne au Mésozoïque, elle contient des formations à faciès de bassin qui seront comparées avec celles de la zone du Zaskar.

Nous allons préciser les relations entre ces unités dans les conclusions stratigraphiques des chapitres traitant de ces unités et dans le chapitre 5 (conclusions structurales).

Tout l'ensemble 1, 2 et 3 représente la terminaison nord-ouest du «Tso Morari Gneiss» (BERTHELSEN 1953; GANSSER 1964). A l'est de la transversale de la route Leh-Ma-nali, THAKUR & VIRDI (1979) et THAKUR (1983) distinguent deux formations avec des

métamorphismes distincts (v. ch. 5). Quant aux quelques données paléontologiques éparses connues actuellement (GUPTA & KUMAR 1975; VIRDI et al. 1978), elles nous signalent simplement la présence, dans les plaines du Rupshu, de métasédiments d'âge paléozoïque supérieur qui plongent sous les séries mésozoïques du Zaskar.

1. L'unité de Nimaling

1.1 *Le soubassement igné* (Na, fig. 3)

Les gneiss granitiques du cœur de la structure affleurent sur le versant oriental du massif de Nimaling (fig. 2). On y trouve au moins quatre types différents de roches ignées; tous ont subi un métamorphisme régional du faciès schistes verts (ch. 6.1). Leurs relations sont esquissées dans la figure 3:

a) Gneiss granitiques fortement schisteux à feldspaths alcalins abondants, mica blanc, chlorite, $\pm$ tourmaline, avec ou sans biotite. Ils contiennent toute une gamme de textures allant de roches homogènes et équigranulaires à grains centimétriques jusqu'à des gneiss ocellés à phénocristaux décimétriques de feldspaths.

b) Gneiss fins aplitiques dépourvus de biotite, interprétés comme la bordure trempée du corps granitique sur une épaisseur de 10 à plus de 100 m; intrusifs dans les quartzites de la couverture sédimentaire.

c) Granite à biotite, muscovite et tourmaline sans aucune schistosité, à granulométrie centimétrique, formant le cœur non déformé des gneiss granitiques selon une largeur et une position variables.

d) Un filon vertical de méta-dolérite à augite magnésienne et excès de silice d'une épaisseur d'environ 10 m. Il est probable qu'il constitue le filon nourricier de plusieurs sills dans la série métasédimentaire.

Les mêmes types de roches ignées ont été reconnus par BERTHELSEN (1953) dans la transversale du Tso Moriri et par SHARMA & KUMAR (1978) également dans la partie orientale de la chaîne de Nimaling.

1.2 *La série métasédimentaire adhérente* (Nb, Nc, fig. 3)

La série métasédimentaire dans laquelle font intrusion les granites et les dolérites peut être divisée en deux parties: Une épaisse succession de quartzites et de siltstones en bancs pluridécimétriques (Nb, fig. 3) est suivie d'une série à siltstones verts et rouges et schistes quartzitiques micacés. Des bancs de dolomies apparaissent déjà très bas, puis en particulier dans le toit de la série schisteuse sous forme de lentilles décimétriques à plurimétriques ainsi qu'en un niveau principal d'une épaisseur d'environ 25 m. Il s'agit là de dolomies ocre bien litées à fenestration et qui sont souvent fortement tectonisées (Nc). Nous y avons trouvé un trilobite (*Asaphidae*?; dét. Prof. K. Sdzuy, Würzburg). Ce niveau marqueur bien repérable correspond également à la position la plus élevée à laquelle ont été trouvés des sills métadoléritiques (v. aussi BERTHELSEN 1953).

Des blocs éboulés issus de la partie basale de la succession ont fourni toute une panoplie de structures sédimentaires telles que des successions à rides de courant uni- et multidirectionnelles, à stratification en flaser ou en sets de laminations planes millimétri-

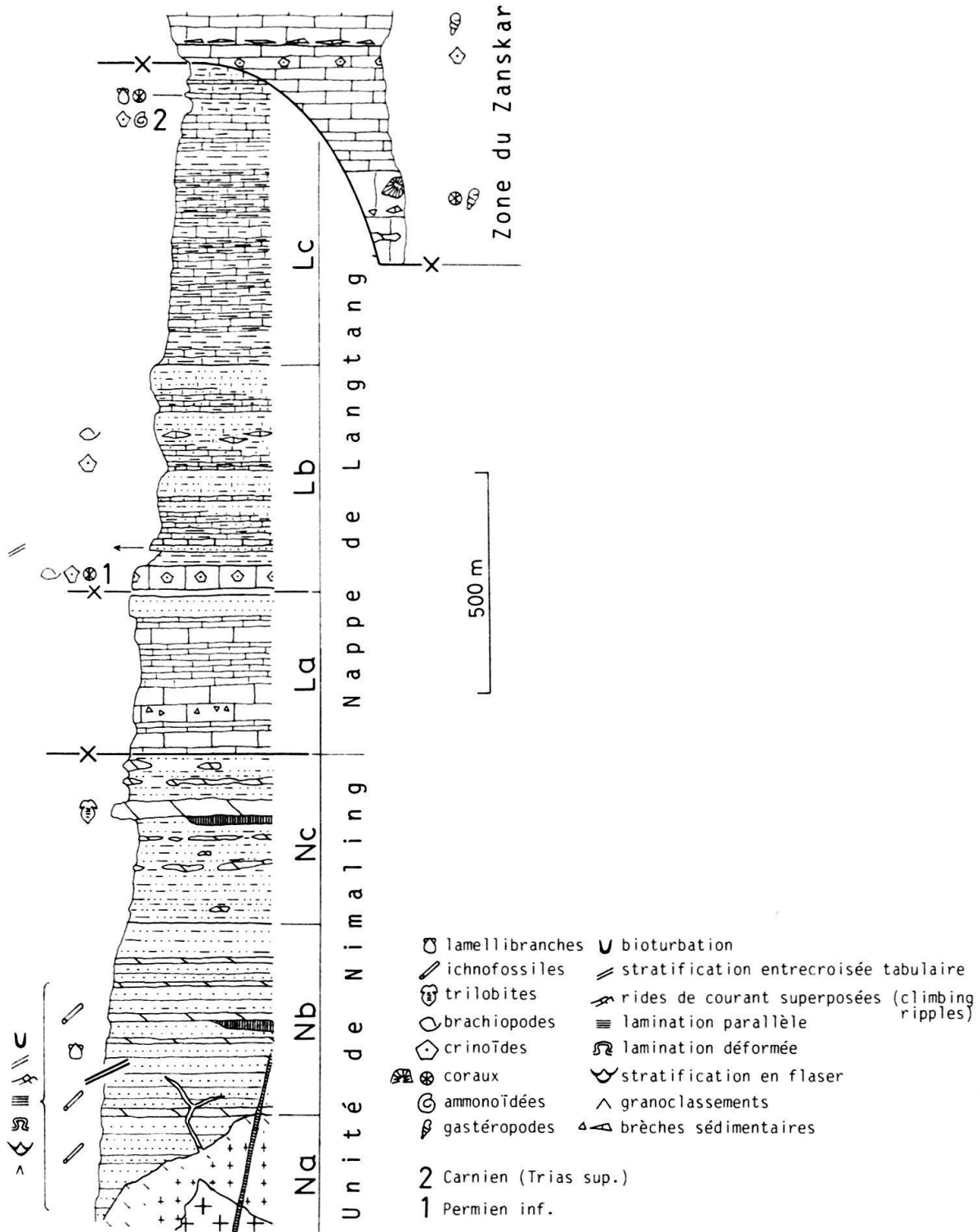


Fig. 3. Colonne stratigraphique composée des unités de Nimaling et de Langtang.

ques extrêmement régulières; ceux-ci sont souvent affectés par des discordances angulaires planes. Des stratifications entrecroisées à grand angle ($> 20^\circ$) apparaissent dans des dépôts de chenal («trough cross-bedding») ainsi qu'entre des bancs plus épais («tabular cross-bedding»). Certaines surfaces de couches exposent des rides d'oscillation dues à l'action des vagues («oscillation ripple marks», PETTJOHN 1975).

En outre, on observe des figures de charge, de petites séquences de dépôts grano-classés de 1 à 4 cm, de rares structures de dessiccation et maintes sortes de bioturbation et de traces fossiles liées aux surfaces inférieure et supérieure de la couche. De rares bivalves indéterminables proviennent de la formation Nb.

Le milieu de dépôt est peu profond à littoral. Des dépôts granoclassés peuvent apparaître dans de telles conditions selon les épaisseurs observées (PETTIJOHN 1975, REINECK & SINGH 1973). Nous ne pouvons donc considérer la partie sédimentaire de l'unité de Nimaling comme un épais complexe de flysch (FUCHS 1984) pour les raisons suivantes qui viennent s'ajouter à notre interprétation de milieu:

- la rareté de dépôts granoclassés et de figures de courant (absence de turbidites),
- les conditions apparemment favorables à l'existence d'une faune,
- l'apparition précoce de bancs dolomitiques.

CASNEDI et al. (1985) arrivent à des interprétations de milieu très semblables dans la Karsha Fm. du Zanskar oriental. Les séries y affleurent plus complètement et nous considérons la Karsha Fm. de ces auteurs comme équivalente aux formations Nb et Nc décrites ici. Nous les comparons ensuite à la partie supérieure de la Kunzam La Fm. de KUMAR et al. (1984) ($\cong$ Karsha Fm., NANDA & SINGH 1977). Elle aurait donc un âge allant du Cambrien inf. au Cambrien sup. L'âge obtenu par l'attribution incertaine du trilobite du toit de la série (Cambrien sup. à Ordovicien, Prof. K. Sdzuy) est en concordance avec cette interprétation.

2. La nappe de Langtang

La colonne stratigraphique de la nappe de Langtang a été divisée en trois formations informelles ($\cong$ groupe de Langtang de BAUD et al. 1982):

2.1 Formation -a- (La, fig. 3)

Elle présente une succession de marbres rarement bréchiques en bancs pluridécimétriques et de calcschistes bleuâtres; elle se termine par des quartzites à aspect gras et patine brune et très bien lités dans lesquels sont intercalés de minces niveaux de calcschistes quartzeux à crinoïdes.

2.2 Formation -b- (Lb)

Une bande isoclinale de marbres jaunâtres clairs forme un excellent repère structural et a été appelé le «fil d'Ariane» (fig. 2 et 5).

A partir de ces marbres d'une épaisseur stratigraphique d'environ 40 m extrêmement riches en crinoïdes et contenant des coraux se développe une succession variable: elle est composée tantôt de calcschistes micacés, tantôt de schistes quartzitiques plus ou moins calcaires ou parfois de shales. On y trouve aussi des quartzites lités à stratification entrecroisée ou des lentilles de calcaires noirs contenant parfois des brachiopodes. Toute la série est très riche en crinoïdes.

Les marbres basals ont fourni des brachiopodes du genre *Spiriferella* (dét. Prof. H. Rieber, Zurich). Notre matériel ne nous permet actuellement pas de trancher entre les

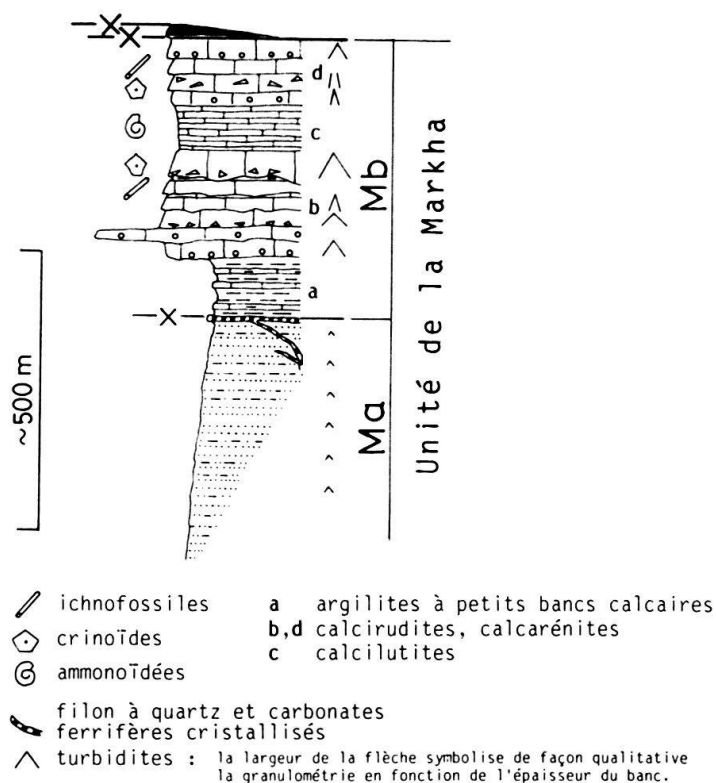


Fig. 4. Colonne stratigraphique de l'unité de la Markha au Lalung La (v. fig. 2).

espèces *Sp. tibetana* et *Sp. rajah*. Ces groupes étant partiellement ambigus, l'âge attribué à la base de la formation -b- varie de l'Artinskien au Tatarien (Permien inf. moyen à Permien sup.) selon les auteurs (discussion dans LEGRAND-BLAIN 1977).

2.3 Formation -c- (Lc)

Une épaisse série de calcschistes noirs et de shales subordonnés sans influence gréseuse couvre de très grandes surfaces au sud-ouest de la vallée de la Markha vers le Zalung Karpo La et dans la demi-fenêtre de Nari Narsang à l'ouest de ce col. Ces calcschistes correspondent à la «Lamayuru Unit» de FUCHS (1984). Cet auteur attribue à cette unité la totalité des formations calcaro-marneuses plus quelques ensembles gréseux entre les unités de la Suture (unité de Nindam, calcaires crétacés de la Shillakong/Fatu La Fm., ophiolites) et la zone du Zaskar. Elle reposerait en concordance de part et d'autre de la chaîne de Nimaling sur des séries du Paléozoïque terminal et représenterait des dépôts flyschoides.

Or, au Zalung Karpo La et dans la vallée de Khar (au sud) la partie sommitale de la formation montre une alternance de shales et de calcschistes parfois gréseux avec de fréquents petits bancs de biolithites à coraux. A l'amont de la Forteresse (= Khar), à 12 km au sud du Zalung Karpo La, de petits bancs calcaires noirs contiennent des bivalves du genre *Halobia* (dét. Prof. H. Rieber, Zurich). Nous y avons trouvé des ammonoïdées du genre *Indojuvavites* du Carnien (Trias sup., dét. Prof. T. Tozer, Ottawa). BAUD et al. (1982) citent des *Claraia* et des *Daonella* au Zalung Karpo La.

On a donc affaire ici à des dépôts pélagiques caractérisés par une sédimentation argilo-calcaire légèrement sableuse et assez variable avec une riche faune. Ceci montre

que ce faciès sommital est plus proche de celui, contemporain, du Spiti (Nimaloksa Fm., SRIKANTIA 1981) que de celui du Zanskar (Zozar Fm., BAUD et al. 1984).

Cette formation -c- est parfaitement distincte des parties triasiques de l'unité de Lamayuru décrite par BASSOULLET et al. (1983) et de la Fm. de Lamayuru de FUCHS (1979) qui sont beaucoup plus détritiques. Les faciès bien typés du toit de la formation -c- sont absents dans la vallée de la Markha et sur le flanc nord-est de la chaîne. Quelques séquences décamétriques de dépôts calciturbiditiques apparaissent dans les 200 m précédant les niveaux fossilifères. Le caractère flyschöide reste pourtant mineur dans l'ensemble de la formation -c-. Les vraies calciturbidites de l'unité de la Markha sont plus jeunes et y reposent sur un flysch argilo-gréseux (ch. 3). Donc, les différences lithologiques entre la vallée de la Markha et les régions plus au sud sont nettes. La formation -c- doit être comparée aux parties triasiques du Groupe de Lilang du Spiti (SRIKANTIA 1981).

3. L'unité de la Markha

Cette unité se suit en une bande subverticale d'une largeur de 4 km le long du flanc oriental du massif de Nimaling vers la vallée de la Markha.

Nous y distinguons deux faciès turbiditiques très différents. Nous séparons cette unité de la nappe de Langtang à cause de son caractère entièrement flyschöide qui est à l'origine d'une colonne stratigraphique modifiée.

3.1 *Le flysch gréseux* (Ma, fig. 4)

De minces turbidites finement gréseuses à argileuses se sont déposées sous un régime très uniforme. Elles ont une épaisseur de quelques millimètres jusqu'à 2 cm et ne sont que très rarement légèrement calcaires. De rares bancs de quartzites massifs y sont intercalés. Nous signalons simplement la découverte, en 1985, d'un sill décamétrique de roches volcaniques dans cette formation.

Ce flysch gréseux correspond au «non-calcareous flysch» de FUCHS (1984) qui serait alors présent vers le sud-est tout le long de la zone de suture.

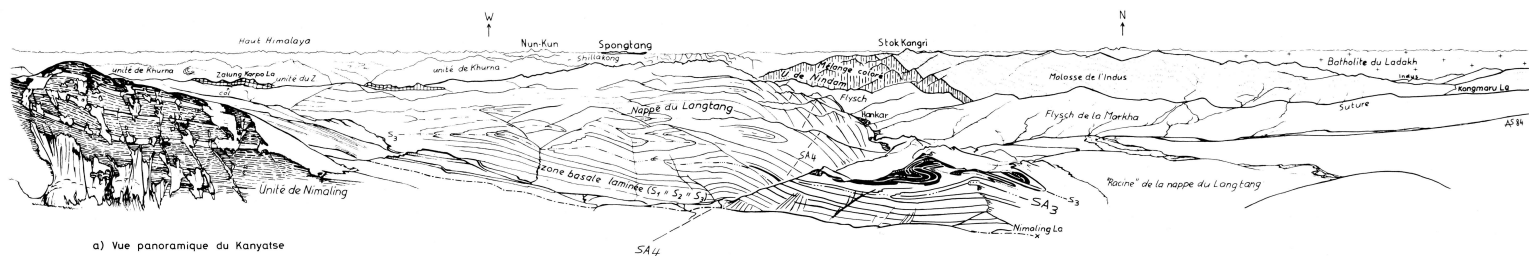
3.2 *La série calciturbiditique du Lalung La* (Mb)

Cette série repose sur le flysch gréseux. Elle affleure, dans la région de Nimaling, de part et d'autre du flysch gréseux: dans l'éperon de Tsurungtse (côté ouest) elle se trouve structuralement en dessus de la nappe de Langtang sans que le flysch gréseux apparaisse. Dans la région du Lalung La nous avons établi une coupe synthétique de cette sous-unité à partir de son contact avec le flysch gréseux sous-jacent (fig. 4):

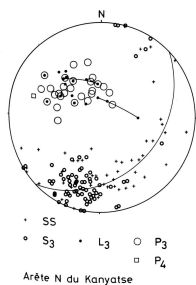
a) Schistes argileux bruns et gris verdâtres avec de petits bancs (~ cm) calcaires à surfaces siliceuses (faciès d'un type comparable aux «argiles à Palombini», ELTER et al. 1966).

b) Calciturbidites et grainflows en gros bancs déci- à pluridécimétriques formées par des calcarénites et calcirudites à péloïdes, biodétritus (échinoïdes, etc.), ooïdes.

Les niveaux a, b, e des cycles de BOUMA (1962) sont normalement présents; les turbidites peuvent être complètes (T_{a-e}) ou incomplètes ($T_{a,b}$; T_{c-e} ; $T_{d,e}$). Leurs épaisseurs

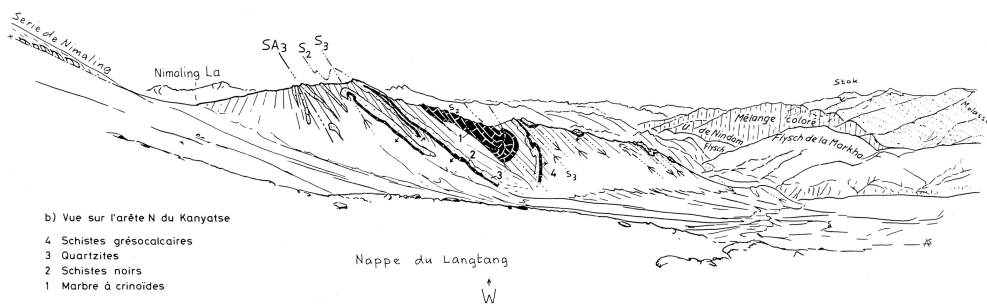


a) Vue panoramique du Kanyatse



Arête N du Kanyatse

Fig. 5 a) Vue panoramique du Kanyatse (d'après photos J. C. Töbel). Au premier plan on distingue le grand pli couché de la nappe de Langtang (S₄) auquel est associée la couche tectonique de calcaires à crinoides dans les vallées au nord-ouest du Nimaling La (fig. 5b). La vue s'étend le long de la surface axiale de l'anticlinal de Nimaling (SA₄). b) Vue sur l'arête nord du Kanyatse (Mont-Artane, fig. 2). Des couches de quartzites (3) et de calcaires à crinoides (1) (cch. 2, 3) dessinent de magnifiques structures d'interférence entre les plis de deuxième et de troisième génération. Ces couches se trouvent dans une position renversée (1). Cela signifie que la série a déjà été renversée lors de la formation des plis de première ou de deuxième génération.



b) Vue sur l'arête N du Kanyatse

- 4 Schistes grésocalcaires
- 3 Quartzites
- 2 Schistes noirs
- 1 Marbre à crinoides

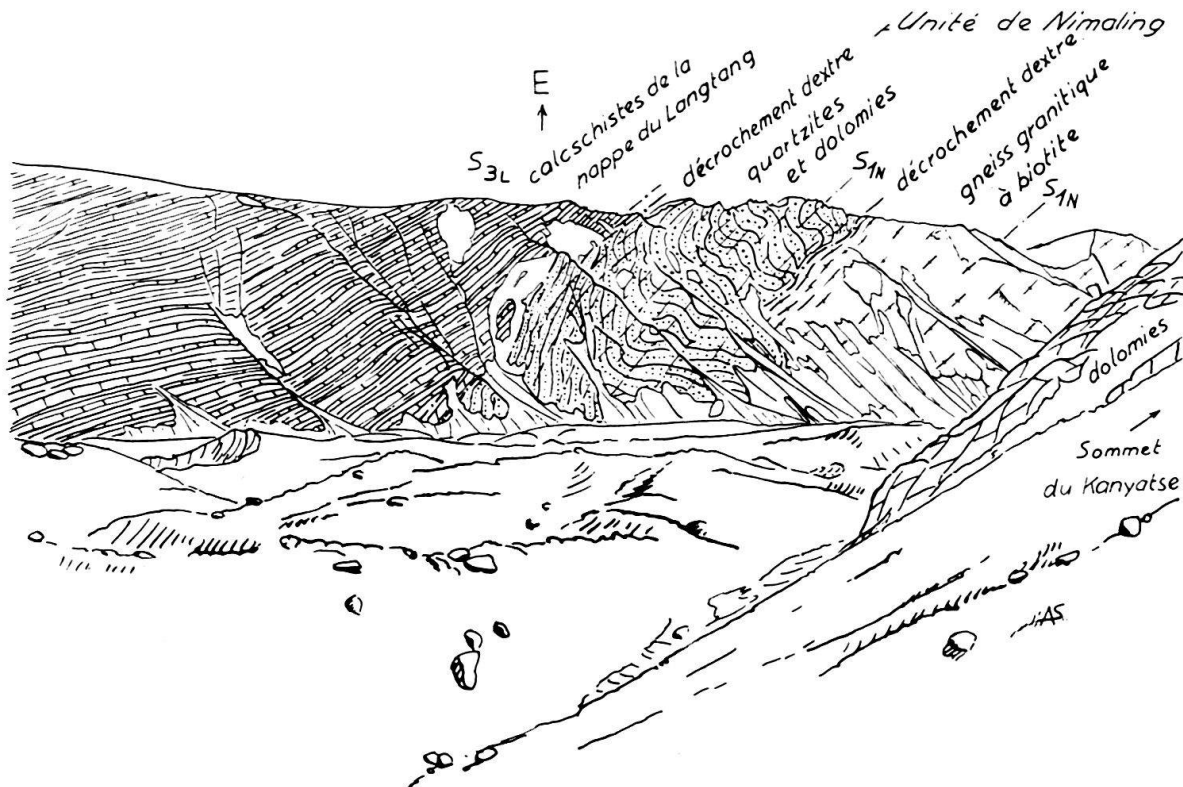


Fig. 6. Le contact tectonique des calcschistes de la nappe de Langtang avec les quartzites, dolomies et gneiss de l'unité de Nimaling dans la vallée glaciaire à l'est du sommet du Kanyatse.

varient entre plusieurs cm et plusieurs dm. Des traces fossiles dans les niveaux e sont très fréquentes.

Les niveaux a sont souvent conglomératiques et les galets sont de trois types pétrographiques:

1. Micrite rouge ou orangée.
2. Pelmicrite, oomicrite, biomicrite à crinoïdes ou micrite gris foncé.
3. Volcanites acides noires avec des plages de résorption et une texture fluidale microolithique ou aphyrique. Elles contiennent de fins phénocristaux de quartz, de minéraux altérés en chlorite et en un phyllosilicate (céladonite?) et très rarement de grosses pseudomorphoses de feldspath en calcite. Leur composition est semblable à celle des volcanites alcalines triasiques décrites par HONEGGER et al. (1982).

Dans cette séquence, nous avons affaire aux faciès C et D1 de MUTTI & RICCI-LUCCHI (1975). En outre, nous reconnaissons quelques grainflows dans des arénites décimétriques non granoclassés ou isogranulaires avec des passées bréchiques discontinues.

c) Calcilutites marneuses en bancs pluricentimétriques avec des intercalations centimétriques de marnes très argileuses. (Faciès D3 et G selon MUTTI & RICCI-LUCCHI 1975.)

d) Comme b.

On peut tenter d'interpréter la séquence b, c, d comme un dépôt de cône sous-marin mature installé au pied d'une plate-forme carbonatée. BAUD et al. (1982) ont découvert une faune d'un âge aalénien (Jurassique inférieur/moyen) dans des calcarénites. Localement sont préservés dans la Markha les calcaires pélagiques du Crétacé supérieur de la

Shillakong/Fatu La Fm. découverts par FUCHS (1984). A leur base, quelques récurrences de calciturbidites marquent la fin de la sédimentation flyschoïde.

Cette série calciturbiditique montre des analogies étroites de faciès et d'âge avec des calcaires allodapiques de la région de Lamayuru (BASSOULLET et al. 1981; BAUD et al. 1982: vallon de Doltal, Markha) représentant ainsi un équivalent sédimentaire d'une partie du Flysch de Lamayuru (GANSSEY 1976).

L'étude des photos-satellites suggère un lien latéral de la série calciturbiditique avec les calcaires du Groupe de Kioto appartenant à la zone du Zaskar. Il s'effectuerait dans la région du tronçon central de la vallée de la Markha (Chaluk).

Ce lien consiste, sur le plan sédimentologique, en une transition de dépôts de plate-forme carbonatée peu profonde d'âge jurassique inférieur/moyen (Kioto: FUCHS 1979, BAUD et al. 1984) à des résédiments allodapiques issus d'une telle plate-forme et déposés dans un bassin profond (décalcification! v. 3.2, a). Ceux-ci seraient contemporains ou légèrement plus jeunes au Lalung La. La répartition des faciès conglomératiques montre

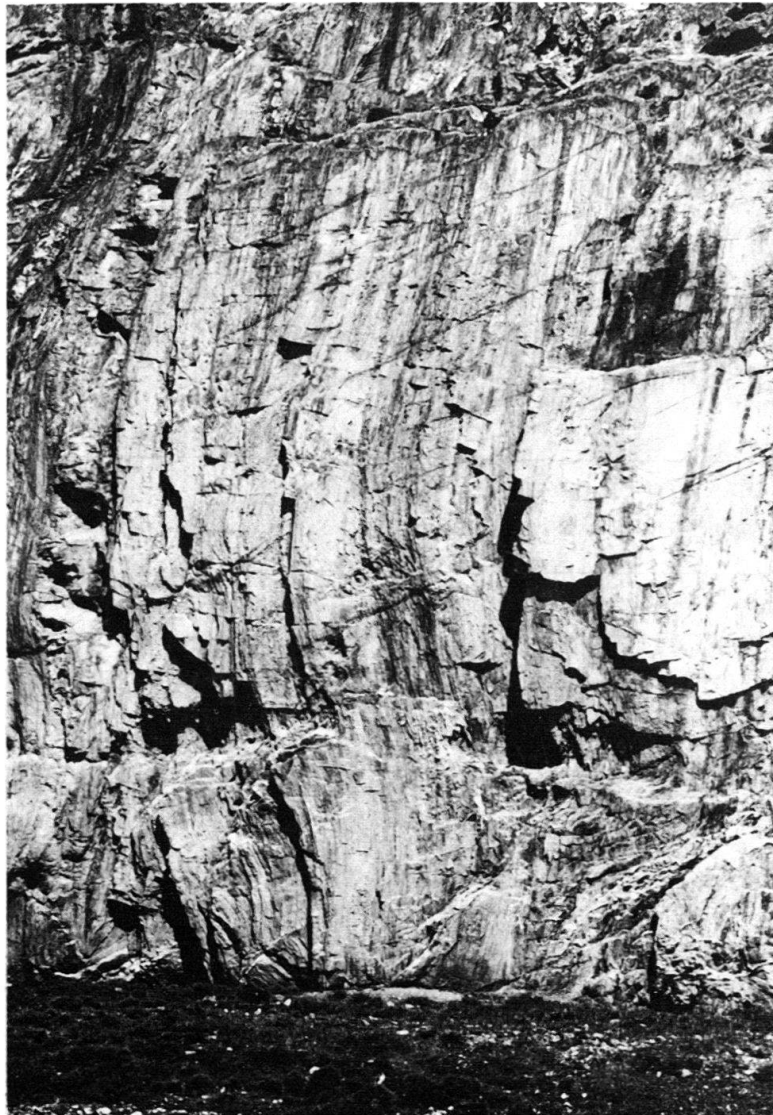


Fig. 7. La linéation d'étirement L_3 dans les calcaires gréseux de la basse vallée de Langtang.

que le passage de la plate-forme épicontinentale aux faciès plus profonds ne s'effectue pourtant pas d'une manière simple et perpendiculaire à la zone de Suture de l'Indus-Tsangpo.

4. La zone du Zaskar

Nous ne décrivons pas ces unités puisqu'elles ne touchent que périphériquement le terrain de l'étude présentée dans cette note. Nous renvoyons le lecteur à BAUD et al. (1982) (nappes du Zaskar) et FUCHS (1984) (Tibetan Zone s.l.). Nous signalerons cependant que la limite entre les calcschistes de la formation -c- de la nappe de Langtang et la base du Groupe de Kioto correspond à une forte discordance tectonique (fig. 3): c'est une surface de ramp replissée qui recoupe obliquement la base de la zone du Zaskar sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur: elle peut être observée sur la bordure orientale de celle-ci à l'alpage de Khar.

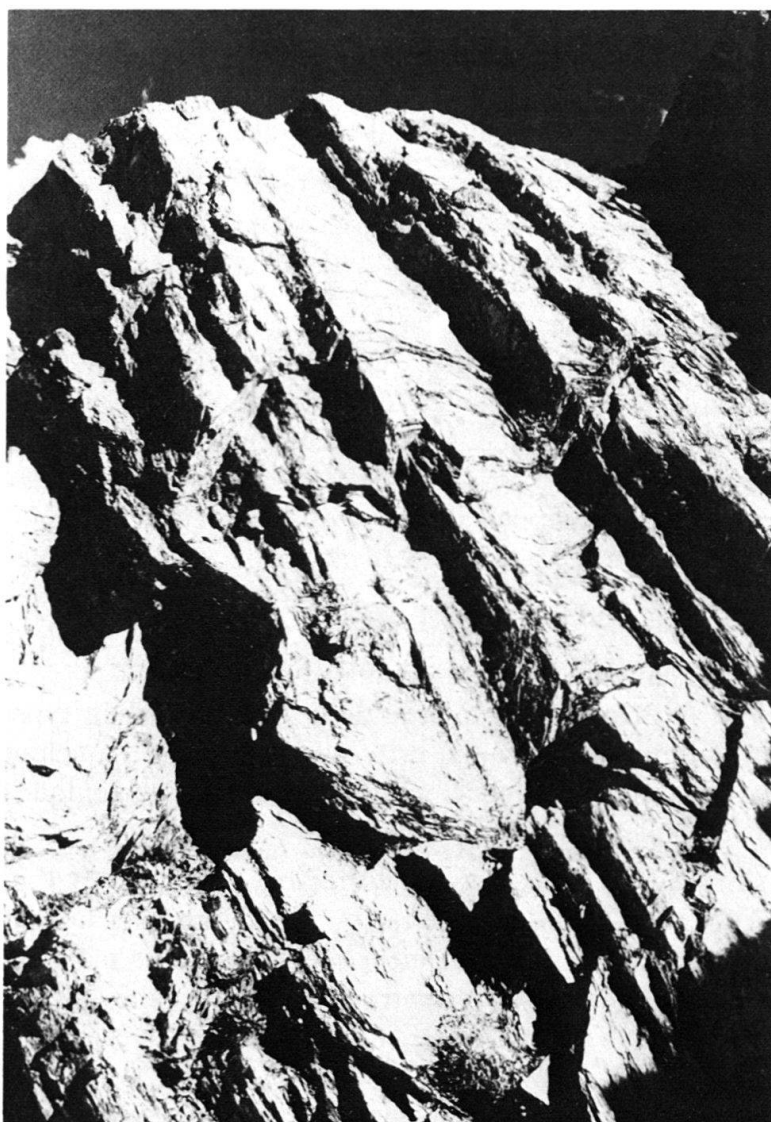


Fig. 8. Des plis de quatrième génération de la charnière principale de l'anticlinal de Nimaling au Langtang.

5. Conclusions sur le bâti de la chaîne de Nimaling

Des analogies lithostratigraphiques nous font attribuer à l'unité de Nimaling un âge cambrien. Les formations de la nappe de Langtang représentent une période qui s'étend approximativement du Carbonifère au Trias supérieur. Les formations de l'Ordovicien au Dévonien font défaut.

Les séries chevauchées par la nappe de Langtang

Localement des mouvements chevauchants ont enfermé entièrement des métasédiments appartenant à la nappe de Langtang dans les gneiss de Nimaling. De même, des copeaux isolés des dolomies ocre cambriens sont emballés dans la formation -b- à la base de la nappe: ils ont dû être arrachés lors du charriage de la nappe sur le substratum.

Des membres de plus en plus jeunes de l'unité de Nimaling sont préservés sous la base de la nappe de Langtang lorsqu'on progresse de l'est vers l'ouest: gneiss → quartzites → dolomies → schistes quartzitiques surmontant les dolomies.

Une discordance tectonique due à une *surface de chevauchement ascendante par rapport à l'unité de Nimaling* sous-jacente est donc cartographiable: son niveau structural est le plus bas sur le flanc oriental de la chaîne de Nimaling et monte vers sa terminaison septentrionale à l'ouest de la plaine de Nimaling jusque dans le flanc occidental dans la haute vallée de Langtang (fig. 2).

La nappe de Langtang

La formation -b- constitue les parties basales de la nappe vers les hauts de la plaine de Nimaling (flanc oriental de la chaîne) où elle emballé une série réduite de la formation -a-. C'est uniquement sur le flanc occidental de la chaîne que nous trouvons la formation -a- à la base même de la nappe. Vers le sud, les formations -b- et -c- vont s'ajouter là en ordre normal sur la formation -a-.

Une série renversée de la nappe chevauche donc directement l'unité de Nimaling à l'est de la chaîne et dans l'arête nord du Kanyatse mais repose sur une série normale à l'ouest de la chaîne.

Il s'en suit que la nappe de Langtang est issue de la zone subverticale entre l'unité de la Markha et l'unité de Nimaling à l'est de la chaîne.

Par conséquent, la déformation interne de la nappe est d'un type essentiellement cisailant. La cinématique de la nappe est ainsi marquée par quelques décollements parallèles aux limites stratigraphiques en plus d'un transport tectonique intraformationnel.

L'unité de Nimaling est probablement corrélable avec la Puga Fm. de THAKUR & VIRDI (1979) et THAKUR (1983) dans une région 30–130 km plus au sud-est vers le Tso Morari. Celle-ci est pourtant plus fortement métamorphique mais elle est également méta-gréseuse et méta-pélique et elle est intrudée par des granites. Des niveaux d'amphibolites pourraient être dérivés de sills doléritiques analogues à ceux de l'unité de Nimaling.

Lithologiquement, la Taglang La Fm. de ces auteurs est semblable aux formations de la nappe de Langtang mais nous constatons les divergences suivantes:

1. A la terminaison occidentale du Cristallin du Tso Morari, les dolérites et les granites restent limités à l'unité de Nimaling. Il n'y a donc pas de roches plus jeunes que le Cambrien affectées par les événements intrusifs. A l'est de la route Leh-Manali par contre, ceux-ci seraient postérieurs au Trias inférieur selon ces auteurs.
2. La limite entre la Puga Fm. et la Taglang La Fm. est concordante et graduelle à l'est mais la nappe de Langtang repose sur l'unité de Nimaling le long d'une surface qui correspond à une discordance tectonique due à un chevauchement.
3. Nous n'observons pas de saut de métamorphisme sous la zone de Zaskar comme ces auteurs.

Il semble donc que le Cristallin du Tso Morari soit constitué dans toute sa partie indienne de séries métasédimentaires pré-mésozoïques et triasiques et de roches ignées d'un degré du métamorphisme allant du faciès schistes verts au faciès amphibolite élevé.

Le contact basal discordant de la zone du Zaskar (Trias sup. (Norien?) à Tertiaire, BAUD et al. 1982, FUCHS 1984) est le résultat de la déformation fortement disharmonique entre les calcaires de Kioto et les schistes triasiques (Carnien) sous-jacents. L'amplitude de ces mouvements chevauchants qui affectent la zone du Zaskar est encore mal connue.

L'unité de la Markha et la nappe de Langtang/zone du Zaskar constituent deux domaines voisins de l'ancienne marge continentale indienne: l'unité de la Markha est la plus interne (dont le soubassement n'affleure pas). Son éloignement initial par rapport aux formations épicontinentales du même âge n'est guère connue.

Les liens structuraux et de faciès décrits dans les formations d'âge jurassique (ch. 3) étayent l'hypothèse d'un enracinement de la zone du Zaskar dans l'unité de la Markha.

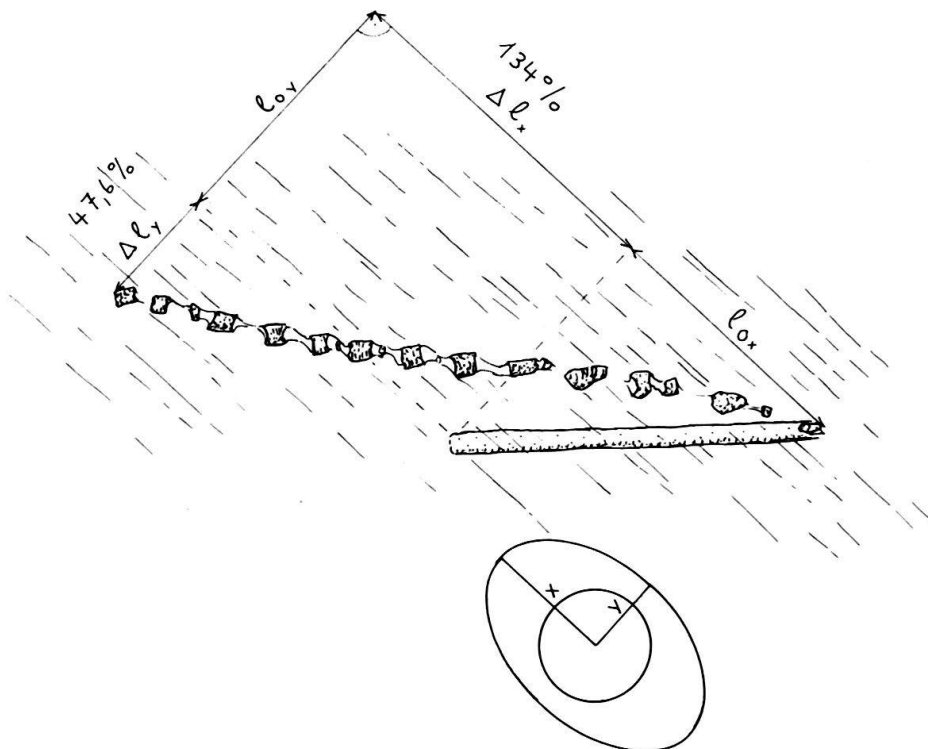


Fig. 9. Une tige de crinoïde dans un calcschiste aplati du Zalung Karpo La.

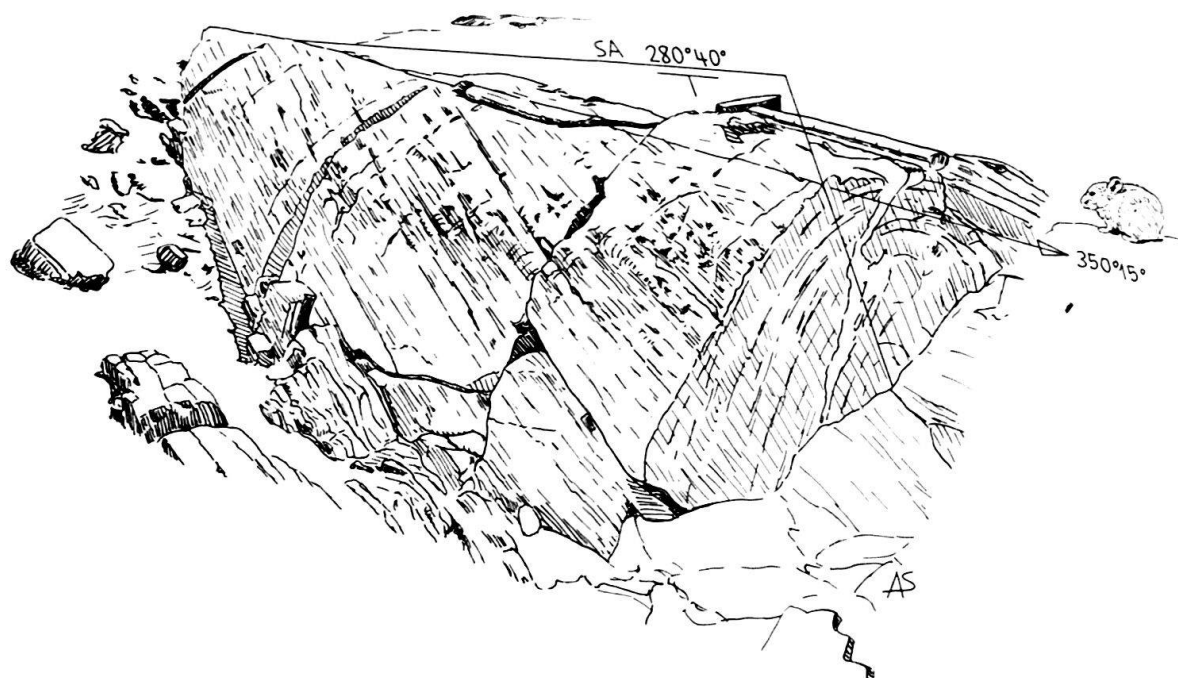


Fig. 10. Un pli similaire de troisième génération replissant la linéation d'étirement L_2 . Le lièvre siffleur de l'Himalaya (*Ochotona roylei*) mesure environ 20 cm. Dessin d'après H. Masson.

6. Structures des déformations himalayennes

6.1 La nappe-pli du Langtang

L'unité allochtone de Langtang forme l'enveloppe du grand anticlinal de Nimaling et elle s'enracine au nord-ouest de cette structure. Cette nappe est caractérisée par des plis isoclinaux kilométriques, déversés vers le sud-ouest et une schistosité de surface axiale. Sur l'affleurement, ces structures se révèlent être de troisième génération (P_3 et S_3) déformant deux familles préexistantes de plis et de schistosités. Les axes des plis P_1 , P_2 et P_3 ainsi que les linéations d'étirement L_1 , L_2 et L_3 sont subparallèles entre eux et montrent une orientation NE-SW. Des structures semblables ont été observées par THAKUR (1983) dans le Cristallin du Tso Morari à l'est de notre région.

Fig. 11. Carte des structures himalayennes du Massif de Nimaling.

La *nappe-pli du Langtang* forme un grand pli couché de troisième génération. Remarquez l'orientation constante nord-ouest des linéations d'étirement L_2 et L_3 et des axes de pli P_2 et P_3 de la nappe de Langtang en dehors de la zone des racines.

L'*anticlinal de Nimaling* est un pli de quatrième génération. Il s'agit d'un pli similaire développé dans un régime de cisaillement simple dextre avec une direction de glissement -a- d'orientation $308^\circ/14^\circ$, parallèle à la zone de racine de la nappe de Langtang et la zone de Suture de l'Indus.

S_3 = schistosité principale de troisième génération.

L_2 , L_3 = linéations d'étirement de deuxième et de troisième génération.

P_2 , P_3 = plis de deuxième et de troisième génération.

S_{4s} = clivage principale de crénulation ou surface axiale de plis P_4 .

S_{4a} = système conjugué de clivage de crénulation ou surface axiale de plis P_4 conjugués. Ce deuxième système de clivage s'est développé dans des plis isopaques tardifs.

P_4 = plis similaires ou isopaques de quatrième génération.

Séréogrammes: projection de Lambert, hémisphère inférieur.

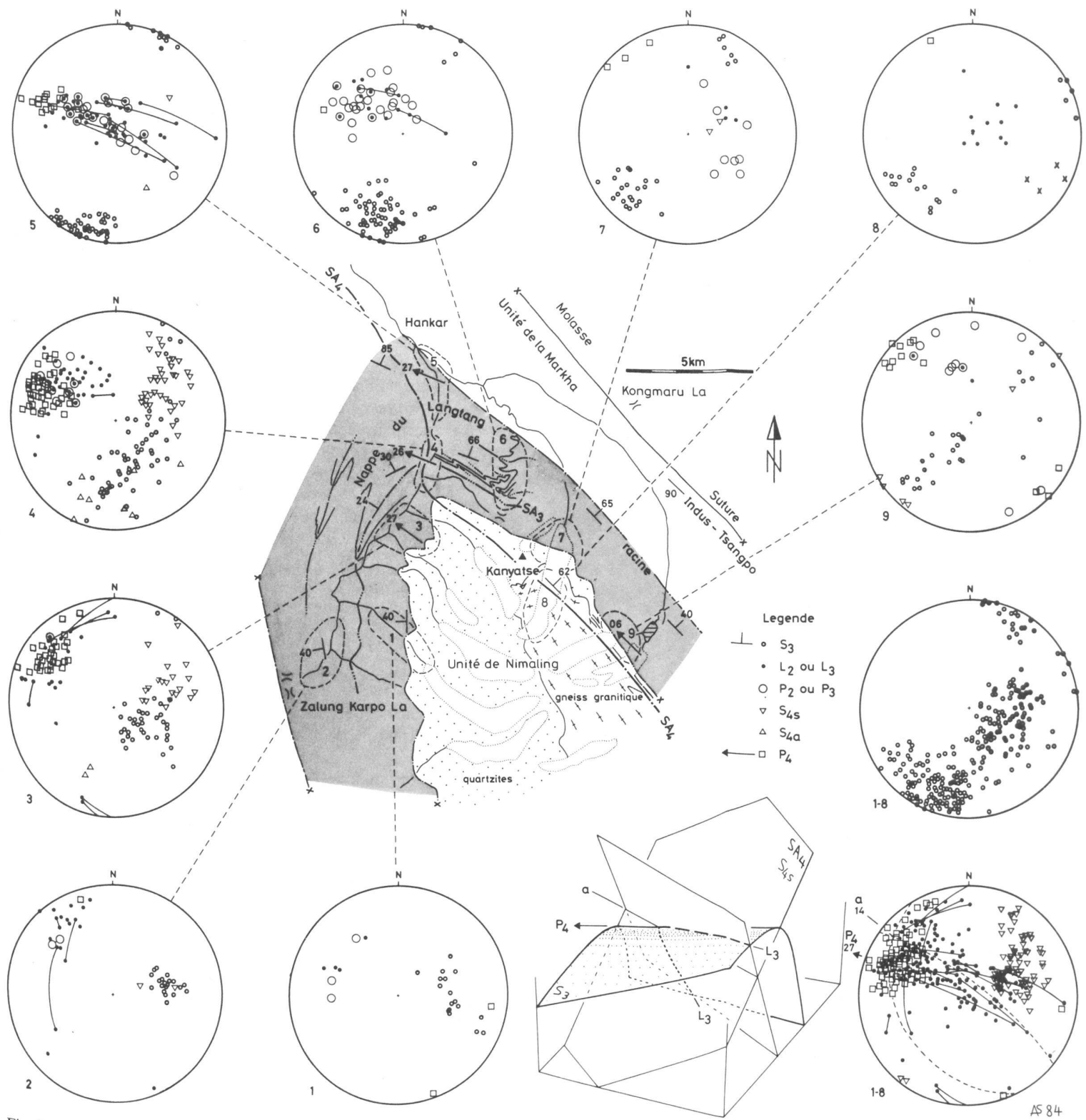


Fig. 11

La direction nord-est représente l'orientation finale de la roche étirée à la suite de sa déformation progressive dans un régime ductile. L'analyse de quelques tiges de crinoïdes déformées a montré que la déformation finie est du type aplatissement, avec un fort allongement selon la direction Y de l'ellipsoïde de la déformation finie (fig. 9) suggérant une trajectoire de la déformation non constante. Ceci est confirmé par la mise en évidence d'un *premier mouvement de la nappe parallèle à un ancien étirement dans une direction sud-ouest* qui est ensuite transposé, dans une zone de cisaillement dextre tardive, selon un nouvel étirement de direction nord-ouest (ch. 6.2).

Des structures d'interférence entre les trois générations de plis de la nappe sont omniprésentes. Les plus belles, de dimension hectométrique à kilométrique, affleurent dans l'arête nord du Kanyatse (Mt-Ariane, fig. 5). C'est dans cette arête que la spectaculaire bande jaune de calcaires à crinoïdes, visible de loin, se referme sur elle-même dans une charnière de deuxième génération au cœur d'une synforme de troisième génération.

Dans les gneiss et quartzites de l'unité autochtone de Nimaling il n'existe qu'une seule schistosité et un seul étirement, correspondant à la troisième déformation de la nappe (S_3 et L_3 , fig. 11). La paragenèse syncinématique à quartz, feldspath potassique, albite, muscovite, biotite, grenat et épidote montre que cette déformation du socle a eu lieu dans les conditions du faciès schistes verts, c'est-à-dire sous un empilement de nappes d'au moins 10 km.

La mise en place de nappes dans la zone la plus interne du Haut-Himalaya (qui lui-même est une méga-nappe) s'est fait (D1 à D3)

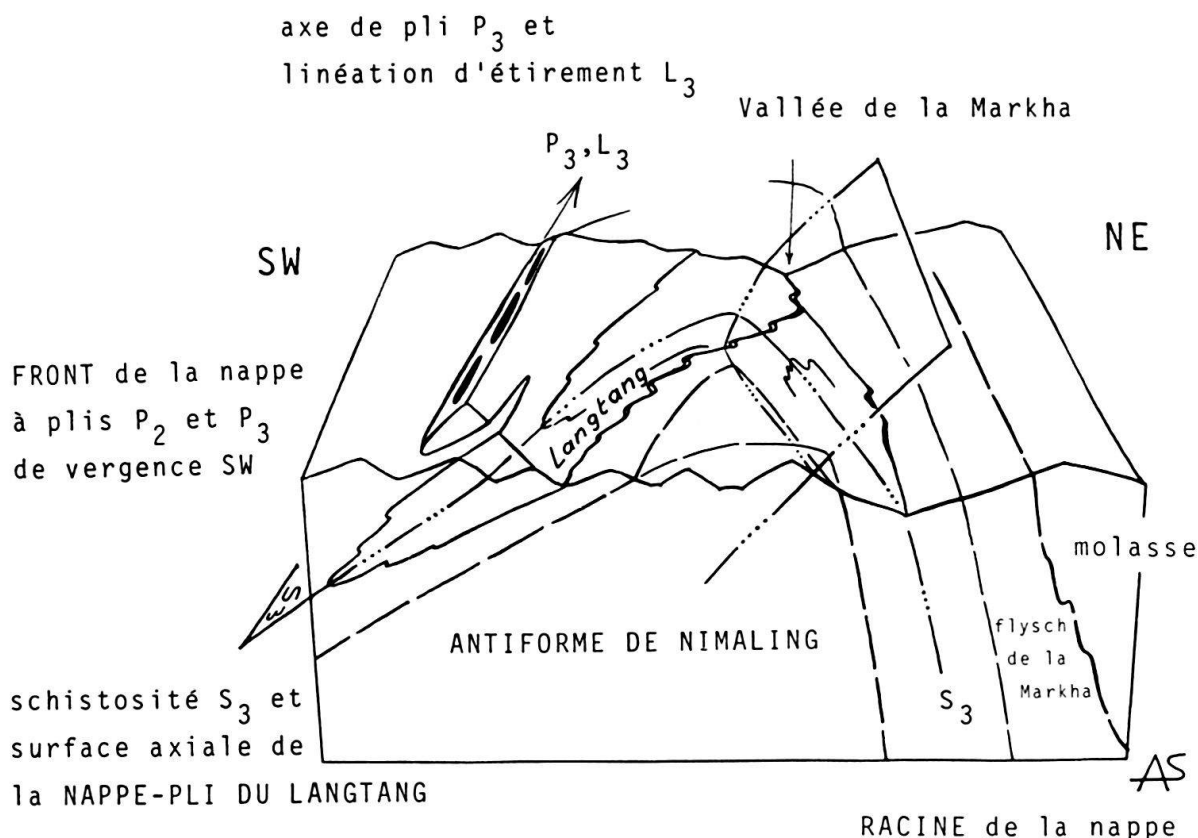
- selon une discontinuité basale (chevauchement de la nappe de Langtang) et
- une déformation cisailante progressive vers le haut du bâti qui a donné naissance à des plis isoclinaux polyphasés.

6.2 L'anticlinal de Nimaling (P_4)

Le grand anticlinal de Nimaling déforme l'ensemble des structures de la nappe de Langtang et la schistosité principale de la série autochtone de quartzites et de gneiss de Nimaling.

L'analyse structurale montre qu'il s'agit d'un pli du type similaire (méthode selon RAMSAY 1967). Le lieu géométrique des linéations replissées est un plan (fig. 11). La direction de glissement -a- du pli similaire est parallèle à la racine verticale de la nappe de Langtang et à la zone de suture. L'orientation oblique des axes de plis P_4 par rapport à cette direction de glissement -a- et la présence de zones tardives de cisaillement dextre à linéation d'étirement subhorizontale sur le contact septentrional des granites de Nimaling suggèrent que *ce grand pli s'est développé par un processus de cisaillement simple dextre*. Son flanc nord-est subvertical correspond à la zone de Suture de l'Indus-Tsangpo (zone des racines) (fig. 2): une schistosité pénétrative (S_4) est associée à des cisaillements dextres dans une zone large de 5 km et parallèle à la Suture.

Tardivement des plis coiffés isopaques se sont développés sur le flanc méridional de la grande antiforme dans la vallée de Langtang (fig. 8). Ils ont réorienté les étirements préexistants selon un petit cercle (fig. 11, D3). Ces structures témoignent d'une *continuation à plus basses températures de la compression de la zone dans une direction N-S*.



STRUCTURES MAJEURES DU MASSIF DE NIMALING

Fig. 12. Schéma tectonique de la terminaison occidentale du Cristallin du Tso Morari.

Cette structure anticlinale est, à l'échelle suprarégionale, l'expression locale des grands dômes tardifs du Tso Morari (BERTHELSEN 1953), du Raksas et de la Gurla Mandhata (GANSSE 1964) au Ngari (Tibet occidental).

Remerciements

Nous n'avons pas parcouru seuls ces montagnes lointaines: c'est pourquoi nous pensons tout d'abord à l'assistance continue et généreuse que nous ont donnée Paul Felber, Mario Sartori et Jean-Claude Tièche sur le terrain.

De même, nous remercions vivement nos collègues lausannois Aymon Baud, Jean-Luc Epard et Jean Savary pour leurs commentaires précieux lors de la rédaction de cette note.

Nos remerciements vont ensuite aux paléontologues qui ont bien voulu nous expliquer précisément et rapidement la valeur stratigraphique de nos fossiles: MM. les Professeurs H. Rieber (Zurich), K. Sdzuy (Würzburg) et T. Tozer (Ottawa).

Ce travail a été rendu possible grâce aux subsides accordés par la Fondation Herbette de la Faculté des Sciences de l'Université de Lausanne. Cela permet également à l'un de nous (E. S.) de poursuivre sa thèse. Nous exprimons ici notre vive reconnaissance.

BIBLIOGRAPHIE

- BASSOULET, J. P., COLCHEN, M., MARCOUX, J., & MASCLE, G. (1981): Les masses calcaires du flysch triasico-jurassique de Lamayuru (Zone de la Suture de l'Indus, Himalaya du Ladakh): klippes sédimentaires et éléments de plate-forme remaniés. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.) 86/4, 825–844.

- BASSOULLET, J. P., COLCHEN, M., JUTEAU, T., MARCOUX, J., & MASCLE, G. (1983): Geological studies in the Indus Suture Zone of Ladakh (Himalaya). In: GUPTA, V. J. (Ed.): Contributions to Himalayan Geology 2. – Hindustan, Delhi.
- BAUD, A., ARN, R., BUGNON, P., CRISINEL, A., DOLIVO, E., ESCHER, A., HAMMERSCHLAG, J. G., MARTHALER, M., MASSON, H., STECK, A., & TIÈCHE, J. C. (1982): Le contact Gondwana–péri-Gondwana dans le Zaskar oriental (Ladakh, Himalaya). – Bull. Soc. géol. France 24/2, 341–361.
- BAUD, A., GAETANI, M., GARZANTI, E., FOIS, E., NICORA, A., & TINTORI, A. (1984): Geological observations in southeastern Zaskar and adjacent Lahul area (northwestern Himalaya). – Eclogae geol. Helv. 77/1, 171–197.
- BERTHELSSEN, A. (1953): On the geology of the Rupshu district, N. W. Himalaya. – Medd. dansk geol. Foren. 12/3, 350–414.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. – Elsevier, Amsterdam, New York.
- CASNEDI, R., GARZANTI, E., & JADOUL, F. (1985): Lower Paleozoic sedimentary evolution in Zaskar (NW Himalaya), – 6th europ. reg. Meet. Sedimentol. I. A. S., Lerida.
- 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.
- FUCHS, G. (1979): On the geology of Western Ladakh. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 122/2, 513–540.
- (1984): Note on the Geology of the Markha–Nimaling Area in Ladakh (India). – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 127/1, 5–12.
- GANSSE, A. (1964): Geology of the Himalayas. – Interscience Publ., J. Wiley, London.
- (1976): The great Suture Zone between Himalaya and Tibet. A preliminary account. – Colloq. int. C. N. R. S. (Paris) 268, 181–191.
- 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.
- HONEGGER, K., DIETRICH, V., FRANK, W., GANSSE, A., THÖNI, M., & TROMMSDORFF, V. (1982): Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas. – Earth and planet. Sci. Lett. 60, 253–292.
- 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.
- 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. C. N. R. S. (Paris) 268, 237–250.
- 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, 9e Congr. int. 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.
- PETTIJOHN, E. J. (1975): Sedimentary rocks (3e éd.). – Harper & Row, New York, Evanston, San Francisco, London.
- REINECK, H. E., & SINGH, I. B. (1973): Depositional sedimentary environments; with reference to terrigenous clastics. – Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- SHARMA, K. K., & KUMAR, S. (1978): Contribution to the Geology of Ladakh, North Western Himalaya. – Himalayan Geol. (Dehra Dun) 8/1, 252–287.
- 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 (vol. 1, p. 41–48). – Singh, Dehra Dun.
- THAKUR, V. C. (1983): 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), p. 1–8.
- 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.
- 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.

Manuscrit reçu le 2 août 1985

Révision acceptée le 3 mars 1986

