HAL
open science

Les formations de la marge néotethysienne et les mélanges ophiolitiques de la zone de suture de l'Indus en Himalaya du Ladakh - Inde. - Stratigraphie, tectonique, évolution géodynamique

Eric Sutre

To cite this version:

Eric Sutre. Les formations de la marge néotethysienne et les mélanges ophiolitiques de la zone de suture de l'Indus en Himalaya du Ladakh - Inde. - Stratigraphie, tectonique, évolution géodynamique. Stratigraphie. Université de Poitiers, 1990. Français. NNT : . tel-00805270

HAL Id: tel-00805270

https://theses.hal.science/tel-00805270v1

Submitted on 27 Mar 2013

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

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

TS-27.2
369 (1)/c
TS 27.2
369(1)

N° d'ordre 369

THESE

Pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE POITIERS

(FACULTE DES SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUEES)
(Diplôme National - Arrêté du 23 Novembre 1988)

Spécialité
GEOLOGIE

Présentée par

Eric SUTRE

LES FORMATIONS DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE ET LES MELANGES OPHIOLITIQUES DE LA ZONE DE SUTURE DE L'INDUS EN HIMALAYA DU LADAKH, INDE

Stratigraphie, tectonique, évolution géodynamique

BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE POITIERS SCIENCES

Tome I : DISCUSSION

Directeur de thèse **Professeur Michel COLCHEN**

Soutenue le **28 Septembre 1990** devant la commission d'examen

Jury

Président

M.	Colchen	Professeur à l'Université de Poitiers

Examinateurs

J.P.	Bassoullet	Chargé de Recherche CNRS, Université de Paris VI
A.	Baud	Directeur à l'Institut de Géologie de Lausanne
J.	Charvet	Professeur à l'Université d'Orléans
K.	Honegger	Docteur en Géologie de l'E.T.H. Zürich
I.	Reuber	Chargée de Recherche CNRS, Université J. Fourier Grenoble

Rapporteurs

E.	Cariou	Professeur à l'Université de Poitiers
G.H.	Mascle	Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble

BU POITIERS SCIENCES
SC2020497

TS 27-2
C
369(1-2)
TS 27-2
369(1)
C
(2)

N° d'ordre 369

THESE

Pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE POITIERS

(FACULTE DES SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUEES)
(Diplôme National - Arrêté du 23 Novembre 1988)

Spécialité

GEOLOGIE

Présentée par

Eric SUTRE

LES FORMATIONS DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE ET LES MELANGES OPHIOLITIQUES DE LA ZONE DE SUTURE DE L'INDUS EN HIMALAYA DU LADAKH, INDE

Stratigraphie, tectonique, évolution géodynamique

Directeur de thèse **Professeur Michel COLCHEN**

Soutenue le **28 Septembre 1990** devant la commission d'examen

Jury

BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE POITIERS SCIENCES

Président

M.	Colchen	Professeur à l'Université de Poitiers

Examinateurs

J.P.	Bassoullet	Chargé de Recherche CNRS, Université de Paris VI
A.	Baud	Directeur à l'Institut de Géologie de Lausanne
J.	Charvet	Professeur à l'Université d'Orléans
K.	Honegger	Docteur en Géologie de l'E.T.H. Zürich
I.	Reuber	Chargée de Recherche CNRS, Université J. Fourier Grenoble

Rapporteurs

E.	Cariou	Professeur à l'Université de Poitiers
G.H.	Mascle	Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble

LES FORMATIONS DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE
ET LES MELANGES OPHIOLITIQUES DE LA ZONE DE SUTURE DE L'INDUS
EN HIMALAYA DU LADAKH, INDE
Stratigraphie, tectonique, évolution géodynamique.

Mots clefs: Mésozoïque, Cénozoïque, Néotéthys, Himalaya, Ladakh, suture, marge active, mélanges ophiolitiques.

Résumé

Dans la zone de suture de l'Indus en Himalaya du Ladakh, l'étude lithostratigraphique, biostratigraphique, sédimentologique, pétrographique et structurale, conduit à différencier plusieurs catégories d'unités:
- les unités appartenant à la marge nord néotéthysienne ;
- des témoins de l'espace océanique néotéthysien ;
- des unités de marge distale sud néotéthysienne (nord-indienne).

Ces données, associées à une interprétation en terme de stratigraphie séquentielle, permettent de préciser la paléogéographie du Bloc du Ladakh avant et pendant la subduction de la Néotéthys sous l'Eurasie, puis d'envisager son évolution structurale pendant la collision.

* **Avant la subduction**, le bloc du Ladakh, situé vers l'équateur, se présentait sous la forme d'une vaste étendue de lithosphère océanique d'âge jurassique moyen englobant quelques témoins isolés de nature continentale.

* **Le volcanisme d'arc** y a débuté au Crétacé inférieur, avant l'Aptien (probablement au Barrémien), soit plus tôt que dans le Bloc de Lhasa (Albien). Les premiers épanchements volcaniques sous-marins voisinaient avec des turbidites volcano-sédimentaires et des flyschs à blocs.

* **Développement de l'arc insulaire** : pendant la période Aptien-Albien inférieur se sont déposées, dans les bassins, des turbidites volcano-détritiques. Simultanément, des plates-formes carbonatées à rudistes s'installaient sur le pourtour des parties émergées de l'arc.

Ensuite, tandis que les régions de l'arc intrudée par les plutons se soulevaient, le bassin d'avant-arc s'enfonçait, et voyait le développement des cônes sous-marins. Ce type de sédimentation s'est poursuit jusqu'au Paléocène supérieur.

* **Derniers dépôts marins:** à partir de la fin du Paléocène le bassin d'avant-arc devint le siège d'une épaisse sédimentation marine infra à supra-littorale détritique, admettant des passées lenticulaires de calcaires bioclastiques.

A la fin de l'Eocène inférieur, le bassin marin résiduel situé entre les deux marges disparut brutalement, sous l'effet conjugué de la collision et d'un pic régressif eustatique accusé.

* **Structuration pendant la collision:** la partie sud du bassin d'avant-arc fut affectée par des chevauchements vers le Sud. Ensuite, les unités structurales ainsi crées furent redressées et basculées vers le Nord.

Dans la zone de suture s'individualisa alors le bassin des formations continentales d'épisuture, dont le substratum était constitué d'unités structurales des deux anciennes marges.

Au cours des stades ultimes du serrage, cet ensemble fut affecté par des charriages à vergence nord.

Eric SUTRE

Université de Poitiers
Laboratoire de géologie
stratigraphique et structurale
40 Av. du Recteur Pineau
86022 POITIERS

né le 17/10/1952 à Talence 33
Marié, un enfant
nationalité française
service national effectué

- PREMIERES ETUDES -

BAC série C, option Anglais - Allemand. Juillet 1970.

DIPLOME UNIVERSITAIRE DE TECHNOLOGIE en génie électrique option automatismes et asservissements. Juin 1973.

Inscription en 2ème année de Sciences Economiques à l'Université de Poitiers (équivalence de la première année accordée). Septembre 1973.

- PREMIERE PERIODE DE TRAVAIL -

Maitre auxiliaire
. Lycée Technique E. Branly (Chatellerault 86100). Travaux pratiques et dirigés d'électrotechnique et électronique. 1973-1974.
. CET de Puyguilhem (Ruelles, 16). 1974-1975.

Divers contrats de moniteur de spéléologie et travail intérimaire: maçon, manoeuvre bâtiment, électricien bâtiment et industrie, charpente ... etc (Octobre 1974 à Décembre 1975).

Service National dans la Gendarmerie (Décembre 1975).

Divers contrats d'intérimaire et moniteur de spéléologie (Fév-Déc 1976).

Entreprise Industrielle de Limoges (Décembre 1976 - septembre 1978
. Embauche comme dessinateur d'études lignes électriques.
. Février et Mars 1976: Stage CFPTE Colomiers (Haute Garonne) et diplôme de MONTEUR RACCORDEUR TELECOMUNICATIONS.
. Chef de chantier pose et raccordement cables PTT.

- SEPTEMBRE 1978 : REPRISE DES ETUDES EN GEOLOGIE -

DEUG B1, Juin 1979, mention bien, DEUG B2, Juin 1980, mention assez bien.
LICENCE DE GEOLOGIE, Juin 1981, mention assez bien.
MAITRISE DE GEOLOGIE, Juin 1982, mention assez bien.
DEA GEOLOGIE APPLIQUEE:
"L'unité de Nindam et les mélanges ophiolitiques associés. Himalaya du Ladakh, Inde". Juin 1983. Boursier DEA. Mention bien.
INSCRIPTION en THESE de Géologie de L'Université de Poitiers (09/1983).
Obtention d'une bourse DGRST de deux ans.

MISSIONS DE TERRAIN EN HIMALAYA DU LADAKH, INDE, pour le compte du CNRS, GRECO Himalaya-Karakorum 130012:
Neuf mois : Juillet-Août 1982, Juillet-Septembre 1983, Juillet-Octobre 1984, Juillet-septembre 1985

UNTES DE VALEURS DIVERSES:

. UV INFORMATIQUE, certificat de maitrise, Juin 1982.

. UV du CNAM de Poitiers, sur "LA STRUCTURE DES BASES DE. DONEES", Juin 1987 (note: 17/20).

. UV "INFORMATION SCIENTIFIQUE ET COMMUNICATION", Laboratoire d'audio-visuel scientifique de l'Université de Poitiers (LABCIS). Juin 1985. Mention bien.

STAGES EN FRANCE

. Stages de télédétection à l'ORSTOM de Bondy: traitement d'image Landsat du Ladakh (Deux semaines, Mai et Juin 1984).

. Stage de sédimentologie à la presqu'île de Crozon sur le Grès Armoricain. Responsables J. Durand et M. Deynoux. Mai 1986.

STAGES A L'ETRANGER

. Stage de sédimentologie au RWTH de Aachen, RFA, au laboratoire du Professeur Muller. Financement: Office Franco-Allemand pour la Jeunesse. Novembre à Décembre 1984.

. Analyse de roches volcaniques du Ladakh à l'ETH de Zuerich (Suisse) Institut für Mineralogie, laboratoire du Professeur V.J. Dietrich. Octobre 1986

EMPLOIS OCCUPES PENDANT LES ETUDES

Aide technicien géologue au BRGM de Poitiers
Mise au point du fichier DDE des carrières de matériaux de construction de la région Poitou-Charentes (01/10 à 07/12 1979).

DIPLOME MONITEUR SPORTIF polyvalent, options spéléologie, escalade, canoë-kayak en Juillet 1979.

Moniteur sportif au centre de Méjannes le Clap (Gard)
01/07 à 31/08 1979, 01/08 à 30/09 1980, 01/07 à 31/08 1981, 10/08 à 10/10 1982.

Vacataire en géologie à l'Université de Poitiers:

. Travaux pratiques DEUG B1 et B2. Travaux dirigés pour la Préparation CAPES-Agregation. Septembre à Décembre 1985.

. Travaux pratiques en DEUG B1, travaux pratiques et dirigés en licence et maitrise de recherche en géologie (géologie structurale) Octobre 1987 à Mai 1988.

Chargé de mission à Devenir-Espace Pierre Mendès France.
Enquête sur la diffusion de la culture scientifique et technique dans la région Poitou-Charente (150 entreprises visitées). 3 mois, 1989.

Direction Régionale Architecture Environnement - UCAPNE:
chargé de la réalisation de l'équipement de mise en valeur scientifique et pédagogique du stratotype du Toarcien à Thouars, et de la réserve des faluns de Mirebeau. Décembre 1989 Janvier 1990

Actuellement en train de mettre sur pieds, en relation avec le Laboratoire de Géologie Stratigraphique et Structurale de l'Université de Poitiers et les industries concernés, un projet de banque de données paléontologiques couplée à un système expert d'aide à la détermination des fossiles.

Eric SUTRE
Université de Poitiers
Laboratoire de géologie stratigraphique et structurale
40 Av. du recteur Pineau -F 86022 Poitiers Cedex

- PUBLICATIONS ET COMMUNICATIONS -

Sutre E. - **L'unité de Nindam et les mélanges ophiolitiques associés.** Mémoire de DEA en géologie fondamentale et appliquée, Université de Poitiers, Juin 1983.

Van Haver Th., Bassoullet J.P., Blondeau A., Gilbert E., Mascle G. & Sutre E. - **L'age des séries détritiques de l'Indus au Ladakh.** Second E.U.G. Meeting, Vol. 3, n° 2-3, Spring-Summer 1983, Strasbourg.

Bassoullet J.P., Colchen M., Gilbert E., Marcoux J., Mascle G., Sutre E., Van Haver Th. - **L'Orogène Himalayen au Crétacé.** Mém. Soc. géol. France, N.S., 1984, n° 147, p. 9-20.

Sutre E., Colchen M., Mascle G. (1984) - **Extension, caractères et signification des formations à blocs dans la zone de suture Indus-Tsang Po, Himalaya du Ladakh.** 10ème réunion annuelle des sciences de la terre, 1984, Bordeaux.

Sutre E. - **"Geological itinerary in the Ladakh Himalaya: The Indus-Tsang Po Suture Zone.** Conférence RWTH d'Aix La Chapelle, RFA, 1984.

Sutre E. (1984) - **Stage de sédimentologie et traitement d'échantillons du Ladakh au RWTH, Aachen, RFA.** Rapport de stage pour l'Office Franco-Allemand pour la Jeunesse, 1984.

Sutre E., Colchen M. - **About the ophiolitic melanges of the Indus Suture Zone in Ladakh Himalaya.** Third E.U.G. Meeting, 1985, Strasbourg.

Sutre E. - **The ophiolitic melanges of ladakh: melanged or not melanged ?** Himalayan Workshop, Leicester, G.B., 1985.

Sutre E., Reuber I., Colchen M. - **Paléogéographie d'arc insulaire dans la zone de suture de l'Indus en Himalaya du Ladakh.** 11ème réunion (annuelle) des sciences de la terre, 1986, Clermont-Ferrand.

Sutre E. - **La Formation de Sapi-Karamba au Ladakh: une partie distale de la marge indienne de la Néotéthys.** Séminaire Himalaya-Karakorum, Nancy, Février 1987.

Colchen M., Reuber I., Sutre E. - **Livret-guide et carte géologique.** Excursion de la Société Géologique de France au Ladakh (Août 1987).

Sutre E. & Reuber I. - **Paleogeographic reconstitution of the Dras Arc and Ladakh Batholith in Upper Cretaceous.** Colloque Himalaya-Karakoram-Tibet de Lausanne, Suisse, Octobre 1988.

Reuber I., Colchen M. & Sutre E. - **The Spontang ophiolite - Ladakh - Himalaya obduction by gravitational gliding related to oblique collision ?** Soumis à Geology en 1990.

BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE POITIERS SCIENCES

TS 27-2 369(1) C

TS 27.2
369(1) C

N° d'ordre 369

THESE

Pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE POITIERS

(FACULTE DES SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUEES)
(Diplôme National - Arrêté du 23 Novembre 1988)

Spécialité
GEOLOGIE

Présentée par

Eric SUTRE

LES FORMATIONS DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE ET LES MELANGES OPHIOLITIQUES DE LA ZONE DE SUTURE DE L'INDUS EN HIMALAYA DU LADAKH, INDE

Stratigraphie, tectonique, évolution géodynamique

Tome I : DISCUSSION

Directeur de thèse **Professeur Michel COLCHEN**

Soutenue le **28 Septembre 1990** devant la commission d'examen

Jury

Président

M.	Colchen	Professeur à l'Université de Poitiers

Examinateurs

J.P.	Bassoullet	Chargé de Recherche CNRS, Université de Paris VI
A.	Baud	Directeur à l'Institut de Géologie de Lausanne
J.	Charvet	Professeur à l'Université d'Orléans
K.	Honegger	Docteur en Géologie de l'E.T.H. Zürich
I.	Reuber	Chargée de Recherche CNRS, Université J. Fourier Grenoble

Rapporteurs

E.	Cariou	Professeur à l'Université de Poitiers
G.H.	Mascle	Professeur à l'Université Joseph Fourier, Grenoble

BIBLIOTHÈQUE UNIVERSITAIRE POITIERS SCIENCES

à Orane et Bénédicte, et à celle ou à celui qui va bientôt arriver,

à mes parents et beaux-parents. A Joseph surtout, pour qui cette conclusion arrive trop tard,

à tous les amis qui m'ont épaulé.

— REMERCIEMENTS —

En premier lieu, je remercie toute ma famille qui, en finançant pour une grande part cette étude, a grandement contribué à l'avancement de la Science.

S'il n'y avait qu'un seul nom à citer, ce serait celui de mon directeur de thèse, Monsieur Colchen. Je lui dois bien celà: grâce à lui j'ai eu le plus beau terrain de thèse qu'on puisse souhaiter.

Je tiens également à remerçier les membres du Jury qui ont accepté de juger ce travail.

Ainsi que:

Le Gouvernement Indien, qui a accepté de nous recevoir sur son sol.

Les Ladakhis, pour leur accueil chaleureux. Et tout spécialement Skarma Tsering de Shilla (Zanskar), businessman à Leh, guide infatiguable, qui m'a dégouté a tout jamais du rhum de l'armée indienne.

Nawang Guilik Ragopa d'Alchi Gompa, ancien moine, ancien soldat, paysan en retraite, meilleur conducteur d'ânes du Ladakh et plus grand buveur de tchang à l'Ouest de la Zanskar River.

Jean Claude Arditti, conseiller scientifique à l'ambassade de France de New Dehli, qui nous a accueillis chez lui quand nous redescendions, barbus, crasseux, de nos montagnes et qui, par ses démarches, nous a permis de recevoir nos échantillons dans des délais parfois inespérés.

Paul Mirmont, infatiguable zélateur du chauffage solaire en altitude par mur Trombe non ventilé et ladakhi d'adoption depuis dix ans.

Les géologues himalayens et en premier lieu ceux que j'ai côtoyé sur le terrain: E. Gilbert et M. Bonnet, L. Carles, T. Van Haver, E. Leflaivre, C. Ratineau, JP Bassoullet, Madame et Monsieur G.H. Mascle, D. Gapais, Monsieur et Madame A. Pêcher.

Ingrid Reuber: ceux qui connaissent la klippe de Spontang savent que ce qu'elle y a fait, peu d'hommes auraient osé s'y attaquer. Le travail sur le terrain avec elle fut un réel plaisir, et les longues discussions au laboratoire m'ont aidé à mieux appréhender les phénomènes volcaniques et plutoniques.

Les géologues himalayens rencontrés lors des colloques, avec lesquels ont eu lieu de fructueux échanges: il me semble les avoir tous cités, soit dans le texte, soit dans la bibliographie. Le prix qu'ils auront à payer pour la vanité de voir leur nom imprimé sera de lire l'ouvrage. La punition est rude.

Messieurs JP. Bassoullet, E. Fourcade, J. Sornay, JP Masse, A. Blondeau, P. De Wever, J.P. Bellier qui ont déterminé mes fossiles, alors que la paléontologie de service ne leur apporte aucune considération de la part du corps chargé d'évaluer leur travail.

Les géologues de l'Université de Poitiers qui ont bien voulu répondre à mes questions, même les plus saugrenues et les plus éloignées de leur spécialité.

Mes collègues thésards, avec lesquels j'ai passé toutes ces années, qui m'ont remonté le moral quand il baissait et qui m'ont donné un coup de main quand il le fallait.

Tous mes amis, et spécialement Laurent Carré et Michel Richard qui m'ont aidé dans mes tentatives de tirages en espérant chaque fois qu'il s'agissait de la dernière. Je crois bien qu'ils sont beaucoup plus intéressés par le pot de thèse que par la beauté scientifique du sujet.

Je ne saurais oublier Bernadette Braconnier qui a supporté dans son bureau, elle qui ne fume pas, l'odeur parait-il excécrable de mon tabac.
Mesdames Douadi et Phillipon, toujours serviables et de bonne humeur.
Messieurs Chaumillon et Paquet dont les doigts sont maintenant usés d'avoir poli mes innombrables lames minces.
Monsieur Martin, photographe du laboratoire, qui m'a conseillé pour les prises de vues.

Je remercie aussi tous les autres, que j'ai oubliés, ceux-là ne me pardonneront pas et ils auront raison.

SOMMAIRE GENERAL

BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE POITIERS SCIENCES

— Tome I —
DISCUSSION

INTRODUCTION

1 - Cadre institutionnel 17
2 - Cadre géologique général 19
3 - Cadre géologique régional 25
4 - Sujet de l'étude 31
5 - Exposé du plan 33

Chapitre I UNITES STRUCTURALES ET TERRAINS EN PRESENCE

Introduction 41
1,1 - Définition et contenu lithologique des unités structurales 43
1,2 - Résumé 61

Chapitre II DESCRIPTION DES FORMATIONS

2,1 - Les formations d'arc insulaire "proximales" de la marge nord-néotéthysienne dans la région Est-Ladakh 67
2,2 - Les formations d'arc insulaire "distales" de la marge nord-néotéthysienne dans la région Est-Ladakh 79
2,3 - Les formations d'arc insulaire de la marge nord-néotéthysienne dans la région Ouest-Ladakh 119
2,4 - Les formations d'affinités paléogéographiques diverses 135
2,5 - Les formations continentales d'épisuture 153

Chapitre III CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES et STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE, EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE

3,1 - Corrélations lithostratigraphiques et évolution paléogéographique dans la marge nord-néotéthysienne 187
3,2 - Stratigraphie séquentielle dans la marge nord-néotéthysienne 211
3,3 - Formations continentales d'épisuture; corrélations et relations avec les autres formations continentales post-ilerdiennes 221
3,4 - Evolution géodynamique de la marge nord-néotéthysienne 225

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale 263

BIBLIOGRAPHIE et PUBLICATIONS CONSULTEES NON CITEES

Liste bibliographique 275

— TOME II —

DESCRIPTION DES COUPES, DEFINITIONS DES TERMES ET CLASSIFICATIONS EMPLOYEES, ANNEXES, LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

Introduction au tome II 307

Chapitre I DESCRIPTION DES COUPES DE NIMALING A LAMAYURU

1,1 - Secteur Nimaling-Chiling 319
1,2 - Secteur Chiling-Lamayuru 349
1,3 - Versant rive gauhe de l'Indus entre Alchi Gompa et la Yapola 393

Chapitre II DESCRIPTION DES COUPES ENTRE MULBEK ET LA SURU

2,1 - Région de Mulbek-Shergol-Sapi La 521
2,2 - Vallée de la Suru 545

Chapitre III DEFINITION DES TERMES ET CLASSIFICATIONS EMPLOYEES

3,1 - Les mélanges ; définitions 559
3,2 - Sédiments détritiques et volcano-sédimentaires 564
3,3 - Molasses, flyschs; leurs processus de dépôt 573
3,4 - Ages absolus et âges relatifs, échelles employées 580
3,5 - Les voies du détritisme ophiolitique 582
3,6 - Milieux de dépôts 586

ANNEXES

Annexes 589

LISTE DES FIGURES

Liste des figures 665

INTRODUCTION

- SOMMAIRE -

I - CADRE INSTITUTIONNEL 17

II - CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

2,1 L'Himalaya; un élément des chaînes alpines issues de la Téthys 19

2,2 L'Himalaya; contexte géologique et structural 22

III - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

3,1 La chaîne himalayenne au Ladakh 25
La marge indienne
La zone de suture
La Klippe de Spontang
La marge nord néotéthysienne

3,2 Le métamorphisme himalayen au Ladakh 28

IV - SUJET DE L'ETUDE 31

V - EXPOSE DU PLAN 33

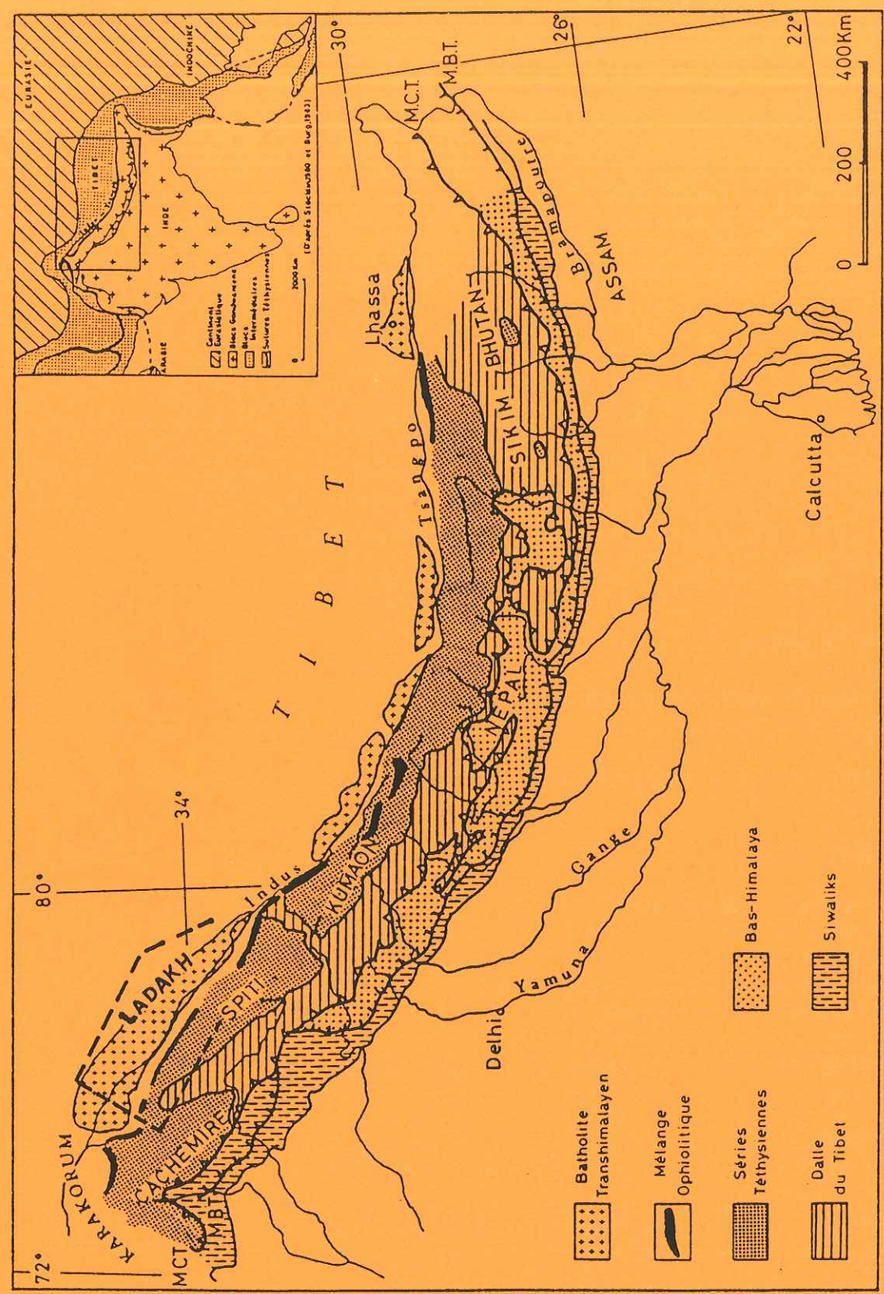


Fig. I.1 - Les grandes unités de la chaîne himalayenne.

- 1 -

CADRE INSTITUTIONNEL

Cadre institutionnel:

Ce travail fait partie d'un ensemble de recherches sur la Chaîne Himalayenne coordonnées par le GRECO CNRS Himalaya-Karakorum 130012.

L'objet:

L'Himalaya est une chaîne de montagnes engendrée par la collision des marges continentales indienne et eurasiatique auparavant séparées par l'espace océanique néotéthysien.

Le Ladakh (fig. I.1) est situé sur la Zone de Suture de l'Indus-Yarlung (ex Indus-Tsang Po, ou Zangbo, ou Zangbu), cicatrice complexe située à peu près à la limite des deux anciennes marges de la Néotéthys.

On peut donc y étudier l'évolution sédimentaire et géodynamique des deux marges et retrouver, dans les mélanges ophiolitiques, des témoins de l'ancienne croûte océanique et des parties distales des deux marges.

Historique des travaux du GRECO 130012 au Ladakh:

Passée l'ère des grandes coupes de reconnaissance Nord-Sud qui suivit l'ouverture du Ladakh aux étrangers en 1974, le besoin de travaux plus détaillés se fit sentir, afin de pouvoir trancher entre les différentes théories nées des premières études. Différentes équipes se répartirent alors les thèmes ou les régions.

Pour le GRECO, les travaux suivant furent engagés et coordonnés par le GRECO Himalaya-Karakorum:

- *Marge nord de la Néotéthys*, stratigraphie et sédimentation des terrains du bassin de l'Indus : thèse de T. Van Haver (1984).

- *Marge sud de la Néotéthys (ou marge nord indienne)*: étude de la Formation de Lamayuru par E. Leflaivre et étude des séries de la Shillakong par L. Carles en 1986.

- *Les ophiolites de la klippe de Spontang et les mélanges associés* par M. Colchen, T. Juteau, C. Mevel, I. Reuber et G. Reibel.

- *L'arc de Dras* dans la région de la Suru par I. Reuber et G. Reibel.

- *Structures et déformation dans le nord de la plaque indienne* (cristallin du Haut Himalaya et séries théthysiennes): thèse de E. Gilbert (1986).

- *Les terrains de la zone de suture*: objets de la présente étude.

Indépendamment des thèses, de nombreuses publications ont vu le jour, auquelles je ferai référence tout au long du texte.

Ainsi le travail présenté s'inscrit t-il dans un ensemble planifié et raisonné de travaux pluri-disciplinaires consacrés à l'étude de l'espace océanique néotéthysien et à son évolution géodynamique au sein de l'orogène himalayen au sens large.

Nos devanciers:

Au Ladakh, la géologie n'a pas commencé en 1974 avec l'ouverture de cette région aux étrangers, nos devanciers ont pour noms: Cunningham (1853), F. Stoliczka et F.R. Mallet (1863), Lydekker (1883), Dainelli (1933), De Terra (1935), Wadia (1937), Berthelsen (1953). Ces pionniers furent suivis par les géologues Indiens modernes: V.C. Takur, A.K. Sinha, K.K. Sharma, S.K. Shah, A.P. Tewari, S.V. Srikantia, M.L. Razdan, N.S. Virdi, D.N. Wadia ...

Maintenant les équipes viennent des quatre coins du Monde: équipes suisses de Lausanne et Zurich, équipes italiennes, équipes britanniques et de nombreux "individuels" des USA, RFA, Autriche ... etc.

- 2 -

CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

2.1 L'HIMALAYA: UN ELEMENT DES CHAINES ALPINES ISSUES DE LA TETHYS

La Paléotéthys:

"Toutes les reconstitutions paléogéographiques mobilistes (notamment Briden et al., 1974) figurent au début du Trias un vaste espace océanique situé entre l'Eurasie et le Gondwana et dénommé Téthys (Mascle 1976). Par ailleurs, à la suite d'Argand (1922), on considère que les chaînes méditerranéennes et asiatiques représentent la ligne d'affrontement des deux domaines continentaux bordiers de "l'océan disparu". A ce titre, l'ensemble Himalaya-Transhimalaya et ses prolongements, tant en direction de l'Afghanistan qu'en Malaisie, sont des éléments des chaînes alpines issues de la Téthys".

Fin de citation, *in* "l'évolution des domaines téthysiens au pourtour du bouclier indien du Carbonifère au Crétacé", Bassoullet *et al*, 1980.

Evolution de la Téthys primordiale ou Paléotéthys:

La réponse à ce problème se situe au Nord de la haute chaîne himalayenne, entre le Yarlung et le bloc eurasiatique paléozoïque, région dans laquelle de nombreuses ceintures ophiolitiques plus ou moins parallèles les unes aux autres ont été décrites, qui attestent que la Paléotéthys s'est fermée en plusieurs fois, des blocs se détachant du Gondwana les uns après les autres pour venir s'accrèter à l'Eurasie (schéma fig. I.2).

Si l'idée est bonne, il semblerait que le nombre de sutures invoqué au Tibet par certains auteurs soit trop important. En effet, les sutures situées au Nord du bloc de Lhasa ont été le plus souvent déduites de l'observation des images satellites et de trop peu nombreuses données de terrain (communication orale de A. Gansser, Himalayan Workshop, Nancy, 1987).

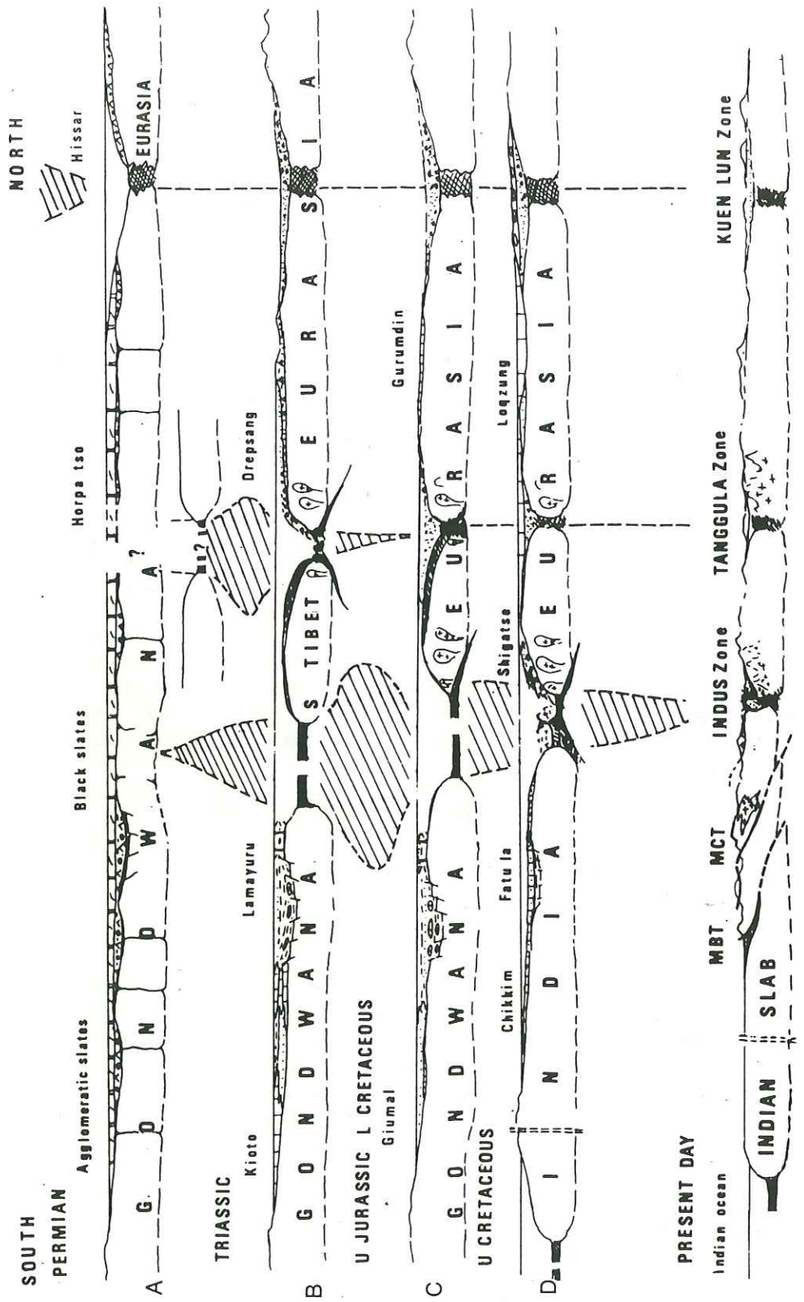


Fig. I.2 - Les domaines téthysiens au nord du bouclier indien du Permien a l'actuel.
En hachuré oblique, les espaces océaniques (J.P. Bassoullet & al. 1980)

Déroulement de la disparition des espaces océaniques entre l'Inde et l'Eurasie depuis le Permien jusqu'à l'Eocène (fig. I.2)

* *Au début du Trias:*

Entre l'Eurasie et le Gondwana (composé des futures plaques africaine, indiennes, australienne et antarctique) s'ouvrait un vaste espace océanique: la Paléotéthys.

* *Du Trias à l'Eocène*

Durant ce laps de temps, des blocs ont été transférés de la plaque gondwane à la plaque eurasiatique à laquelle ils sont venus se souder. Ces collisions successives sont attestées par les ceintures ophiolitiques suivantes:

- La ceinture Hindu Kuch- Pamir-Kuen Lun: suturation à l'Hercynien du bloc Band E Bayan-Sud Pamir-Nord Tibet, ensemble dont le Quantang Block du Tibet fait partie (J.P. Bassoullet et al. 1980, J. Girardeau et al. 1984).

- La ceinture Fara Rud-Tangula Chan: suturation néo-cimmérienne (limite Jurassique-Crétacé) du bloc Montagnes Centrales Afganes-Sud Tibet, ensemble dont le Lhasa Block du Tibet fait partie (J.P. Bassoullet et al. 1980, J. Girardeau et al. 1984), ainsi que le Batholite du Ladakh.

  On notera l'apparition, entre le Gondwana et l'ensemble formé par l'Eurasie et les blocs précédemment transférés, d'un espace océanique appelé Néotéthys.

- La suture de Khost-Indus-Tsang Po-Irrawaldi, dite encore Yarlung Zangbo suture zone: suturation éocène de la plaque Indienne avec disparition totale de la Néotéthys. C'est cette suture qui est accessible au Ladakh, et c'est elle que nous allons étudier.

Rappelons que le continent Indien s'est séparé de l'Afrique vers 90 Ma (Turonien, échelle de Haq 1987), mais que le Gondwana a commencé à se fissurer bien avant.

Caractéristiques des blocs transférés

Les influences gondwanes (biogéographiques et sédimentaires) sont sensibles au Paléozoïque supérieur dans tous les domaines situés au Sud de la suture hercynienne.

Un épisode crétacé caractérisé par un faciès de plate-forme à Rudistes a affecté tous les domaines situés au Nord de la suture Indus-Yarlung, sans qu'on puisse en trouver l'équivalent sur la plate-forme indienne à la même époque.

Il convient de souligner le grand développement du magmatisme lié aux subductions mésosoïques. Au Ladakh, les plutons du Batholite sont dûs à la subduction de la croûte océanique de la Néotéthys depuis le Crétacé jusqu'au Paléocène.

2.2 - L'HIMALAYA: CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL.

On peut diviser la partie de l'Himalaya qui nous intéresse en six unités structurales (Heim & Gansser 1939, Gansser 1964) qui se suivent de façon continue d'une extrémité à l'autre de la chaine.

Du Nord vers le Sud, sur une transversale à la chaîne passant par l'Everest, on distingue, sur la coupe structurale schématique de la figure I.3 :

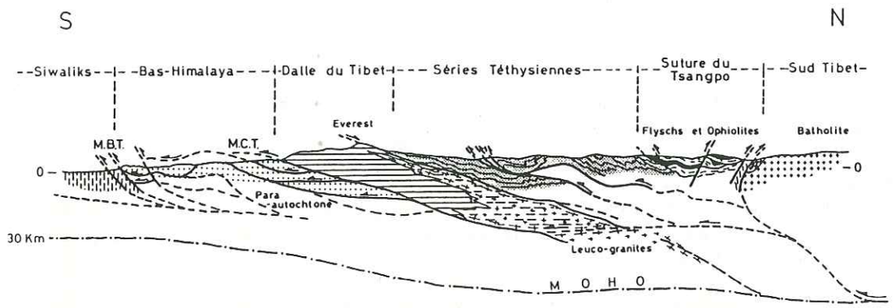


Fig. I.3 - Structure schématique de l'Himalaya sur la transversale de l'Everest.
D'après Brunel 1983.

L'unité du Sud-Tibet

Il s'agit de la marge nord de la Néotéthys crétacée, marge intermédiaire encore séparée du bloc de Qantang et de l'Eurasie (vers l'Aptien) par un espace océanique en voie de fermeture.

Cette marge intermédiaire est constituée d'Est en Ouest par les blocs de Lhasa et du Ladakh (regroupés par Pozzi, 1984, dans le bloc Sud-Tibet) et par le bloc des Montagnes Centrales Afganes.

Ces terrains sont des lambeaux de plate-forme continentale ou de croûte océanique téthysienne (néo, paléo ?) intrudés par des plutons granitiques liés à la subduction de la Néotéthys.

Pour cette raison cet ensemble hétéroclite, dont le point commun est d'avoir été intrudé par les plutons dûs à des subductions, a été dénommé Batholite Transhimalayen.

La Zone de Suture Indus-Yarlung

Elle marque la zone d'affrontement entre les plaques indienne et asiatique. On y rencontre des témoins des deux marges, ainsi que des témoins du substratum océanique néotéthysien (ophiolites).

Les séries téthysiennes

C'est un ensemble sédimentaire marin continu depuis le Cambrien jusqu'à l'Eocène, déposé sur la plaque indienne.

La sédimentation n'y est perturbée que par des pulsations épiorogéniques qui ne témoignent pas de l'existence d'une orogénèse anté-alpine (Fuchs 1967, Colchen & Mouterde *in* Bordet et al. 1971, Mu An-Tse et al. 1973).

Tout le long de la chaîne, des klippes de mélanges ophiolitiques sont charriées de place en place sur ces séries.

Dalle du Tibet ou du Haut Himalaya

Ensemble de formations cristallophylliennes dont le métamorphisme est en partie lié au fonctionnement du grand cisaillement intracontinental: le Main Central Thrust ou MCT (Le Fort 1975, Pêcher 1978, Brunel 1983).

Unité du Bas Himalaya

Ensemble de nappes de terrains précambriens, paléozoïques et méso-cénozoïques, sédimentaires et métasédimentaires, chevauché au niveau du MCT par l'Unité du Haut Himalaya.

Les Siwaliks

Formations détritiques continentales d'âge Miocène à actuel.

La déformation et le raccourcissement de la plaque indienne, en réponse à sa remontée vers le Nord, ont migré vers le Sud au cours du temps, depuis le MCT jusqu'aux accidents actuellement actifs (Delcaillau 1986). Ces accidents, qui font chevaucher vers le Sud le Bas Himalaya, sont responsables de l'érection de ces petites chaînes de montagnes alignées parallèlement à la haute chaîne.

On peut qualifier ce piedmont himalayen de *prisme d'accrétion continental*, selon l'expression de G. Mascle.

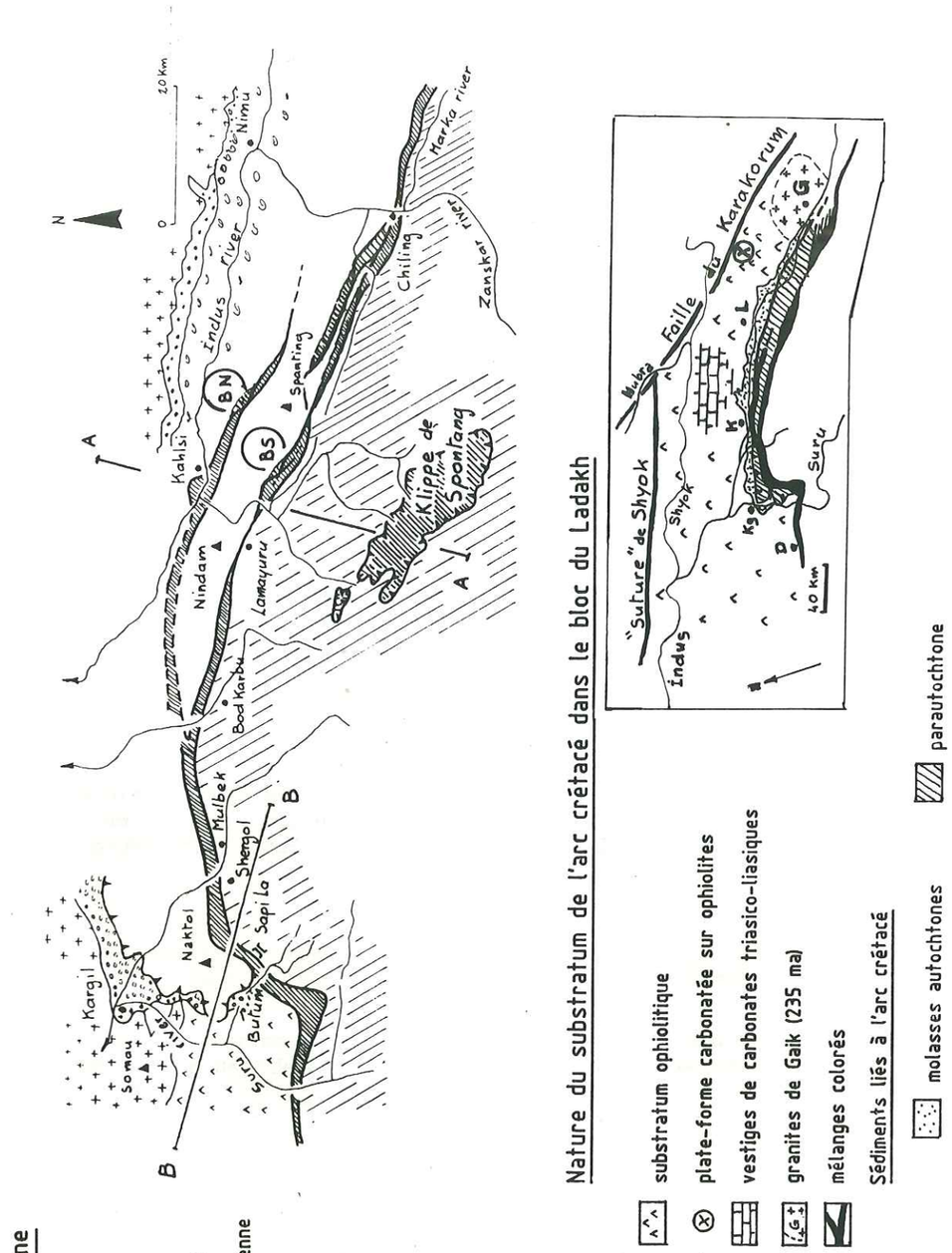


Fig. I.4 - Carte géologique et structurale schématique du bloc du Ladakh. E. Sutre 1987.

- 3 -

CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

3.1 - LA CHAINE HIMALYENNE AU LADAKH

La coupe de la chaîne depuis le Kashmir jusqu'au Ladakh (coupe fig. I.5) montre le même dispositif structural que la transversale de l'Everest.

La région du Ladakh (cartes fig. I.4 & I.8 et coupes fig. I.6 & I.7) s'étend de part et d'autre de la suture de l'Indus-Yarlung Tsang Po, depuis les Séries Téthysiennes, au Sud, jusqu'à l'équivalent du bloc Sud Tibet: le Batholite du Ladakh au Nord.

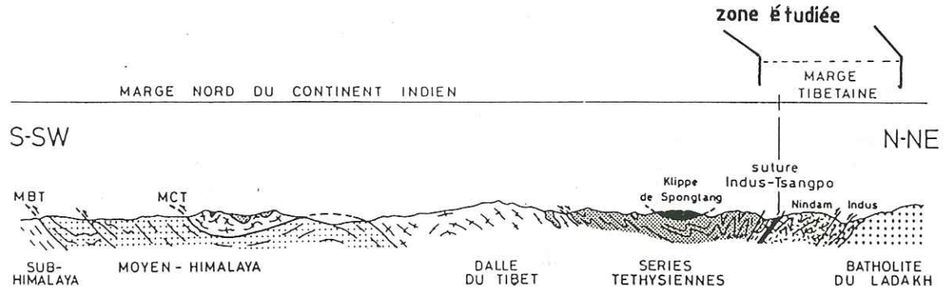


Fig. I.5 - Les grandes unités himalayennes au Ladakh.
E. Gilbert 1986

La marge indienne

- Cristallin du Haut Himalaya -

Il s'agit de l' équivalent de la Dalle du Tibet et de la zone du M.C.T.. Sur la géologie de cette zone on consultera: Frank et al. 1977, Fuchs 1982, Gilbert 1986, Herren 1987, Honegger 1982, Honegger et al. 1982, Kündig 1987, Pognante et al. 1987, Staubli 1987, Thakur et al. 1984.

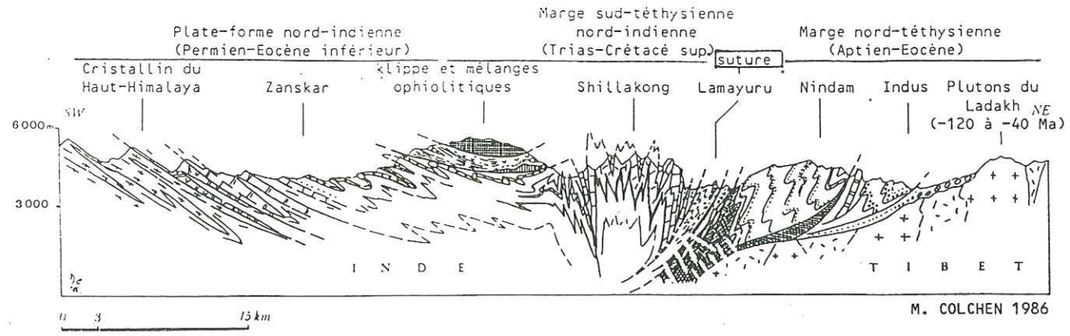


Fig. I.6 - Coupe générale de la région Ouest-Ladakh.
Coupe A-A de la figure I.5

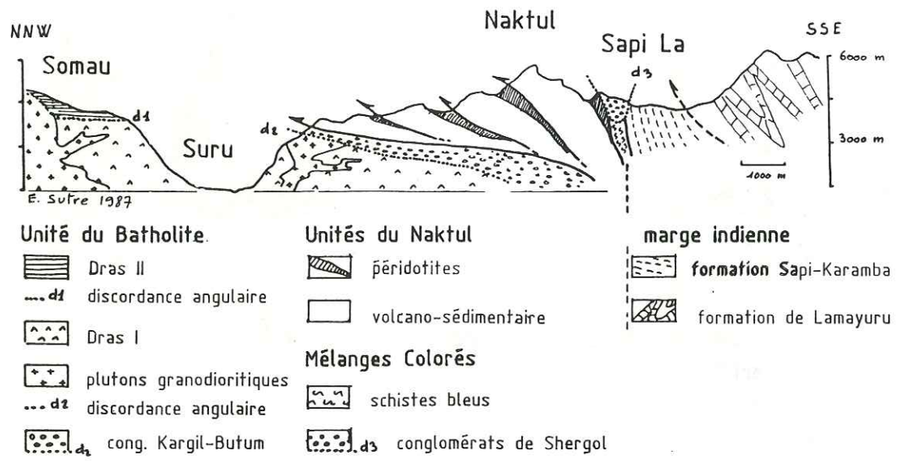


Fig. I.7 - Coupe générale de la région Est-Ladakh.
Coupe B-B de la figure I.5

- Séries téthysiennes -

A l'Ouest, les premiers terrains datés appartenant à la plate-forme indienne sont les Panjal Trap d'âge permien. Situés au sommet de la Dalle du Tibet, il sont affectés par le métamorphisme.

A l'Est, les séries téthysiennes débutent au Précambrien: très peu métamorphisées, elles sont en contact tectonique avec le Cristallin (Baud et al. 1982, Gaetani 1983, 1985).

Sur la transversale de Lamayuru, les sédiments de la plate-forme indienne (Permien à Eocène datés, puis post-Eocène) passent au Nord aux sédiments de la marge nord indienne ou sud téthysienne (Trias à Crétacé supérieur datés).

La zone de suture

Elle représente la zone de contact entre les terrains de marge indienne et ceux appartenant aux blocs accrétés à l'Eurasie au Crétacé. De ce fait elle a valeur de limite de plaque, tout du moins dans la superstructure de la chaîne.

Selon les circonstances, l'acception du terme dans les publications est très variable: tantôt la zone de suture désigne les terrains situés entre la haute chaîne et le Batholite, tantôt elle est réservée à la seule Bande Sud des Mélanges Colorés: tout dépend de l'échelle considérée par l'auteur.

Si l'on prend la définition la plus restrictive, elle est composée d'unités stratigraphiques de compositions lithologiques particulières, en contact sédimentaire avec des formations de la marge nord néotéthysienne, de lambeaux d'unités distales de la marge sud, de lambeaux de la série ophiolitique, ainsi que de formations continentales déposés après la collision (formations continentales d'épisuture).

La Klippe de Spontang

Cette klippe, charriée sur les sédiments de la marge nord indienne, repose sur de l'Eocène inférieur daté.

Elle est composée de deux unités tectoniques:

- Au sommet: un témoin de croûte océanique en position inverse (Reibel et al. 1982, Reuber et al. 1982, Reuber 1983 à 1988)

- A la base: des mélanges ophiolitiques (Colchen et Reuber 1986, Reuber et al 1987).

Ce genre de klippe est connu, en même position structurale, en quelques localités se répartissant tout le long de la chaîne himalayenne.

La marge nord néotéthysienne ou tibétaine s.l.

L'ensemble des terrains qui la constitue appartient au Groupe de l'Indus.

Cette marge est composée d'un substratum (croûte océanique, lambeaux continentaux) sur lequel se sont déposés les volcanites d'un arc insulaire dont l'activité a débuté auCrétacé inférieur.

Des plutons grano-dioritiques liés au magmatisme d'arc en ont intrudé la bordure nord qui est appelée par les géologues Batholite Transhimalayen ou Batholite du Ladakh, et par la carte américaine Ladakh Range.

3.2 - LE METAMORPHISME HIMALAYEN

Il est hors de propos de traiter de la signification du métamorphisme inverse dans la Dalle du Tibet: on lira à ce sujet Pêcher 1978, Bordet 1961, Brunel 1983, Caby et al. 1983, Deniel 1985, Gansser 1964, Gilbert 1986, Le Fort 1975, Vidal 1982, ainsi que les travaux des équipes Suisses, notamment celle de l'ETH de Zuerich: Herren 1987, Honegger 1982, Franck et al. 1977 ...

Par contre l'âge de ce métamorphisme nous permettra de caler l'orogénèse dans le temps.

La synthèse suivante est tiré de la thèse d'Eric Gilbert (1986):

"- Au Népal, les zonations métamorphiques sont parallèles à la trace cartographique de la limite inférieure de la Dalle du Tibet, c'est à dire au M.C.T. (Pecher 1978).

- Sous la Dalle du Tibet, les séries du Bas Himalaya ont subi un métamorphisme de basse température et de basse à moyenne pression. Ce métamorphisme inverse prograde est synchrone des structures liées au mouvement du M.C.T.

- A la base de la Dalle, un métamorphisme barrovien accompagne la déformation majeure avec une pression de l'ordre de 6 à 9 Kbar et une température de 550 à 650°C. L'étude des relations entre le métamorphisme et la déformation montre que l'essentiel du déplacement prouvé vers le Sud (100 Km) des grands chevauchements himalayens est postérieur au métamorphisme majeur.

- La migmatitisation et l'anatexie existent seulement au dessus du M.C.T. en corrélation avec la position du maximum de température. Les leucogranites sont intrusifs dans le haut de la Dalle du Tibet et les datations effectuées sur les granites du Manaslu fournissent des âges entre 16 et 23 Ma. Au sommet de la dalle, on note l'apparition de l'association disthène-sillimanite en fin de chemin prograde, puis l'évolution rétrograde, plus ou moins adiabatique, conduit à des basses températures et des basses pressions (3,5 Kbar et 500°C).

- Les datations de la fermeture des réseaux cristallins effectuées sur les minéraux du métamorphisme indiquent pour la biotite des âges de 10 à 17 Ma et de 9 à 26 Ma pour la muscovite. Une datation au Rb/Sr sur les micas place le pic thermique du métamorphisme entre 30 et 40 Ma."

Fin de citation.

On notera que le pic thermique du métamorphisme (30 à 40 Ma) se situe après le début de la collision (entre 49 et 42 Ma).

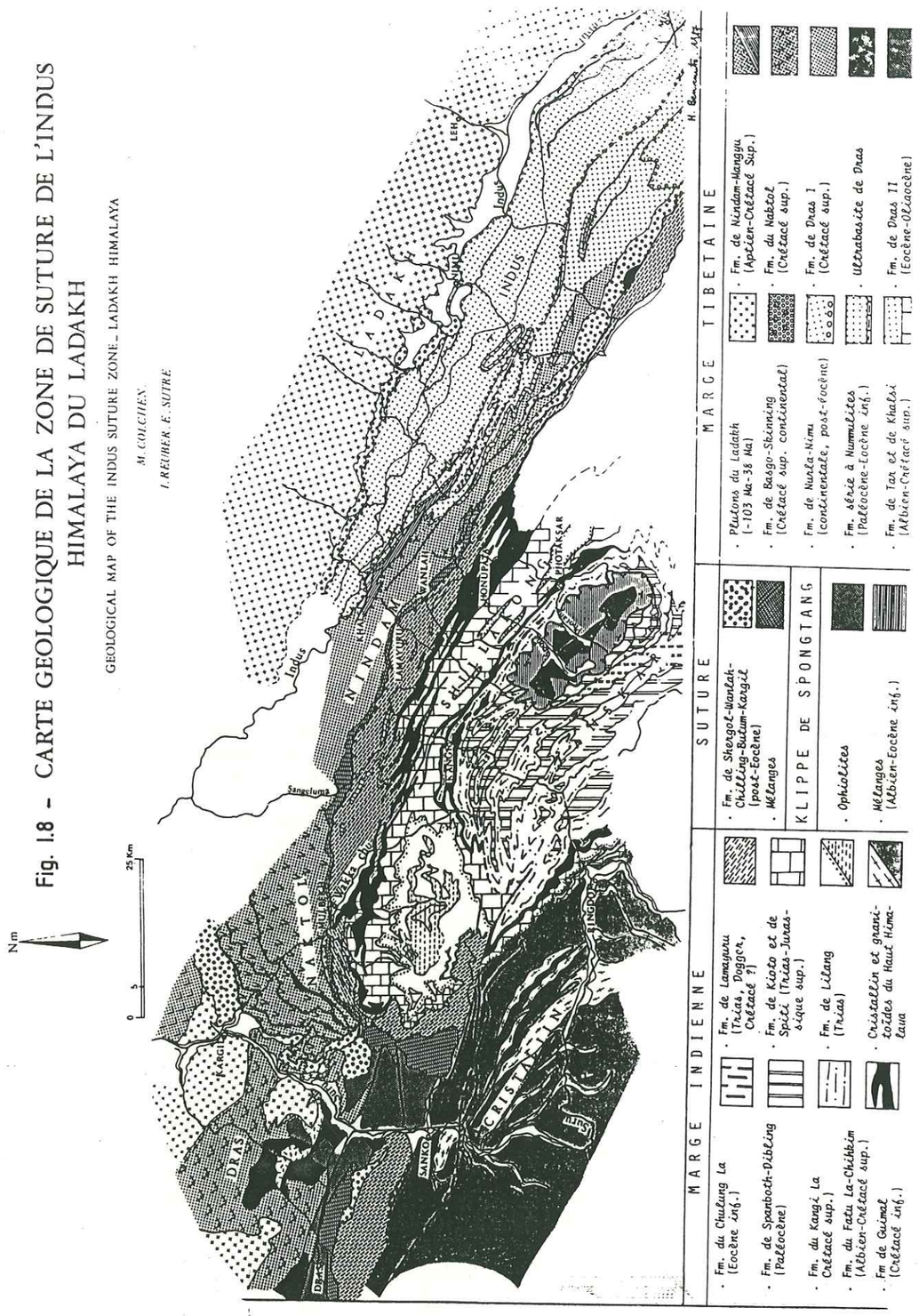


Fig. 1.8 - CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE DE SUTURE DE L'INDUS HIMALAYA DU LADAKH

- 4 -

SUJET DE L'ETUDE

Au départ, le sujet qui m'avait été confié consistait à étudier les Mélanges Colorés (*ie* ophiolitiques) de la suture de l'Indus. L'étude de terrain avait été amorcée par un travail bibliographique de DEA intitulé: "l'unité de Nindam et les mélanges ophiolitiques associés en Himalaya du Ladakh." (1983).

En effet, T. Van Haver ayant étudié les formations de l'Indus et Bassoullet et al. la marge Sud, il semblait temps de s'intéresser à ce qui était coincé entre les deux. On pouvait raisonnablement s'attendre à découvrir, dans ces mélanges, des lambeaux d'unités lithologiques néothéthysiennes, de la croûte océanique ou des restes de prisme d'accrétion, le tout incorporé à un mélange tectonique lié à la collision.

Les découvertes faites au cours de la première mission firent s'infléchir le sujet.

Les mélanges ne correspondaient pas du tout à l'idée que nous nous en étions faite: la zone cartographiée en tant que "Mélanges Colorés" par les auteurs était en réalité formée par trois types d'unités:

- Des formations à blocs appartenant au Groupe de l'Indus qui, en quelques endroits, étaient en contact stratigraphique avec des formations de ce groupe.

- Des lambeaux de formations distales de la marge indienne.

- Des lambeaux de la série ophiolitique, principalement des péridotites

- Des conglomérats continentaux déposés postérieurement à la collision, qui formaient à peu près 80% de la surface cartographiée en tant que Mélanges Colorés.

- A première vue, il n'y avait pas de restes de prisme d'accrétion hormis les schistes bleus de Shergol, ni de mélanges tectoniques rapportés aux débuts de la collision.

En fait, là où nous pensions découvrir des mélanges provenant de la collision Inde-Asie, nous avions en réalité des formations sédimentaires à blocs datant de la mise en place d'un arc volcanique insulaire, et des lambeaux de marge indienne distale.

Ceci, joint au fait que la cartographie de la Zone de Suture et de certaines parties adjacentes du Groupe de l'Indus était seulement esquissée, voire absente, explique la dérive du sujet: au lieu d'une analyse structurale détaillée d'un mélange tectonique, il fallu entreprendre une classique analyse stratigraphique.

Il s'agit donc bien d'un sujet de géologie générale, régionale même, un peu désuet en ces temps d'études thématiques.

Mais est-il bien raisonnable de "faire du thématique", dans un lieu où la carte géologique, base et point de départ obligé de toute étude, était encore en gestation ?

A quoi sert, par exemple, de mesurer la moindre petite schistosité quand on ne sait ni l'âge, ni la polarité d'une série ?

Sujet de géologie régionale donc, sur un terrain où l'on rencontre:

- des âges s'étageant du Paléozoïque au Tertiaire;
- des milieux allant du continental au marin;
- des environnements sédimentaires passant de la plate forme carbonatée au cône sous marin volcano-sédimentaire;
- des roches ignées et sédimentaires;
- de la croûte océanique et de la croûte continentale.

Pour rajouter à la complexité, l'histoire de ces terrains ressemble à une partie de ping-pong: des terrains unis au Permien, séparés par un océan au Trias, puis ressoudés et cachetés par des formations continentales au Tertiaire.

A défaut d'être thématique, le sujet était exemplairement pluridisciplinaire.

De ce point de vue, mon premier rôle a été d'intéresser les spécialistes à des échantillons qu'ils n'avaient pas eux même récoltés. Tous, sans exception, m'ont prêté une oreille attentive, ont accepté de faire les analyses nécessaires et ont pris la peine de replacer leurs résultats dans le contexte local: je ne saurait trop les en remerçier.

- 5 -

EXPOSE DU PLAN

Exposé du problème

Le travail de terrain et de laboratoire étant fait, il restait a exposer de la manière la plus intelligible possible la géologie d'une zone à l'évolution géodynamique et tectonique complexe, dont l'histoire court du Permien à l'actuel, où se rencontrent tous les types roches et tous les types d'environnements sédimentaires.

Se posait également le problème de la conservation des données de terrain dans une région où le coût des missions implique leur rentabilisation.

Il fallait donc décrire toutes les coupes et y localiser le plus précisément possible les échantillons, afin que d'éventuels successeurs puissent caler leur propre échantillonnage et se dispenser de relever les mêmes coupes et de refaire les mêmes analyses.

Pour répondre à ce cahier des charges l'exposé a été divisé en deux tomes :

- Le premier permettra au lecteur qui ne désire pas s'immerger dans les descriptions de terrain d'avoir une vue synthétique des formation étudiées, afin de lui permettre de juger les reconstitutions paléogéographiques et géodynamiques proposées en conclusion.

- Le second ravira, je l'espère, les spécialistes du Ladakh, puisque les coupes y seront décrites en détail.

  On y trouvera également un chapitre concernant les classifications employées, ainsi que quelques réflexions sur les mélanges, les relations entre âges absolus et âges relatifs et sur les voies et la typologie du détritisme ophiolitique.

Numérotation des figures:

Tome I :	Fig. I.xxx
Tome II :	descriptions : Fig. II.xxx
	annexes: Fig. A.xxx

Exposé du plan retenu

Tome I

divisé en quatre chapitres, présente les principales coupes, l'évolution sédimentaire et l'évolution géodynamique des terrains de la région étudiée:

Dans chacune des deux régions étudiées, l'analyse du cadre structural permettra de définir les grandes unités structurales, puis, à l'intérieur de celles-ci, les unités stratigraphiques.

Chap. I : description des unités structurales et des terrains en présence;

Chap. II : description des formations étudiée;

Chap. III : évolution paléogéographique, corrélations lithostratigraphiques et évolution géodynamique de la marge nord néotéthysienne.

On notera que l'évolution géodynamique de la Formation de Sapi-Karamba sera décrite au chapitre précédent, car il s'agit de la seule formation étudiée appartenant à la marge indienne.

Tome II:

Toutes les descriptions détaillées des coupes ont été reportées dans le tome II, où elles se succèdent d'Est en Ouest.

En sus des définitions de termes et des classifications, les études particulières, spécialisées, ont été regroupées dans les annexes et seuls les résultats seront rappelés dans le texte principal.

On trouvera dans les annexes:

- Les analyses granulométriques.
- Les analyses d'argiles.
- Les analyses chimiques des laves.
- La description et les modalités d'accès à la base de données dans laquelle sont regroupées les descriptions des échantillons et les analyse chimiques.
- La description des programmes informatiques réalisés et les modalités d'accès à la banque de données de description d'échantillons et d'analyses chimiques.
- Des documents de référence, telles que les échelles stratigraphiques, les classifications pétrographiques et granulométriques.

Chapitre premier

UNITES STRUCTURALES

TERRAINS EN PRESENCE

SOMMAIRE

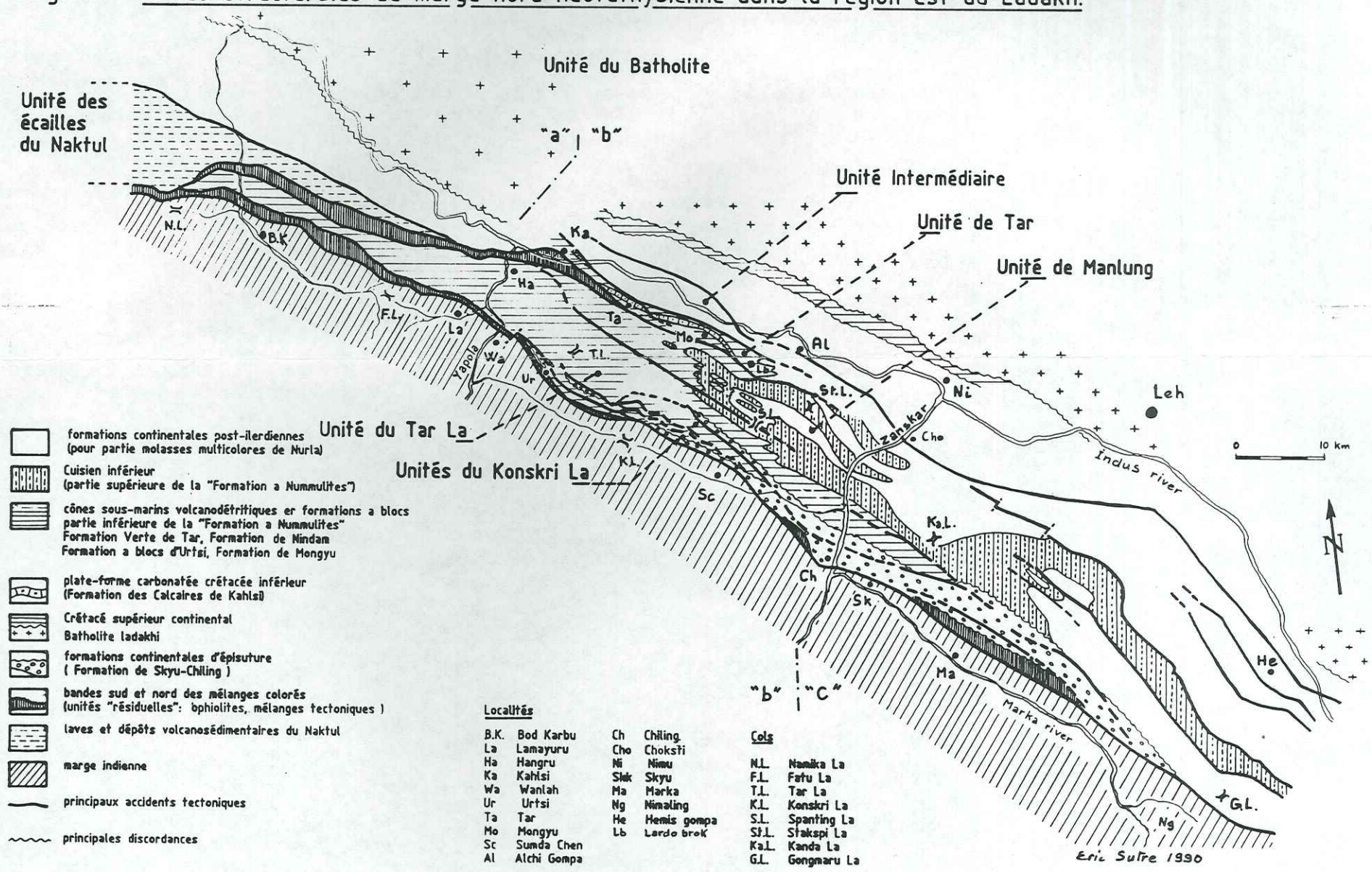
- INTRODUCTION 41

1,1 - DEFINITION ET CONTENU LITHOLOGIQUE DES UNITES STRUCTURALES

1,1,1 L'Unité du Batholite dans la région Est-Ladakh 43
1,1,2 Unité Intermédiaire 45
1,1,3 Unité de Tar 47
1,1,4 Bande Nord des Mélanges Colorés 49
1,1,5 Unité de Manlung 50
1,1,6 Unité du Tar La et unités du Konskri La 53
1,1,7 L'Unité du Batholite dans la région Ouest-Ladakh 56
1,1,8 Unité des écailles du Naktul 59
1,1,9 Unités d'affinités paléogéographiques diverses dans la Bande Sud des Mélanges Colorés 60

1,2 - RESUME 61

Fig. I.9 - Unités structurales de marge nord-néotéthysienne dans la région est du Ladakh.



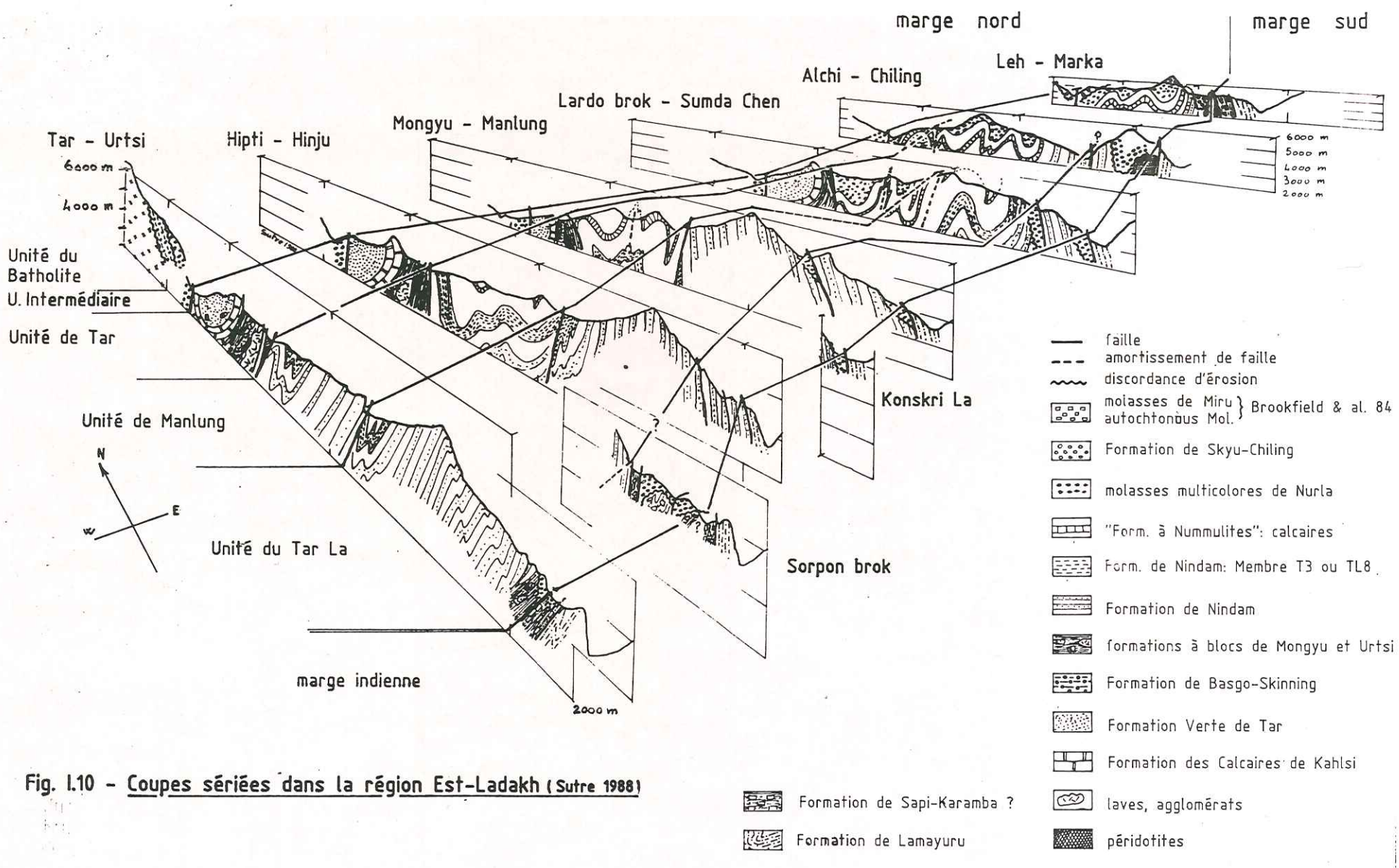


Fig. I.10 - Coupes sériées dans la région Est-Ladakh (Sutre 1988)

INTRODUCTION

Nous allons définir les unités structurales majeures telles qu'elles sont exposées sur la carte et les coupes synthétique des figures I.9 et I.10.
Le terme "Unité" sera utilisé dans le sens "Unité Structurale de ...".

Deux raisons m'ont amené à individualiser formellement les grandes unités structurales de cette région:

- A la suite des premières études stratigraphiques détaillées il commençait à s'installer des ambiguïtés entre unités stratigraphiques et structurales.
  Un exemple: la dénomination Nindam, qui s'appliquait aussi bien à une nappe, qu'à des unités lithostructurales, ou à un faciès de flysch volcano-sédimentaire.

- Avec la cartographie des unités de Manlung, du Tar La, de Tar et du Konskri La, les noms des unités stratigraphiques menaçaient de se multiplier: la définition des compartiments tectoniques permet d'exposer clairement les corrélations à effectuer.

Critères employés

Les critères principaux qui ont présidé à leur définition sont les suivants:

- Ces unités sont limitées par les accidents tectoniques majeurs.
  Il s'agit d'unités structurales majeures: celà veut dire que dans le détail, au niveau des coupes, nous trouverons d'autres écailles tectoniques de taille plus petite. Ces dernières se situent presque toutes dans les zones très tectonisées (celles des Mélanges Colorés) et correspondent à des corps durs. Certaines sont composées de lambeaux de séries sédimentaires que leur taille ne permet pas de cartographier à cette échelle, mais dont l'intérêt stratigraphique est grand; il s'agit par exemple des lambeaux de marge distale sud néotéthysienne.
  Les lames de péridotites forment une classe à part: elles représentent, soit des témoins du substratum des formations sédimentaires, soit de simples témoins de la néotéthys sans signification paléogéographique précise.

- Possibilité de mettre en évidence, à l'intérieur de celles-ci, une succession stratigraphie raisonnablement fiable malgré les plis et les failles mineures.

La majorité de ces accidents tectoniques se terminent par des tiretés qui appellent des commentaires très différents: lacune d'observation, amortissement progressif, déductions à partir d'une image satellite ... etc

Sources

Partie "a" de la carte fig. I.9

Cette partie ouest est due à Thakur & Sharma (1983).
On y voit la terminaison ouest de l'Unité du Tar La, la terminaison Est de l'Unité du Naktul et la manière dont s'agencent les deux bandes de Mélanges Colorés.

Partie "b" de la carte fig. I.9

Je me suis servi de la carte de T. Van Haver (1984) pour définir l'Unité du Batholite et l'Unité Intermédiaire. Le raccord de ces unités avec celles de la partie "a" est conjecturale: la zone est interdite d'accès.

La cartographie et la définition des unités de Tar, de Manlung, du Tar La et du Konskri La est de mon cru, ainsi que celle de la Bande Sud des Mélanges Colorés.

Partie "c" de la carte fig. I.9

Dans cette région, j'ai seulement cartographié la Bande Sud des Mélanges Colorés; tous le reste provient de Thakur et Sharma (1983), Brookfield et al (1984) et Van Haver (1984).

- 1.1 -

DEFINITION ET CONTENU LITHOLOGIQUE DES UNITES STRUCTURALES

1.1.1 - UNITE DU BATHOLITE DANS LA REGION EST-LADAKH

L'Unité du Batholite (fig. I.9), autrement dit "le batholite", ou Ladakh Range, fait partie du Batholite Transhimalayen (fig. I.1).
Elle est constituée, au Ladakh, par un substratum intrudé par l'appareil volcanique et plutonique de l'arc insulaire crétacé installé sur la marge nord néotéthysienne (A. Gansser 1977).

Limite Nord et limite Est

Cette unité est limitée au Nord par la suture éocène de la Shyock (Thakur & Mishra 1983) et à l'Est par la branche Sud de la Faille du Karakorum.

Substratum

Seule la bordure sud de l'Unité du Batholite est accessible, tout le reste étant en zone interdite.
Quelques incursions dans des vallées libres d'accès ont toutefois permis d'obtenir les résultats épars exposés ci-après (fig. I.4) :

* J.R. Trivedi et al. (1981) signalent un granite daté à 235 M.a. (Trias, limite Anisien-Ladinien d'après l'échelle d'Odin 1982) dans la localité de Kiari.

* Au Nord de Likir Gompa, K. Honegger et U. Raz ont décrit des sédiments calcaires à gros lamellibranches qui, s'il se confirme qu'il s'agisse de mégalodontidés, aurait donc un âge triasico-liasiques, intrudés par les plutons de l'arc volcanique crétacé (communication orale, Himalyan Workshop, Leicester 1985).

* Des témoins de croûte océanique intrudés par les plutons sont signalés sous le nom de "oceanic remnants" ou "ultramafic roof pendants" par Trommsdorf et al. en 1982.

* Au NNE de Leh, au dessus de Taktak Gompa, I. Reuber (communication à paraître) signale des péridotites recouvertes en discordance par des sédiments marins à orbitolines.

* A l'Ouest, dans la région de Dras-Kargil (fig. I.8) le substratum de l'arc est de nature océanique (I. Reuber 1986).

En conclusion, le substratum des dépôts de l'arc insulaire de l'Unité du Batholite est composite; il est formé en majorité de lithosphère océanique, et de témoins de nature continentale.

L'arc insulaire crétacé

Les plutons grano-dioritiques et leur contrepartie éruptive volcanique et volcano-sédimentaire sont le résultat de la subduction vers le Nord de la croûte océanique néotéthysienne.

Les âges absolus des plutons s'échelonnent de -103 à -25 M.a. : Sharma & al. 1981, 1983, Trommsdorf et al. (1982), K. Honegger et al. (1982), K. Honegger (1984). Les plutons tertiaires seraient plus liés à la collision Inde - Asie qu'à la subduction (I. Reuber et al. 1989).

La bordure sud de l'unité est composée de sédiments continentaux discordants sur le système de plutons. Des grès lacustres ont livré une faune du Maestrichtien (T. Van Haver 1984).

Ce dispositif est schématisé sur la colonne stratigraphique synthétique de la figure I.11 (dessin d'après T. Van Haver 1984).

figure I.11

Formations continentales de l'Unité du Batholite (T. Van Haver 1984)

Les sédiments post-Eocène inférieur

Ils sont discordants sur les dépôts crétacés, ou reposent directement en discordance sur des plutons et des laves du Batholite.

Ces dépôts correspondent pour une grande part d'entre eux à une sédimentation continentale postérieure au début de la collision Inde - Asie.

Aucune de ces formations n'est datée avec précision.

Certaines des formations de l'Unité du Batholite, par exemple les Pélites Rouges du Gongmaru La, ont été définies dans un autre compartiment tectonique. T. Van Haver (1984, fig. I.9) les a individualisées sur les seuls critères alors disponibles, les critères lithologiques: argiles, grès plus ou moins grossiers ou conglomérats. S'agissant d'un environnement sédimentaire de type molasses de piedmont, dans lequel ces faciès sont fréquement récurrents dans le temps et limités dans l'espace, ces corrélations stratigraphiques seront probablement sujettes à modifications en fonction de l'avancement des datations.

Limite sud

Cette unité, qui regroupe l'appareil plutonique et volcanique de l'arc insulaire portant des molasses autochtones, est séparée de l'Unité Intermédiaire par un accident tectonique de direction approximative N 120.

Cartographié par T. Van Haver en 1984, cet accident important sépare les terrains continentaux, au Nord, des unités individualisées dans les les parties marines de l'arc, au Sud.

A l'Est (région d'Upshi) il est chevauchant vers le Nord.

Vers l'Ouest, presque jusqu'à Kahlsi, il est subvertical avec un léger regard Sud. Dans la région de Kahlsi, il redevient fortement chevauchant vers le Nord.

La cartographie s'arrête à l'Ouest de Kahlsi. On peut penser que cet accident rejoint alors celui qui sépare l'Unité du Batholite de la Bande Nord des Mélanges Colorés.

1.1.2 - UNITE INTERMEDIAIRE

Limites (fig. I.9)

A l'Ouest, si toutefois l'hypothèse concernant la limite nord est juste, l'unité se biseaute.

D'après T. Van Haver, l'accident qui la limite au Sud s'amortit à l'Est.

Pour la première fois, mais malheureusement celà ne sera pas la dernière, nous voici devant une lanière tectonique qui est, ou semble, "libre" à l'Ouest et "rattachée à sa racine" à l'Est où elle passe en continuité à l'Unité de Manlung.

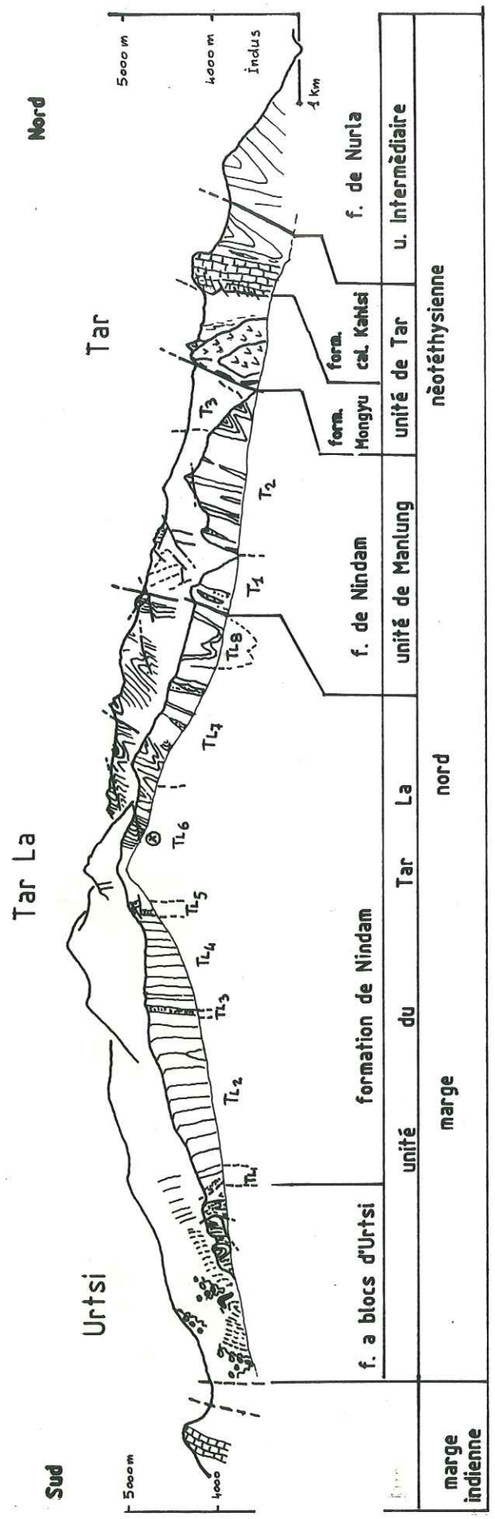


Fig. I.12 - Coupe de Tar a Urtsi (E. Sutre 1984)

En attendant de nouvelles études sur cette terminaison, nous conserverons cette unité car T. Van Haver (communication orale) n'a pas pu cartographier comme il le voulait la zone d'amortissement, celle-ci étant difficile d'accès. Pour ma part, je pense qu'il y a de grandes chances pour que l'accident sud de cette unité rejoigne l'accident sud de l'Unité du Batholite vers la confluence Indus - Zanskar.

Stratigraphie

Si l'on s'en tient à la région située entre Kahlsi et Alchi, elle n'est formée que des Conglomérats d'Hémis et des Molasses Multicolores de Nurla (T. Van Haver 1984).

Les Conglomérats d'Hémis ont été daté à Hémis: ils sont probablement Oligo-Miocène (Sah et Sharma 1980).

Les Molasses Multicolores de Nurla, dont le stratotype est défini dans cette unité structurale, sont des sédiments continentaux qui succèdent, nous le verrons dans l'Unité de Manlung, à la Série à Nummulite (Van haver 1984). Leur âge est post-ilerdien.

1.1.3 - UNITE DE TAR

Limites

Tirant son nom d'un petit village situé au Sud de Nurla, elle est composée de formations sédimentaires marines d'âge crétacé: la Formation de Mongyu (Sutre 1990), la Formation des Calcaires de Kahlsi (T. Van Haver 1984) et la Série Verte de Tar ou Série Verte de Lardo Brok (T. Van Haver 1984).

A l'Est, ces formation passent stratigraphiquement à la série à Nummulites (T. Van Haver 1984). Au sommet, la sédimentation devient continentale.

A l'Ouest, toujours d'après notre hypothèse, elle doit se biseauter.

Comme l'Unité Intermédiaire, elle semble "tectoniquement libre" (fig. I.9) à l'Ouest et semble passer en continuité à l'Est à l'Unité de Manlung (carte de T. Van Haver 1984).

En effet, l'accident qui la limite au Nord donne l'impression de s'amortir à l'Est. Il faut toutefois avouer qu'il devient très difficile à suivre quand il rentre dans les faciès monotones des Molasses Multicolores de Nurla, car il est subparallèle à la stratification.

Considérant l'importance de son rejet dans la région de Lardo Brok, il se peut qu'il rejoigne l'accident sud de l'Unité Intermédiaire.

Stratigraphie

Une rapide description de la coupe de Tar -Urtsi (fig. I.12) va nous permettre de mettre en place les formations qui la composent.

Dispositif structural

Fortement affectée au Sud par des accidents tectoniques liés à l'accident majeur qui la sépare de l'Unité de Manlung, l'Unité de Tar se présente sous la forme d'un vaste synclinal légèrement déversé vers le Nord (Van Haver, 1984).

Description succinte, de bas en haut stratigraphiquement

1 - Au Sud elle est limitée par un accident tectonique majeur qui la sépare de l'Unité de Manlung. Dans cette coupe, l'accident est souligné par des lentilles de péridotite serpentinisée.

2 - Ecailles tectoniques appartenant à la Formation de Mongyu:
Ces écailles sont composées de pélites, grès et conglomérats dans lesquels se rencontrent des barres de lave et d'agglomérats volcaniques. Vers le Nord apparaissent des lentilles de calcaires (brèches ou grain flows) ainsi que des blocs de calcaires à Rudistes.
La formation est fortement affectée par la tectonique, notamment par de nombreuses failles légèrement chevauchantes vers le Nord et subparallèles à la stratification.

3 - Formation de Mongyu en contact stratigraphique avec la formation suivante. Ce contact stratigraphique est parfois masqué par une faille qui se développe à la faveur du changement de lithologie entre les calcaires de Kahlsi et les grès et pélites de la Formation de Mongyu. Il est préservé dans la localité type de Mongyu.

4 - Formation des Calcaires de Kahlsi:
Ce sont des calcaires de plate-forme à rudistes et orbitolines ployés en synclinal déversé vers le Nord.

5 - Formation Verte de Tar:
Formant le coeur du synclinal, elle est composée de turbidites volcano-sédimentaire.

6 - A l'Est de la zone étudiée, dans la région de Lardo Brok, elle passe directement aux formations continentales des molasses multicolores de Nurla (T. Van Haver 1984).

1.1.4 - BANDE NORD DES MELANGES COLORES

La dénomination "Mélanges Colorés" est due à A. Gansser, elle a été reprise ensuite par les équipes Suisses (A. Baud et al. 1982) et par G. Fuchs (1979 et suite). J'y ai rajouté "Bande Nord" pour différentier ces mélanges de ceux de la Zone de Suture.

La définition de la Bande Nord des Mélanges Colorés (fig. I.4) est délicate (cf discussion tome II chap. III § 3.1).
A l'origine, elle désignait la zone de la semelle tectonique de Tar située à l'Est de la Yapola, ainsi que la bande de mélanges ophiolitiques décrite par Thakur & Sharma (1983) qui s'étend à l'Ouest de la Yapola.

Cette unité était censée représenter un mélange tectonique dont les différents composants étaient réputés non identifiables.
Après cartographie, il s'avèra que des terrains appartenant à cette unité étaient en contact stratigraphique avec la barre des Calcaires de Kahlsi et que les écailles de terrains sédimentaires pouvaient être rattachés à la Formation de Mongyu nouvellement crée.

Il est donc impossible de placer les limites d'une telle unité tectonique.
Malgré tout le terme est commode si on le prend au sens de zone géodynamique remarquable. Elle signale en effet un accident tectonique important jalonné par des témoins de croûte océanique.

- A l'Est de la Yapola
  elle correspond à une zone tectonisée qui affecte les terrains de l'Unité de Tar et en particulier la Formation de Mongyu.

- Dans la Yapola (tome II fig. II.83 à II.87)
  elle est composée d'écailles de la Formation de Mongyu, d'écailles de laves de la Formation de Mongyu et de lames de péridotites chevauchant vers le Nord l'Unité de Tar.

- Plus vers l'Ouest,
  et jusque dans sa terminaison dans la vallée de Bod Karbu (fig. I.9), nous n'en avons pas de description précise.

1.1.5 - UNITE DE MANLUNG

Son nom provient des broks (petites fermes temporaires d'altitude) situées à quelques kilomètres au Sud du village de Mongyu.

Sa stratigraphie à été étudiée par Sterne (1979) dans la vallée de la Zanskar, puis par Van Haver (1984) dans la vallée de la Zanskar et sur le versant sud de la rivière Indus (région de Tar à Alchi, transversale du Stakspi La). J'ai complété cette étude par la cartographie détaillée de toutes les vallées de ce versant sud de l'Indus (depuis Tar à la transversale du Spanting La) et par celle du versant nord de la vallée de Sumda.

Limites

Comme on peut le voir sur les cartes (fig. I.9 et I.10), l'unité est lardée de failles qui s'amortissent en son centre.

Limite nord

Un accident tectonique majeur sépare l'Unité de Manlung de l'Unité de Tar (Bande Nord des Mélanges Colorés).

A son approche, les couches montrent des plis d'entrainement hectométriques significatifs d'un mouvement chevauchant vers le Nord.

A l'Est de Lardo Brok, cet accident semble s'amortir, mais il n'est pas improbable qu'il puisse rejoindre la limite sud de l'Unité du Batholite.

Entre Mongyu et Hipti son pendage, variable, est compris entre 80 et 50° vers le Sud.

D'une manière générale, le pendage de l'accident augmente avec l'altitude.

A l'Ouest de Tar (cf barre des Calcaires de Kahlsi coupe fig. I.12), le chevauchement est repris par des failles subhorizontales qui le décalent vers le Nord en "marche escalier". On retouve ce dispositif au confluent Indus-Yapola (cf carte tome II fig. II.83) où l'on voit un chevauchement plat, souligné de serpentine, à vergence Nord, qui "décapite" la barre des Calcaires de Kahlsi.

limite sud

A l'Ouest de Tar l'unité se biseaute: l'accident qui la sépare de l'Unité du Tar La rejoint la limite sud de l'Unité de Tar en devenant chevauchant vers le Nord.

Depuis la vallée de Tar, à l'Ouest, jusqu'au Spanting La, à l'Est, cet accident est subvertical.

A l'Est du Spanting La les choses se compliquent: l'accident s'amortit. En effet, on ne l'a pas repérée dans la rivière Zanskar (cf Van Haver fig. II.45a).

Dans cette zone, l'unité serait alors limitée par un accident situé deux kilomètres plus au Sud.

Bien que cet accident, fortement chevauchant dans la zone du Konskri La, n'ait pas pu être suivi vers l'Ouest sur le terrain, il semble probable qu'il constitue lá limite nord de la plus septentrionnale des unités du Konskri La.

Au niveau du Konskri La, le contact entre les unités du Tar La et de Manlung n'a pas été cartographié (difficultés d'accès). Il semble probable que le passage latéral de l'une à l'autre soit continu: ce sera l'hypothèse adoptée pour la suite.

D'après cette hypothèse, il apparait que l'Unité du Tar La ne serait qu'un diverticule de l'Unité de Manlung.

En ce cas, pourquoi les différentier ? Pour plusieurs raisons:

- en premier lieu, la zone reste inexplorée: on peut donc tout imaginer;
- ensuite, dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de corréler les membres de la Formation de Nindam définis dans les unités de Manlung et du Tar La ; on gagne donc à garder provisoirement cette séparation;
- et pour finir, la cartographie des accidents tectoniques entre le Spanting La et la Zanskar nous réservera sûrement encore quelques surprises.

Tectonique

De Kahlsi à Mongyu (fig. I.9 et I.10 et I.16), les formations qui la compose sont ployées en deux grands synclinaux kilométriques, de direction approximative N 120, dont les axes plongent vers le Sud-Est et dont les plans axiaux sont à regard Sud.

A l'Est de Mongyu l'unité s'élargit et le nombre de synclinaux augmente. Leurs axes pendent également vers le Sud-Est, mais leurs plans axiaux sont subverticaux (Van Haver, cf fig. II.45a du tome II).

Les anticlinaux de premier ordre, ainsi que les anticlinaux de second ordre (qui replissent les synclinaux majeurs), sont fréquement faillés par des accidents plus ou moins chevauchants vers le Nord.

Dans la coupe de Tar-Urtsi on notera que l'attitude de la schistosité de fracture (Sf) par rapport à la stratification (So) est constante: So (inverse) est en moyenne à N 110/120 - 80/60 S, alors que Sf est en moyenne à N 115-70 N.

Les axes des synformes au Nord de l'unité sont N 130-40 E à N 120-45 SE. Pratiquement les axes sont subparallèles aux lignes de plus grande pente des versants, ce qui complique le relevé de la géométrie des couches

Stratigraphie

Van Haver (1984) a cartographié la zone située à l'Est de la ligne Lardo Brok - Sumda Chen, et j'ai pour ma part cartographié la zone située à l'Ouest de cette ligne.

A la lumière des nouvelles découvertes faites en 1984 et 1985 dans la zone de Manlung et du Spanting La, j'ai tenté de me raccorder aux unités de sa carte ; la nature lithologique de la "Formation à Nummulites" explique à elle seule que le raccord entre sa carte et la mienne ne soit pas satisfaisant:

> Ayant pu examiner une coupe complète et non plissée de la "Formation à Nummulites" dans la région de Mongyu, j'ai pu m'aperçevoir qu'elle était formée d'une épaisseur d'environ 800 m de greywackes plus ou moins conglomératiques admettant des passées calcaires lenticulaires, entièrement située dans le Cuisien inférieur.
>
> Ceci a pour conséquence que, sur le terrain, à moins de cartographier de manière exhaustive chaque banc calcaire, ce qui est difficilement envisageable eût égard au fond topographique disponible, on ne peut pas savoir, ni par la faune, ni par la succession lithologique interne à la formation, dans quelle partie on se situe et à quel plis observé dans une vallée adjacente on peut se raccorder.

En conséquence, sur la carte générale de l'unité fig. I.9 , dans une bande d'environ 1 km de large passant par Lardo Brok et Sumda Chen on peut considérer que la disposition des couches sur ma carte est seulement esquissée. Il me faut faire la même remarque pour la zone de Sumda Gompa.

Pour cette raison, nous traiterons l'étude de l'Unité de Manlung à l'aide de la carte qui représente la zone que j'ai plus particulièrement étudiée (fig. I.19).

Succession stratigraphique

De bas en haut stratigraphiquement on rencontre:

* *La Formation de Nindam:*
formée de turbidites marines volcano-sédimentaires. Son membre supérieur est caractéristique: formé de greywackes et pélites calcaires jaune-agenté, il constitue un niveau repère très commode.
Crétacé à Paléocène supérieur.

* *La "Formation à Nummulites":*
formée à sa base de shales, puis d'une forte épaisseur de greywackes et de conglomérats entrecoupés par des bancs plus ou moins lenticulaires de calcaires bioclastiques infralittoraux.
Age: Paléocène supérieur à Eocène inférieur.

* *Les Molasses Multicolores de Nurla (Formation de Nurla):*
conglomérats, sables et argiles continentaux. La limite avec la "Formation à Nummulites" est très indentée (diachronie).

* *La Formation de Skyu-Chiling (formation continentale d'épisuture):*
Au Sud de l'unité, cette formation continentale détritique post-collision est en discordance sur la Formation de Nindam en position stratigraphique inverse.

1.1.6 - UNITE DU TAR LA ET UNITES DU KONSKRI LA

Illustrations utilisées:
- carte structurale générale et coupes des figures I.9 et I.10;
- carte géologique et coupe de l'unité figure I.16.

Elle tire son nom du col (La en ladakhi) qui sépare les vallées de Tar et d'Urtsi.

Elle correspond pour partie à la nappe de Nindam de J.P. Bassoullet et al. (1980), ou au Dras, ou Dras-Nindam des auteurs.

L'usage a consacré le terme Nindam pour désigner, tantôt un faciès de type flysch volcano-sédimentaire, tantôt une nappe, tantôt une formation.

Je l'ai quand à moi utilisé comme nom d'unité stratigraphique et j'ai donné un nom différent à l'unité structurale.

Limites

L'unité structurale du Tar La se présente comme une lanière "tectoniquement libre" à l'Ouest et rattachée à l'Unité de Manlung à l'Est.

Au Nord

- entre Bod Karbu et la Yapola, elle est en contact tectonique avec la Bande Sud des Mélanges Colorés.

- entre la Yapola et le Spanting, elle est en contact tectonique avec l'Unité de Manlung. Vers l'Est cet accident s'amortit, et elle passe en continuité stratigraphique avec l'Unité de Manlung.

Au Sud

- depuis Bod-Karbu jusqu'à Hinju, elle est limitée par la Bande Sud des Mélanges Colorés: Elle est alors en contact tectonique, soit avec des témoins d'unités d'affinités paléogéographiques diverses, soit directement avec des terrains de marge indienne (flysch de Lamayuru).

- entre Hinju et la Zanskar, elle est en contact tectonique avec les unités du Konskri La.

Cette limite sud est compliquée par un certain nombre d'accidents mineurs qui la prennent en écharpe, notamment à Urtsi.

Tectonique

* Limite Sud de l'Unité:

Elle est formée par la base stratigraphique de la pile sédimentaire qui compose cette unité: la Formation à Blocs d'Urtsi. Cette dernière, qui prend très bien la déformation, est affectées de nombreux écaillages. Une seule localité montre un passage stratigraphique entre la Formation à Blocs d'Urtsi et la Formation de Nindam: il s'agit du village d'Urtsi. Partout ailleur ce passage est masqué par une faille.

* Entre la limite Sud de la Formation de Nindam et le Tar La:

Au contraire de l'Unité de Manlung, la Formation de Nindam a, dans cette partie où elle est monoclinale, une stratification (So) à regard Nord, et une schistosité de fracture principale (Sf) à regard Sud.

Exemple relevé au niveau de l'échantillon 74.02:
So ≃ 120-84 N normale.
Sf ≃ 110-85 S.

Sur la crête, on observe une sorte de fauchage des couches: il s'agit d'une inflexion des couches liée à des failles de direction 120 et de pendage 20 à 30° vers le Sud. Les lignes de crêtes sont dans ces plans de faille. Nous reviendrons dans les conclusions sur cette disposition.

* Entre le Tar La et la limite nord de la formation:

La formation est affectée de plis hectométriques et métriques, mais l'attitude de la schistosité ne change pas, quelque soit l'orientation de So. Donc, sauf dans les charnières, la schistosité est indépendante des plis.

Stratigraphie

L'Unité du Tar La se présente sous la forme d'une succession lithologique globalement normale depuis Urtsi jusqu'au Tar La, puis inverse à regard sud au Nord de ce col, où elle est également affectée de plis hectométriques.

Du Sud vers le Nord, on rencontre:

- La Formation à Blocs d'Urtsi contenant, dans une matrice flyschoïde, des blocs de taille et de nature lithologique variées ;

- La Formation de Nindam, formée de turbidites volcano-sédimentaires.

- La Formation de Skyu-Chiling, formation continentale d'épisuture à fort contenu de détritique de nature ophiolitique. Cette formation, en position normale, est discordante sur la pile sédimentaire structurée composée par les formations d'Urtsi et de Nindam.

Les unités du Konskri La

Elles sont individualisées dans des terrains de marge nord (Formation de Nindam) sur lesquels sont discordantes des formations post-collision.

Elles tirent leur nom du col qui sépare la vallée d'Hinju, affluent de la Yapola chu, de la vallée de Sumda, affluent de la Zanskar.

Elles affleurent depuis le Konskri La à l'Ouest, et se prolongent jusqu'à la Zanskar.

Ce sont des écailles tectoniques composées de turbidites volcano-sédimentaires appartenant à la Formation de Nindam.

Dans chaque unité, les conglomérats d'épisuture, en position stratigraphique normale, recouvrent en discordance la Formation de Nindam en position stratigraphique inverse.

1.1.7 - UNITE DU BATHOLITE DANS LA REGION OUEST-LADAKH

Cadre géologique

La région étudiée (figures I.4, I.7 et I.8) est inscrite dans la polygone Mulbek-Sapi La-Marpoil-Butum-Suru river-Kargil.

Elle est composée de plusieurs unités structurales:

Unités de marge nord

- nous retrouvons l'**Unité du Batholite**, issue d'un magmatisme, d'un volcanisme et d'une sédimentation d'arc insulaire développés sur une lithosphère océanique. Elle fait partie du grand ensemble du Batholite Transhimalayen;

- l'**Unité des écailles du Naktul** charriée sur l'Unité du Batholite, ensemble volcanique et volcano-détritique lié au développement de l'arc insulaire sur une lithosphère océanique.

Dans la zone de suture, unités de marge sud

- les écailles tectoniques de la **Formation de Sapi-Karamba**: sédiments distaux de marge sud.

Unités et formations liées à la subduction et à la collision

- les écailles de **schistes bleus**: témoins d'îles océaniques métamorphisés dans la zone de subduction, au Sud de l'arc insulaire;

- les **formations continentales d'épisuture (conglomérats de Shergol)**, discordants sur les écailles du Naktul, sur les schistes bleus et sur les écailles de la Formation de Sapi-Karamba.

Mon travail a consisté à lever des coupes dans les écailles de Naktul et à étudier leurs relations avec l'Unité du Batholite, à étudier la Formation de Sapi-Karamba et les conglomérats de Shergol.

Les différentes équipes s'étant divisé le travail, je serai ammené à faire appel à leurs conclusions pour pouvoir justifier la reconstitution géodynamique proposée. De plus, les coupes principales ont été levées en équipe pluri-disciplinaire: ceci explique les emprunts aux travaux d'I. Reuber qui était plus particulièrement chargée du volcanisme, pendant que j'échantillonais le sédimentaire.

N'ayant fait qu'une seule analyse de lave, je me reporterai à celles des auteurs et à leurs interprétations géochimiques.

L'Unité du Batholite

Stratigraphie

Elle est composée des unités suivantes:

- **la Formation de Dras I (Reuber, Colchen, Sutre 1986)**:
formation marine volcanique et volcano-sédimentaire d'arc insulaire, dans laquelle se rencontrent de petites plates formes carbonatées à rudistes et orbitolines. La formation, dont le substratum est la croûte océanique néotéthsienne, est intrudée par les plutons de l'arc;

- **la Formation de Dras II ((Reuber, Colchen, Sutre 1986)**:
formation volcanique et volcano-sédimentaire reposant en discordance angulaire sur la précédente;

- **les conglomérats de Butum-Kargil**:
formation conglomératique continentale tertiaire discordante sur la Formation de Dras II et Dras I.

Historique des termes

Cet historique concerne aussi bien les terrains volcaniques et plutoniques de l'Unité du batholite que ceux de l'Unité du Naktul, les auteurs ne les ayant pas différentiés.

En 1883, **Lydekker** parle de "sédiments du Trapps" pour désigner les basaltes de Dras. On peut penser que l'auteur les reliait aux Panjal Traps qui affleurent quelques kilomètres plus au Sud, mais qui caractérisent, on le sait maintenant, un volcanisme permien de marge indiene.

De Terra (1935) emploie le terme "Dras volcanics", pour désigner tous les terrains volcaniques d'âge Crétacé, situés entre Dras et Kahlsi.

Shah et al (1976) nomment les laves et les sédiments des deux complexes "Maman Phillites" et "Changtang Slates", par analogie avec des terrains de nature similaire définis précédement à l'Est, dans la région du Tso Morari.

Franck et al (1977) désignent ces terrains sous le nom de "Dras Formation" ou "Dras Unit".

V.J. Dietrich et al (1982), **Trommsdorf et al** (1982) et **K. Honegger** (1984), séparent, à l'intérieur de la Dras Unit, les "Ladakh intrusives" des "Dras Volcanics", ces derniers représentant les contreparties éruptives et volcano-sédimentaires des plutons.
Les écailles charriées du Naktul sont comprises dans les Dras Volcanics.
Le terme "Dras Unit" tend à être remplacé par "Dras Island Arc".

V.C. THakur et D.K. Misra (1983) utilisent le terme "Dras Formation" en synonymie avec le terme de "Dras Volcanics" au sens de Dietrich et al.

I. Reuber et moi-même, à la suite de la mission de 1985, avons divisé les Dras Volcanics intrudés par les plutons, c'est à dire les

terrains appartenant à l'Unité du Batholite, en deux unités lithologiques: le Dras I et le Dras II (Sutre, Reuber, Colchen 1986 - Reuber 1987 - Sutre et Reuber 1988).

Dès lors, il devenait inévitable de séparer formellement les écailles charriées du Naktul de l'autochtone relatif représenté par l'Unité du Batholite.

Interprétations géodynamiques des auteurs

La suture de l'Indus était déjà interprétée comme une limite de plaques avant que la région soit ouverte aux étrangers en 1976. De ce fait, tous les auteurs interprétaient le Batholite trans-himalayen et les unités du Groupe de l'Indus, comme résultant d'un arc volcanique lié à la subduction de la Néotéthys.

Les publications les plus récentes concernant les analyses chimiques des roches magmatiques de ces terrains ont confirmé leur appartenance à cet environnement géodynamique. On citera, entre autres, V.J. Dietrich et al (1982), Trommsdorf et al (1982), Thakur et al (1983), Reibel (1984) et K. Honegger (1984) et Reuber (1989) pour les datations.

Les correspondances entre âges radiométriques et unités chronostratigraphiques se réfèrent à l'échelle de Haq et al version 3.1B de Mars 1987.

Problèmes à résoudre

Les problèmes posés dans cette régions étaient les suivants:

* Il fallait vérifier si les péridotites de l'Unité du Naktul représentaient le substratum des dépôts de l'arc insulaire de Dras.
  A ce sujet, K. Honegger nous avait indiqué les endroits où il pensait l'avoir vu.

* Les seules datations qui existaient étaient indirectes:
  le Dras I avait été daté par les plutons qui l'intrudaient, et les écailles de Naktul était daté par des galets de calcaires dans des conglomérats marins.
  Il fallait donc essayer de trouver des faunes pour dater les sédiments.

* Les Dras Volcanics (au sens de Dietrich et al) étaient considérés dans leur ensemble; il fallait donc en faire la cartographie de détail, et donner une stratigraphie des terrains sédimentaires.

* Les Mélanges colorés posaient encore des problèmes d'interprétation.

1.1.8 - L'UNITE DES ECAILLES DU NAKTUL

Nous avons vu dans l'historique de l'Unité du Batholite que ces écailles tectoniques étaient rangées par les auteurs dans le "Dras".

A la suite des relevés de terrain d'Ingrid Reuber et moi-même en 1985 (cf supra), nous avons été ammené à les individualiser en leur donnant le nom du sommet principal situé au-dessus de Butum.

La coupe synthétique figure I.7, ainsi que le panorama et la coupe de détail II.108 et II.109 exposent la situation.

L'Unité du Naktul se présente sous la forme d'écailles de matériel sédimentaire et de lames de péridotites charriées vers le NW sur l'Unité du Batholite.

Les terrains sédimentaires sont des dépôts marins volcaniclastiques: turbidites, agglomérats de laves et hyaloclastites, schistes sombres et greywackes calcaires à foraminifères. On y trouve également des blocs de calcaires provenant de plates-formes carbonatées à rudistes.

Localement, des affleurement montrent que le substratum de ces sédiments et de ces laves est formé de péridotites.

1.1.9 - UNITES D'AFFINITES PALEOGEOGRAPHIQUES DIVERSES APPARTENANT A LA BANDE SUD DES MELANGES COLORES.

La zone de suture est formée par des mélanges tectoniques, par des lambeaux de formations des deux marges, par des témoins de la série ophiolitique (en majorité des péridotites) et par les formation continentales post-collision.

Zone de contact entre les marges sud et nord téthysiennes, elle représente la trace en surface de la zone de suture au sens strict.

On remarquera qu'aucune coupe de la zone de suture ne montre d'intrication d'écailles tectoniques d'unités de marge nord et de marge sud: de part et d'autre du plan de suture, les unités de marge nord sont au Nord et les unités de marge sud sont au Sud. Cette observation nous permettra de proposer une explication des modalités de la collision tirée d'exemples actuels montrant des faits identiques.

D'Est en Ouest, énumération des unités "exotiques" de la Bande Sud des Mélanges Colorés:

- L'Unité des "Mélanges" d'Omlung, cf carte II.3 et description § 1.1.4 du tome II. Il s'agit de sédiments déposés sur une croûte océanique dont l'appartenance paléogéographique est encore discutée.

- Le Bloc Permien de Lamayuru (cf carte II.32 et coupes II.42): aparenté aux mélanges de la Klippe de Spontang, on l'attribue à la partie distale de la marge indienne.

- Les schistes bleus de Shergol (carte II.103): témoins d'îles océaniques métamorphisés.

- La Formation de Sapi-Karamba (carte II.103): formation de marge distale indienne.

On peut ajouter à cet inventaire les lames d'ophiolites isolées, provenant de la lithosphère océanique néotéthysienne.

- 1.2 -

RESUME

Dans l'exposé du contenu des unités structurales, nous avons séparé ce qui appartient à la marge nord néotéthysienne, de ce qui appartient à la marge sud, ou tout du moins aux parties de la Néotéthys qui n'ont pas été affectées par l'arc insulaire crétacé.

Dans le chapitre II, où nous décrirons les formations, nous allons les regrouper par grands ensembles paléogéographiques qui, pour la marge nord, correspondent à des unités ou à des groupes d'unités structurales.

1.2.1 - LES SUBSTRATA

Pour la marge nord, "substratum" s'entend au sens de "substratum sur lequel se sont développés les dépôts de l'arc insulaire crétacé".

- nous verrons qu'au Ladakh les ophiolites, le plus souvent des péridotites, forment la majeure partie du substratum des dépôts d'arc;

- mais il existe également entre Kahlsi et Taktak un substratum formé d'un micro-bloc de nature "continentale", qui regroupe les granites à 235 Ma et les calcaires d'âge probable triasico-liasique.

Certaines unités des mélanges colorés appartenant à la plaque indienne de la Néotéthys ont également un substratum ophiolitique: l'unité des Mélanges d'Omlung, certaines unités des mélanges de la Klippe de Spontang.

Dans la description des formations nous traiterons des substrata en même temps que des formations qu'ils supportent.

1.2.2 - LES FORMATIONS DE MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE

Dans la description des formations sédimentaires de la marge nord du chapitre II, nous allons décrire des piles sédimentaires qui correspondent à des unités structurales, ou a des groupements d'unités structurales.

A - Les formations "proximales" d'arc insulaire de la région Est-Ladakh :

Nous décrirons dans cette catégorie la succession stratigraphique de l'Unité de Tar.

Le qualificatif "proximales" s'applique à la position paléogéographique de cette unité structurale située en bordure de terres émergées.

Nous décrirons:

- la Formation de Mongyu ;
- la Formation des Calcaires de Kahlsi ;
- la Formation Verte de Tar ;

Les formations continentales (Molasses multicolores de Nurla, autrement dites "Formation de Nurla") qui font immédiatement suite à la Formation Verte de Tar ne seront pas détaillées: ce sont des dépôts contemporains de la collision: on consultera à ce propos la thèse de T. Van Haver 1984).

B - Les formations distales d'arc insulaire de la région Est-Ladakh

Nous décrirons sous ce vocable les formations appartenant aux unités de Manlung et du Tar La. Dans cette catégorie, "distales" s'applique à une position paléogéographique plus éloignée des terres émergées, tout au moins jusqu'au dépôt de la "Formation à Nummulites", après lequel la mer se retire.

Nous décrirons la succession stratigraphique suivante:

- Formation à Blocs d'Urtsi ;
- Formation de Nindam ;
- Formation à Nummulites ;
- formations continentales.

C - Les formations d'arc insulaire de la région Ouest-Ladakh

Cet ensemble correspond à l'Unité du Batholite, composée des formations de Dras I et II, et à l'unitée des écailles du Naktul.

1.2.3 - FORMATIONS D'AFFINITES PALEOGEOGRAPHIQUES DIVERSES

Après un bref rappel des unités du Mélange d'Omlung, de l'unité des Schistes bleus et de la Klippe de Spontang, nous traiterons en détail de la Formation de Sapi-Karamba.

1.2.4 - LES FORMATIONS CONTINENTALES D'EPISUTURE

Deux formations seront décrites: la Formation de Skyu-Chiling et la Formation des Conglomérats de Shergol.

Elles se sont déposées après la collision, dans la zone de suture, et à ce titre elles sont discordantes sur la majorité des formations décrites ci-dessus.

Chapitre deuxième

DESCRIPTION DES FORMATIONS

SOMMAIRE

2,1 - LES FORMATIONS D'ARC INSULAIRE "PROXIMALES"
DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE
DANS LA REGION EST-LADAKH

2,1,1 Formation de Mongyu 67
2,1,2 Formation des Calcaires de Kahlsi 73
2,1,3 Formation Verte de Tar 76

2,2 - LES FORMATIONS D'ARC INSULAIRE "DISTALES"
DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE
DANS LA REGION EST-LADAKH

2,2,1 Formation à Blocs d'Urtsi
2,2,1,1 Coupe de référence et historique 79
2,2,1,2 Caractéristiques générales et extension 79
2,2,1,3 Coupe type d'Urtsi 81
2,2,1,4 Extension et nature du substratum 82
2,2,1,5 Age de la formation 85

2,2,2 Formation de Nindam
2,2,2,1 Localité type et historique 87
2,2,2,2 Caractéristiques générales 89
2,2,2,3 La Formation de Nindam dans l'Unité de Manlung 89
2,2,2,4 La Formation de Nindam dans l'Unité du Tar La, coupe Urtsi - Tar La 95
2,2,2,5 La Formation de Nindam dans l'Unité du Tar La, coupe de la Yapola Chu 99
2,2,2,6 La Formation de Nindam dans les unité du Konskri La .. 104
2,2,2,7 Age de la Formation de Nindam 104

2,2,3 La "Formation à Nummulites"
2,2,3,1 Description 110
2,2,3,2 Age de la "Formation à Nummulites" 112
2,2,3,1 Le problème des calcaires de Sumda Gompa 117

2,2,4 Molasses Multicolores de Nurla 118

2,3 - LES FORMATIONS D'ARC INSULAIRE DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE DANS LA REGION OUEST-LADAKH

Introduction 119
2,3,1 La Formation de Dras I 121
2,3,2 La Formation de Dras II 126
2,3,3 La Formation des Conglomérats de Butum-Kargil 127
2,3,4 Les écailles du Naktul 129

2,4 - LES FORMATIONS D'AFFINITES PALEOGEOGRAPHIQUES DIVERSES

2,4,1 La Formation de Sapi-Karamba 135
2,4,2 Unités diverses 151

2,5 - LES FORMATIONS CONTINENTALES D'EPISUTURE

2,5,1 Introduction 153

2,5,2 La Formation de Skyu-Chiling
2,5,2,1 Entre Nimaling et Chiling 156
2,5,2,2 Entre Chiling et Lamayuru 163
2,5,2,3 Les niveaux carbonatés 166
2,5,2,4 Le problème des ophiolites et du détritisme ophiolitique 156 173

2,5,3 Les Conglomérats de Shergol 179

- 2.1 -

LES FORMATIONS "PROXIMALES" D'ARC INSULAIRE DE MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE DANS LA REGION EST-LADAKH

2.1.1 - FORMATION DE MONGYU (Sutre 1984)

Elle porte le nom du village de la localité type (fig. I.13).

Historique

La zone où affleure cette formation a été cartographiée par T. Van Haver (1984) sous le nom de "semelle tectonique de Tar".

L'étude précise de cette zone m'a permis de découvrir un contact stratigraphique (coupe n° 2 de la figure I.13) entre une unité de cette "semelle" et la Formation des Calcaires de Kahlsi.

Ayant alors défini une nouvelle formation - la Formation de Mongyu - j'ai pu constater que les différentes écailles tectoniques de la "Semelle de Tar" en faisaient toutes partie, hormis bien sûr les lentilles de péridotites.

Très dilacérée par la tectonique, cette formation se présente au Sud sous la forme d'écailles tectoniques parfois séparées par des lentilles de péridotites.

Au Nord, notamment dans la région de Mongyu, des contacts stratigraphiques avec la Formation des Calcaires de Kahlsi ont été préservés.

Coupes de référence

Chaque écaille tectonique et chaque affleurement de cette formation montre un faciès différent. Pour cette raison on ne peut définir qu'un stratotype composé de toutes les coupes figurées sur la figure I.13.

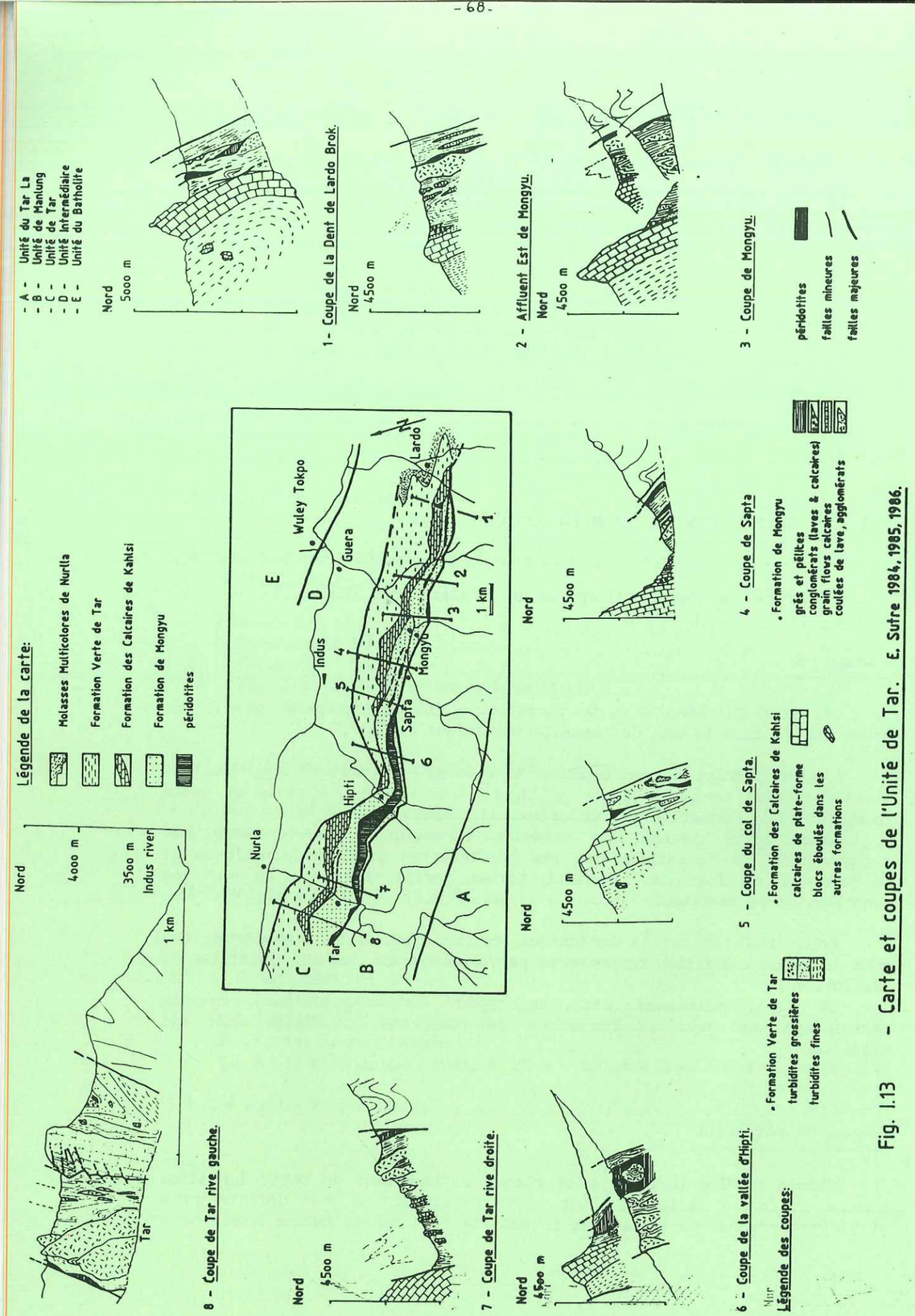


Fig. I.13 - Carte et coupes de l'Unité de Tar. E. Sutre 1984, 1985, 1986.

Toutefois, la coupe n° 2, la plus complète, peut servir de référence (coupes de la figure I.14).

On pourra consulter sa description précise à § 1.3.2.3 et sur les figures II.50 à II.54 du tome II. Elle est située sur la crête rive gauche de l'affluent Est de Mongyu.

Caractéristiques générales

Il s'agit d'une formation flyschoïde volcano-sédimentaire à blocs (de laves, de calcaire de type Calcaires de Kahlsi, de cherts verts et translucides), à débris flows de calcaires de type Kahlsi, à grain flows bioclastiques, dans laquelle s'exprime un volcanisme sous-marin (pillow lava, agglomérats). Les fossiles caractéristiques sont des rudistes et des orbitolines.

Un volcanisme sous-marin et aérien d'arc insulaire s'y développe.

Son contact avec la Formation des Calcaires de Kahlsi, quand il est préservé par le tectonique, est de nature stratigraphique

Substratum de la formation

La base de la série n'est pas connue mais, du fait de la présence de lames de péridotites, on doit envisager l'hypothèse d'un substratum ophiolitique:

* Entre Mongyu et Tar, de grandes masses de péridotites (fréquemment non serpentinisées) affleurent à la faveur d'une zone faillée qui sépare des écailles appartenant à la Formation de Mongyu.

* Au confluent Yapola-Indus on notera l'alternance, dans un contexte structural relativement complexe (fig. II.84 et II.85), de lames de péridotites et de lames de basaltes macroscopiquement identiques à ceux de la coupe de Tar (cf fig. II.68 tome II § 1.3.3.2 échantillon 450.04). Leur présence simultanée peut être interprété comme indice supplémentaire de la nature ophiolitique du substratum des dépôts du Complexe de Tar.

* Dans la coupe type, on observe, coincées entre les unités M1 et M2, une lentille tectonique décamétrique à l'intérieur de laquelle sont conservés un bloc de péridotites serpentinisées portant des sédiments à olivines remaniées (échantillon 245.10, log "M1/M2 de la fig. I.14). Si l'interprétation se confirme, ceci constituerait un indice en faveur de la nature ophiolitique du substratum de la Formation de Mongyu.

En conclusion, nous considèrerons que le substratum de la Formation de Mongyu doit vraisemblablement être de nature ophiolitique, bien que la preuve indubitable, un contact stratigraphique, reste encore à trouver.

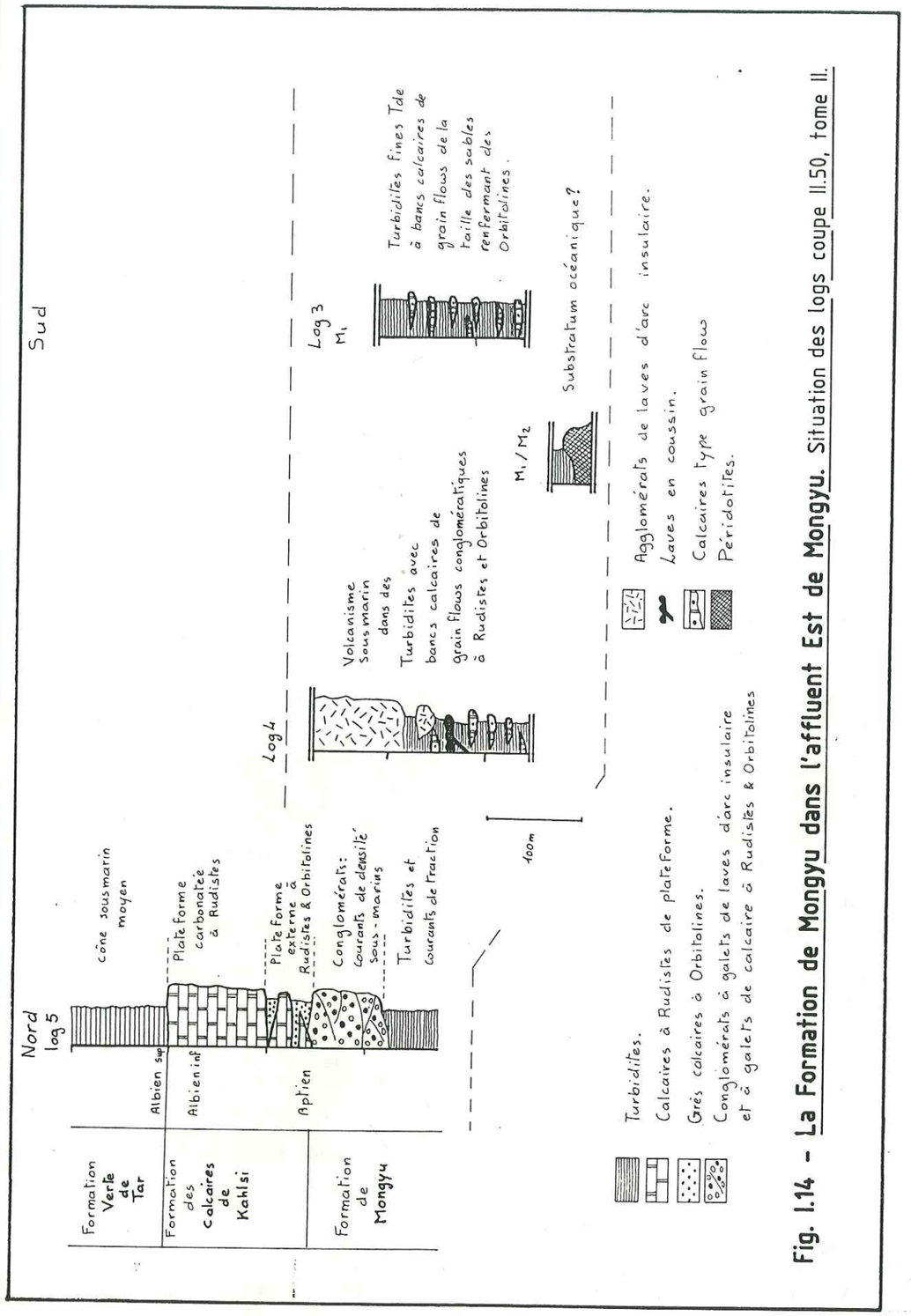


Fig. I.14 - La Formation de Mongyu dans l'affluent Est de Mongyu. Situation des logs coupe II.50, tome II.

Lithostratigraphie de la formation

Du bas vers le haut (fig. I.14), la succession est la suivante:

* Dépôts turbiditiques composés de:
silts calcaires abondants, greywackes lithiques, rudites de la taille maximum des granules, en lits centimétriques à décimétriques.

Ces turbidites admettent des bancs lenticulaires décimétriques de calcaires de type grainstone dont les bioclastes et lithoclastes proviennent d'une plate-forme externe à orbitolines, spongiaires et rudistes. Il s'agit de grain-flows dans des turbidites de lobes de dépôt de cône moyen ou externe (unité M1, log 3 de la fig. I.14).

Localement, à l'Ouest de Sapta, on note la présence, dans cette unité, de grosses masses hectométriques de cherts rubannés verts et translucides que l'on peut interpréter soit comme des olistolites, soit comme des niveaux lenticulaires interstratifiés (Sud de la coupe n°5, fig. I.13).

De plus, à proximité de ces blocs, on remarque des bancs lenticulaires interstratfiés de grain-flows calcaire à oolithes. Les oolithes étant rares au Crétacé, surtout dans la marge nord-néotéthysienne, s'agit-il d'oolithes jurassiques remaniées provenant de parties continentales triasico-liasiques de l'Unité du Batholite ?

Le milieu de dépôt celui d'un bassin marin externe. La présence de blocs indique la présence d'escarpements sous-marins.

La présence de blocs de cherts, que l'on ne retrouve pas au sommet de la formation, la finesse des sédiments et leur position au Sud, m'inclinent à placer ces couches à la base de la formation. En réalité, il peut s'agir de faciès plus distaux que ceux décrits ci-après.

* Zone à agglomérats et pillows lavas d'arc insulaire.

Elle est constituée de turbidites volcani-clastiques, de pillows lavas, d'agglomérats volcaniques et de cendres volcaniques remaniées (log 4 de la fig. I.14).

Les analyses chimiques (cf annexe 5) placent ce volcanisme dans le champ des tholéiites d'arc insulaire.

Les turbidites ne dépassent pas la taille des granules et les sédiments hémipélagiques sont beaucoup moins abondants que dans l'unité précédente.

Les bancs calcaires sont des débris-flows conglomératiques grossiers qui contiennent des lithoclastes de calcaire de plate-forme externe à rudistes, orbitolines et spicules de spongiaires, des bioclastes et des laves et, dans la coupe de Tar, des blocs métriques de calcaire.

Nous avons là les témoins d'un volcanisme qui s'exprime dans le bassin proprement dit et sur ses bordures.

* Juste avant les derniers conglomérats, les faciès deviennent très fins:

Il s'agit de silts et shales noirs calcaires en lits centimétriques, dérangés de temps en temps par des corps lenticulaires de grès bien triés et fréquemment matures (base du log 5 de la fig. I.14): comment interpréter cet environnement ?

Il faut tout d'abord remarquer que les lentilles gréseuses de quartz-arénites triées sont dues à des courants de traction, et non à des courants turbiditiques: on peut penser à des méga-ripples sur une plate-forme marine externe protégée des terrigènes par la barrière à Rudistes.

De plus, une grande proportion de ces shales et silts fins est composée de verre volcanique dévitrifié: ponces et cendres volcaniques qui peuvent être apportées soit sous la forme de chutes de cendres, soit en suspension dans l'eau.

* Sommet de la formation

Trois cas se présentent au sommet de la formation:

- Soit les conglomérats grossiers, à clastes de calcaire de plate-forme à rudistes et à galets de laves, passent à des grès à orbitolines à matrice calcaire, puis à des brèches calcaires massives, et enfin aux calcaires packstone / boundstones: c'est la coupe n°2 de Mongyu Est (fig. I.13 et log 5 de la fig. I.14).

- Soit les calcaires surmontent directement les shales noirs: c'est le cas entre la coupe précédente et la coupe n°3 de Mongyu.

- Soit on observe la succession suivante: shales noirs à lentilles de quartz-arénite, shales noirs calcaires, conglomérats grossiers à calcaires majoritaires et laves minoritaires, shales noirs à orbitolines, calcaires bréchiques à lits greywackeux verts, puis calcaires massifs: c'est la coupe de Mongyu (n°3) et celle de Sapta (n°4).

Tout plaide donc en faveur d'un milieu marin externe proche d'une plate-forme carbonatée et protégé par celle-ci des apports terrigènes directs.

La limite supérieure de la formation a été placée à la base du premier banc de calcaire non conglomératique de la Formation de Calcaires de Kahlsi.

Comme la formation supérieure est une plate-forme progradante, cette limite est fortement indentée et diachrone.

Age de la Formation

Les orbitolines propres à la Formation de Mongyu, récoltées dans la matrice, ne sont pas assez bien conservés pour que l'on puisse donner autre chose que l'extension du groupe: Barrémien - Cénomanien.

Les algues et les autres foraminifères ne permettent pas d'affiner cette datation.

Par contre, les faunes du dernier banc de la Formation de Mongyu dans la coupe de Mongyu Est le situent dans l'intervalle Aptien supérieur-Albien moyen.

On note la présence, sauf dans certaines écailles bordées par la limite tectonique sud qui sont interprétées comme représentant la base de la formation, de débris de rudistes et d'orbitolines remaniés provenant de la plate-forme carbonatée des Calcaires de Kahlsi.

Dans la coupe de Tar, les couches les plus anciennes datées dans les Calcaires de Kahlsi sont d'âge Aptien inférieur (Van Haver 1984) mais dans la coupe de Mongyu (tome II § 1.3.2.3, fig. II.54) le dernier niveau de la Formation de Mongyu est d'âge Aptien supérieur-Albien moyen.

Conclusions:

La base de la Formation de Mongyu, qui contient des orbitolines, ne descend donc pas plus bas que le Barrémien (appartion de ces fossiles).

Son sommet est diachrone: il monte au maximum dans l'Aptien inférieur à Tar, il est compris dans l'intervalle Aptien supérieur-Albien moyen à Mongyu.

l'âge du volcanisme, caractérisé par des coulées sous-marines et des agglomérats associés à des orbitolines, est donc Barrémien-Aptien inférieur.

2.1.2 FORMATION DES CALCAIRES DE KAHLSI (Van Haver 1984)

Se reporter à la colonne stratigraphique B de la figure I.15.

La Formation des Calcaires de Kahlsi a été décrite en détail par Van Haver (1984). Je rappellerai seulement ses principaux caractères lithologiques et stratigraphiques.

Lithologie

Je reprendrai les observations de Van Haver sur les coupes de Tar, Kahlsi-Ouest et Kahlsi-Est. IL n'est pas inutile de les reproduire ici, elles nous reserviront dans l'analyse de stratigraphie séquentielle.

Mésoséquence A:

Tar: calcaires bleutés en bancs métriques à plurimétriques de calcaires biomicritiques riches en orbitolines et rudistes. La séquence est tronquée à la base par un accident tectonique.

Mésoséquence B:

Tar: elle débute par une passée de pélites silteuses sombres associée à des grès, et surmontée par un mince niveau de brèches polygéniques. Après cette passée terrigène, les conditions favorables à l'installation d'une plate-forme carbonatée sont de nouveau réalisées, permettant aux faunes d'orbitolines, de nérinées et de rudistes de prospérer.

Mésoséquence C:

Tar: Petits bancs ondulés de calcaires biodétritiques riches en orbitolines et algues rouges.

Kahlsi-Est: calcaires à stratifications obliques, puis niveaux de calcaires à rudistes remaniés.

Kaklsi-Ouest: alternance de shales gréseux gris-vert, lits de grès fins et de shales silteux, intercallés de petits niveaux calcaires

Mésoséquence D:

Tar: bancs massifs de calcaires sparitiques riches en niveaux ou rognons de silex, puis calcaires biodétritiques fins parfois riches en orbitolines et nérinées. Le sommet est constitué d'une surface durcie sur laquelle se dépose la Formation Verte de Tar.

Kahlsi-Est: calcaires marneux noirs en petits bancs riches en hedbergelles

Kahlsi-Ouest: calcaires massifs bréchiques à interlits de shales.

.../... fin de citation.

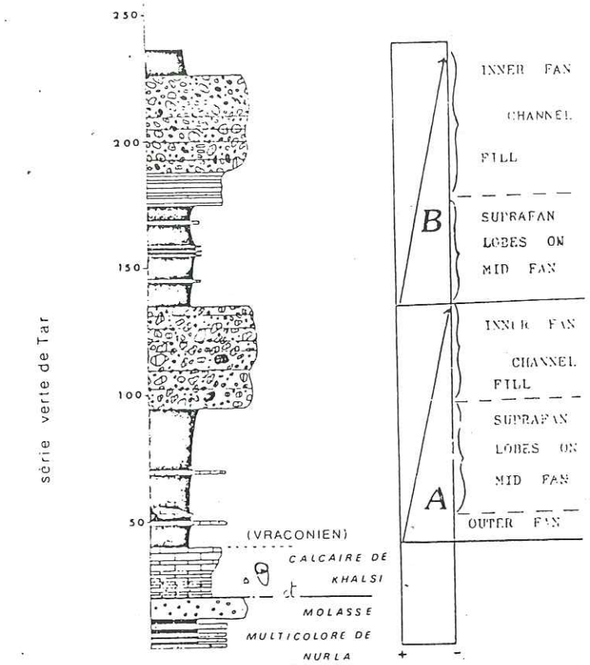
L'interprétation paléogéographique de Van Haver est la suivante:

- plate-forme interne à rudistes stable pendant les mésoséquences A et B. La base de B (silts, grès, conglomérats) représentant un événement qui se retrouve dans toutes les plates-formes carbonatées du Moyen-Orient.
- instabilité et arrivée de terrigènes pendant la mésoséquence C, où les rudistes ne peuvent plus prospérer.
- approfondissement pendant la mésoséquence D, qui voit une paléogéographie contrastée se développer: calcaires à nérinées dans les zones hautes, calcaires marneux à hedbergelles dans les zones plus profondes.

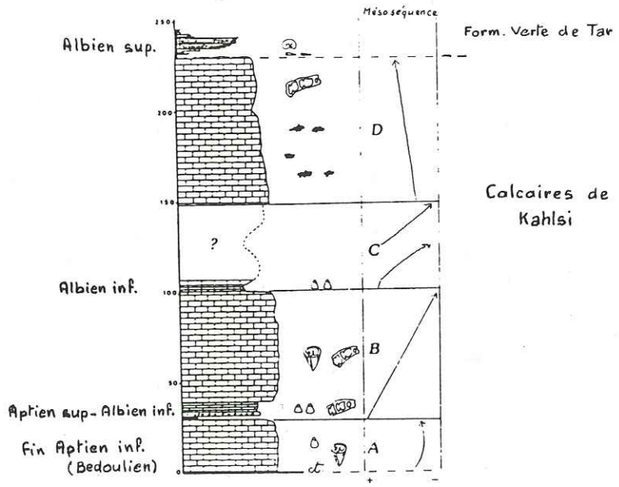
Cette paléogéographie contrastée est confimée par l'âge des premiers calcaires à Mongyu: Aptien supérieur-albien moyen.

Les témoins d'un volcanisme contemporain de la plate-forme existent:

- Grains de quartz rhyolithiques et lithoclastes de laves dans les packstones.
- Niveaux de greywackes.
- Niveaux conglomératiques à galets de laves et de calcaires.



A - Coupe de la série verte de Tar, route de Kahlsi-Nurla.



B - Coupe dans les calcaires de Kahlsi au Nord de Tar

Fig. I.15 - Calcaires de Kahlsi & série verte de Tar. T. Van Haver.

Age

La base de corps sédimentaire progradant est diachrone: le plus ancien niveau daté de cette plate-forme carbonatée est d'âge Aptien inférieur (Bédoulien) à Tar et Aptien supérieur-Albien moyen à Mongyu.

Au-dessus, l'Albien inférieur est daté, mais pas l'Albien moyen. Les faciès du sommet de la barre n'étant pas favorables à la présence de fossiles index, on ne connait pas son âge. Son sommet est marqué par une surface durcie.

Tout au plus peut-on dire qu'elle est antérieure à l'Albien supérieur, âge de la base de la Formation Verte de Tar.

2.1.3 - FORMATION VERTE DE TAR (Van Haver 1984)

La formation a été définie en 1984 par T. Van Haver sous le terme "série Verte de Tar. "Série" désignant une unité chronostratigraphique, je l'ai remplacé par "formation" qui désigne une unité lithostratigraphique.

Se reporter à la colonne stratigraphique A de la figure I.15. La description qui suit est tirée de la thèse de T. Van Haver (1984).

Description

Le sommet de la barre carbonatée des Calcaires de Kahlsi est marqué par une surface durcie ne traduisant pas d'émersion, surmontée par des marnes calcaires et grès marquant la base de la Formation Verte de Tar.

Ces shales ont livré une faune d'Ammonites datant l'Albien supérieur, sous-zone à *orbignyi*. Cette sous-zone est la seconde de la zone internationale à *inflatum*, elle même première zone de l'Albien supérieur.

Elle est formée de turbidites volcano-sédimentaires de cône sous-marin qui se répartissent en deux mésoséquences régressives A et B.

L'épaisseur de la formation est très variable:

Mésoséquence A:

Son épaisseur est très variable: de 20 à 100 mètres. Elles est formée de turbidites en majorité pélitiques à la base, et de corps conglomératiques grossiers au sommet. Elles contient des graviers et blocs de calcaires de type Kahlsi, ces éléments deviennent dominants dans au sommet. des bancs de calcaires bioclastiques ont livré une faune maestrichtienne.

Mésoséquence B:

Formée de pélites à sa base, son sommet se compose de conglomérats grossiers à galets de calcaires, de laves et de granites.

Van Haver la place dans le Paléocène.

Dans la coupe de Lardo Brok, où la mésoséquence B est absente, elle passe stratigraphiquement aux Molasses Multicolores de Nurla. La Formation à Nummulites est également absente: lacune de dépôts ou érosion.

Age de la formation

Sa base commence dans la base de l'Albien supérieur.

La première mésoséquence se situe dans le Crétacé supérieur, alors que la seconde doit se situer dans le Paléocène.

Nous verrons dans l'analyse séquentielle au chapitre 3 qu'elle monte probablement dans la base du Paléocène supérieur.

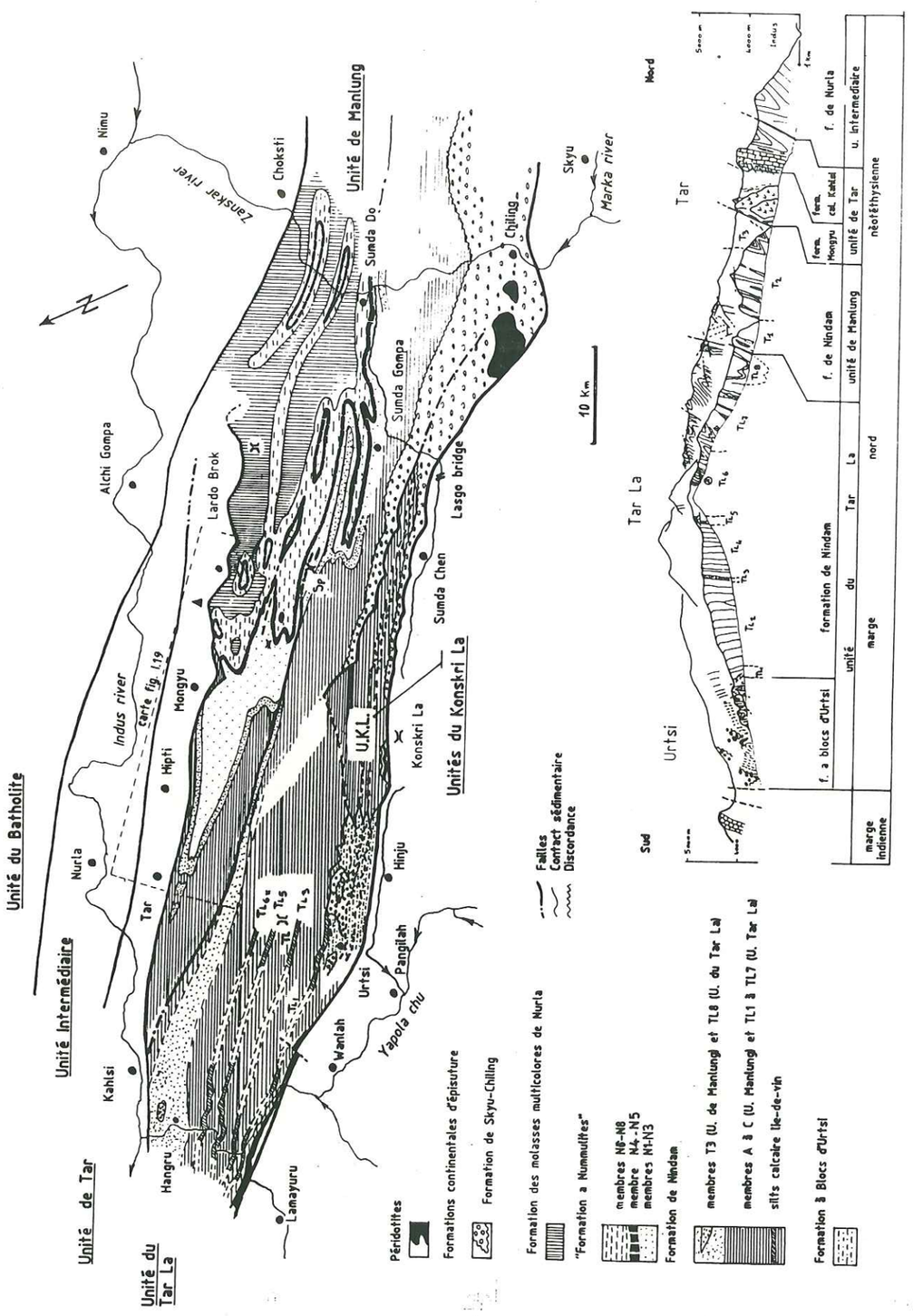


Fig. I.16 - Les unités de Manlung, du Tar La et du Konskri La dans l'Est du Ladakh. E. Sutre 1985.

- 2.2 -

LES FORMATIONS "DISTALES" D'ARC INSULAIRE DE MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE DANS LA REGION EST-LADAKH

Ces formations affleurents dans les unités de Manlung, du Tar La et du Konskri La (cf figure I.16).

2.2.1 - FORMATION à BLOCS d'URTSI (Sutre 1984)

2.2.1.1 Coupe de référence et historique

La formation porte le nom du village de la localité type (cf carte I.16 et coupe I.17).

Dans cette région, qui n'avait jamais été étudiée auparavant, le type de terrains qui constitue cette formation était attribué aux Mélanges Colorés, catégorie dans laquelle on rangeait tout ce qui était réputé incartographiable, car trop tectonisé.

La découverte d'un contact stratigraphique en 1983, entre cette formation et la Formation de Nindam, signifiait qu'une partie au moins des terrains de la Bande Sud des Mélanges Colorés était constituée par des formations appartenant à la marge nord.

2.2.1.2 Caractéristiques générales et extension

Il s'agit d'une formation à matrice flyschoïde contenant de nombreux blocs de taille métrique à hectométrique de toutes natures: grès, calcaires de plate-forme à rudistes et orbitolines, radiolarites rouges, laves ... Dans sa partie supérieure des débris flows conglomératiques grossiers annoncent la sédimentation de faciès Nindam qui va suivre.

Elle est caractérisée également par la présence de gisements stratiformes de stéatite.

On notera la présence d'un volcanisme d'arc qui semble contemporain du dépôt, ainsi que la présence de pillows lavas de type MORB.

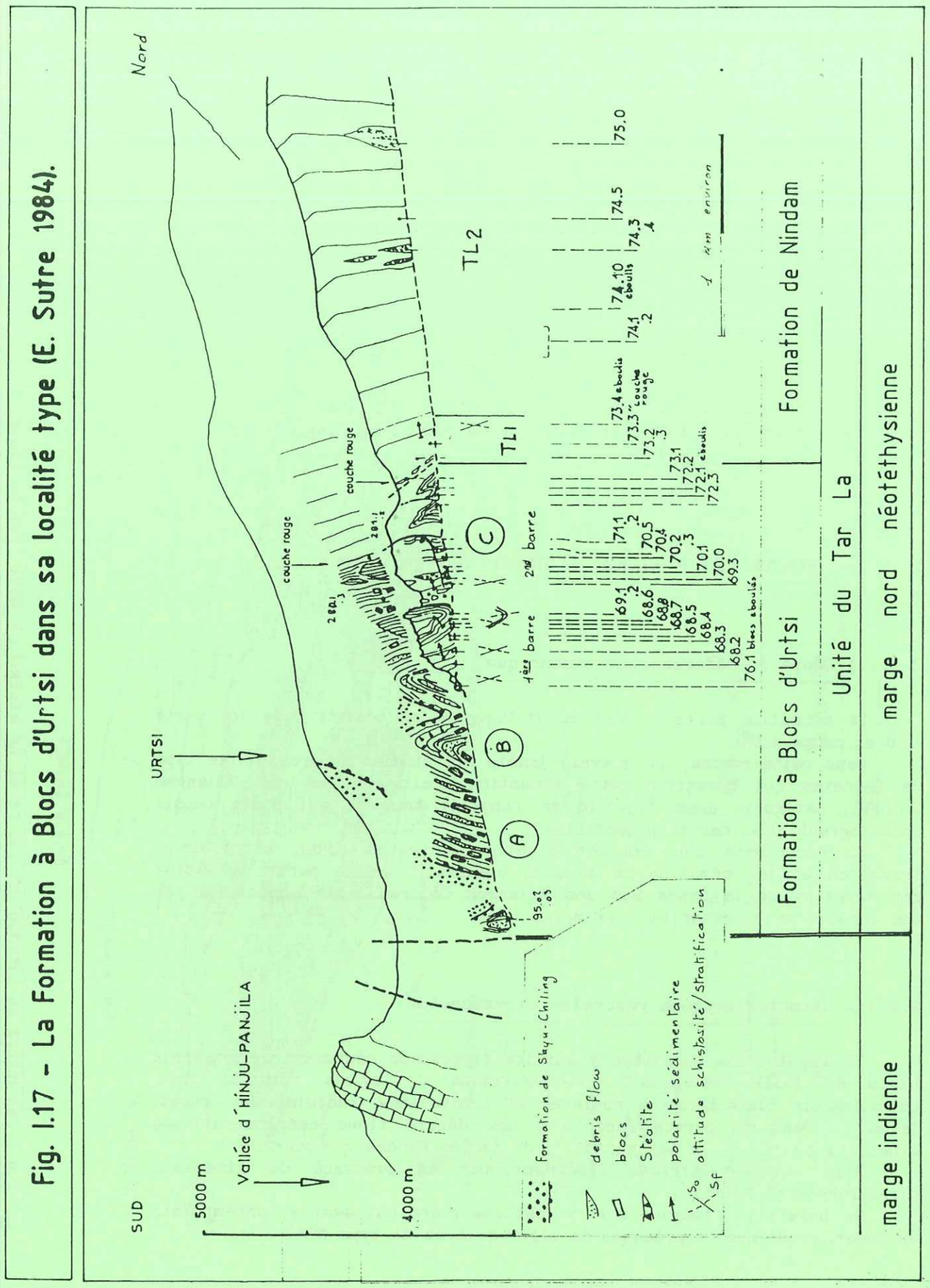


Fig. I.17 - La Formation à Blocs d'Urtsi dans sa localité type (E. Sutre 1984).

Elle n'est pour l'instant reconnue qu'entre WanLah et le Konskri La (cf carte II.32, § 1.2.2 du tome II).

Le passage stratigraphique avec la Formation de Nindam n'est observable que dans la vallée d'Urtsi. Partout ailleur il est masqué par un accident tectonique.

2.2.1.3 Description lithologique de la coupe type d'Urtsi

Figures utilisées: coupe fig. I.17 et colonne stratigraphique synthétique fig I.18.

On se reportera au paragraphhe 1.2.2 du tome II pour une description précise de cette formation très plissée, dans laquelle on peut individualiser trois zones qui semblent pouvoir s'organiser en trois membres A, B et C, du plus ancien vers le plus récent.

Membre A

Ce membre s'étend depuis le contact tectonique sud jusqu'à la synforme de stéatite.

Il est formée de blocs dans une matrice gréso-pélitique.

Ce sont des blocs décamétriques de cherts verts et rosés en bancs décimétriques à centimétriques, ainsi que des blocs où alternent des bancs décimétriques de cherts translucides et de grès très fins calcaires (cf fig. II.75 & II.76).

On y trouve également des blocs de calcaire type "peau de crocodile", formés de lentilles centimétriques de sparite à larges cristaux, dont les limites sont soulignées par un matériel chloriteux vert (effet de la tectonique ?). Leur couleur d'altération est beige.

Ils se rencontrent dans toute la formation et on en trouve également dans la Formation de Mongyu à Hipti. Leur signification reste sujette à conjectures bien que, dans le sommet de la formation, on puisse, pour certains d'entre eux, avancer le nom d'ophicalcite.

Membre B

Ce membre débute, à Urtsi, par une lentille de stéatite dont la génèse et la signification reste pour l'instant inexpliquée. D'un point de vue stratigraphique,il n'est pas sûr qu'il s'agisse d'un bon repère, bien que l'on retrouve une "couche" de stéatite dans les coupes situées plus à l'Est.

Comme le membre précédent, celui-ci est formé de blocs dans une matrice gréso-pélitique, mais on y rencontre également des débris-flows de greywackes et conglomérats volcano-sédimentaires de couleur verte qui contiennent des clastes de calcaires à rudistes et orbitolines.

La présence d'une grosse masse de pillows, de hyaloclastites et d'agglomérats, dont l'analyse chimique a démontré l'appartenance aux tholéiites d' d'arc insulaire (IAT), recouverte par des silts calcaires

sombres hémipélagiques, signale le développement d'un volcanisme sous-marin qui semble contemporain du dépôt de la formation.

- Les blocs:

- blocs métriques de cherts translucides plissés (slumpés ?);
- blocs de calcaire type "peau de crocodile". Sous une même apparence extérieure, se cachent plusieurs types de calcaires déformés et recristallisés: certains sont des calcaires de plate-forme et d'autres sont des ophicalcites;
- blocs de pillow lavas de type MORB;
- blocs de radiolarites rouges;
- blocs de laves portant des radiolarites rouges appartenant peut-être à cette formation.

J'ai séparé les radiolarites rouges (argilites pélagiques rouges siliceuses à radiolaires), classiquement associées au sommet de la série ophiolitique, des greywackes et cherts verts ou translucides à radiolaires que l'on rencontre en tant que blocs ou dans toute la Formation de Nindam. En effet, les radiolaires se rencontrent dans toutes les séries marines du Ladakh et ceci jusqu'au Maestrichtien, que ces séries soient terrigènes grossières ou hémipélagiques.

- Les débris-flows de "faciès nindam":

Ce sont les premières manifestations détritiques grossières d'un cône sous-marin volcano-sédimentaire en voie de formation.

Des débris flows, parfois uniquement composés de galets calcaires engrenés et séparés par une mince pellicule de chlorite (cf fig. II.77), sont des conglomérats à matrice de greywacke (épiclastes volcaniques, gros quartz rhyolithiques, granules de calcaires à bioclastes de rudistes et orbitolines.

Membre C

Constituant le sommet de la formation, il est caractérisé par un fond flyschoïde détritique fin contenant quelques bloc métriques, notamment de calcaires type "peau de crocodile", et des blocs décamétriques de radiolarites rouges (argilites siliceuses).

Vers le haut, il passe insensiblement à des silts calcaires roses, puis aux greywackes vertes de la Formation de Nindam.

2.2.1.4 Extension de la formation et nature de son substratum

La Formation à Blocs d'Urtsi s'étend depuis la vallée d'Urtsi, à l'Ouest, jusque vers le Konskri La, à l'Est (carte fig. II.32).

Elle se suit sans problèmes majeurs entre Urtsi et le pullu d'Hinju, région où elle est découpée en écailles tectoniques. Les accidents qui

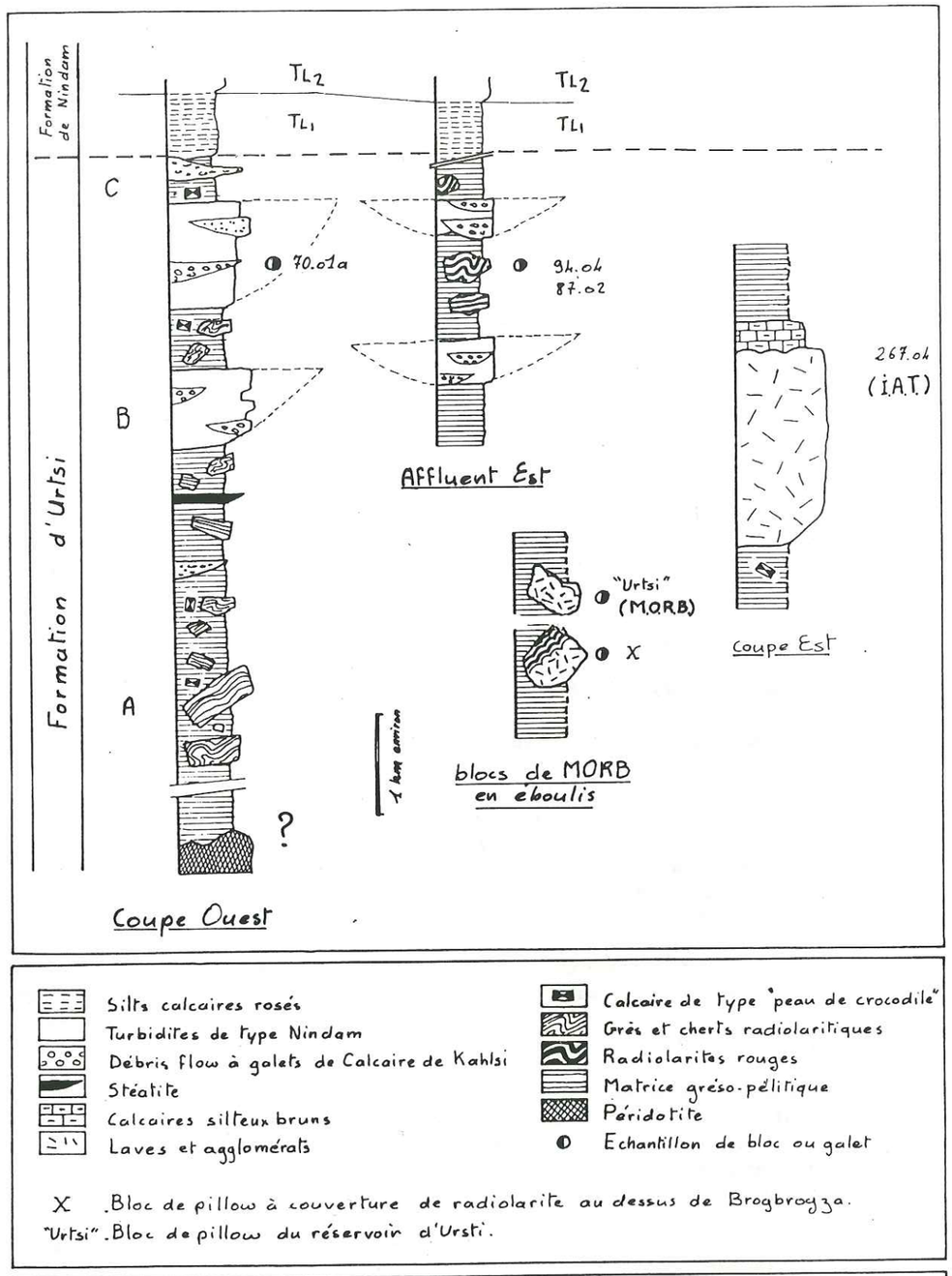


Fig. I.18 - Formation à Bloc d'Urtsi: coupe synthétique (E. Sutre 1984):

limitent les écailles au Nord se développent, entre Sorpon et la vallée "F", dans une couche savon de stéatites (coupes II.38 & II.39).

Elle est surmontée en discordance par les conglomérats de la Formation de SKyu-Chiling.

On notera la présence, entre les vallées "F" et "G" (fig. II.32), de conglomérats à galets de calcaire type Kahlsi, qui l'autentifient.

A l'Est du pullu d'Hinju elle disparait, les sédiments de marge indienne se trouvant ici directement en contact tectonique avec la Formation de Nindam d'une des unités du Konskri La.

Entre les vallées "H" à "K" (coupes fig. II.33 à II.37) apparaissent des écailles qui possèdent les caractéristiques suivantes:

- écailles de formations à blocs à matrice flyschoïde contenant notamment des blocs de radiolarites rouges (argilites siliceuses).

  Dans la vallée "J" (fig. II.34) un bloc hectométrique de radiolarites a livré un âge Callovien-Tithonique.

  En éboulis, au débouché de ces affluents dans la vallée d'Hinju, un échantillon de radiolarite a été daté du Berriasien-Hauterivien.

  En rive gauche de la vallée "J", il se pourrait que des radiolarites forment la base de la Formation de Nindam: ce point important reste malheureusement à vérifier, avec l'aide d'une corde et de quelques pitons;

- dans les coupes "J" et "I", se rencontrent de curieuses écailles très déformées dans lesquelles sont mêlés des sédiments flyschoïdes et des péridotites (cf coupes II.34 & II.35).

Ces écailles appartiennent-elles toutes à la Formation à Blocs d'Urtsi ?

Et notamment, les écailles à péridotites représentent-elles la base de la formation, qui aurait alors un substratum de nature ophiolitique ?

Rappellons toutefois que Talon (1988), a trouvé des restes de plancher océanique de marge indienne recouverts par des calcaires pélagiques du Crétacé supérieur en même position structurale, dans la Marka (cf tome II § 1.1.4)

D'une manière générale, et même si ces écailles à péridotites n'appartiennent pas au substratum de la Formation à Blocs d'Urtsi, se pose le problème de la nature de son substratum. En faveur d'une nature océanique nous avons les arguments suivants:

- nous verrons dans la partie traitant de l'Unité de Dras que la croûte océanique sur laquelle s'est développé l'arc crétacé a été datée au Sud de Dras par des radiolarites d'âge Callovien-Tithonique: ceci appuie l'hypothèse de l'appartenance des écailles à blocs de radiolarites à la Formation à Blocs d'Urtsi;

- a Urtsi, on note la présence de blocs de type MORB, et la présence d'ophicalcites;

- la nature vraisemblablement océanique du substratum de la Formation de Mongyu militent en faveur d'un substratum océanique pour les parties plus distales de la marge nord que représentent les unités de Manlung et du Tar La.

En conclusion, il est vraisemblable que les écailles à blocs de radiolarites du Konskri La appartiennent aux parties les plus anciennes de la Formation à Blocs d'Urtsi et il est très probable que son substratum soit composé par de la croûte océanique.

2.2.1.5 Age de la formation

Nous allons raisonner sur les datations directes de la matrice et sur les datations des clastes qui sont exposées ci-contre.

La matrice des membres B et C, contient des globotruncanas qui lui assignent un âge Cénomanien-Maestrichtien, extension du groupe.

Le premier niveau daté de la Formation de Nindam dans cette unité (cf infra) étant le Turonien, la fourchette se rétrécit et devient Cénomanien-Turonien.

Cet âge est cohérent avec celui du plus récent des clastes qui ne dépasse pas le Cénomanien, et ceci même si il provient d'un remaniement synsédimentaire.

Les âges des clastes de calcaire de type Kahlsi sont cohérents avec ceux de la plate forme de Kahlsi (Aptien-Albien moyen) dont ils proviennent.

L'âge de l'échantillon albo-cénomanien de radiolarite pose un problème.

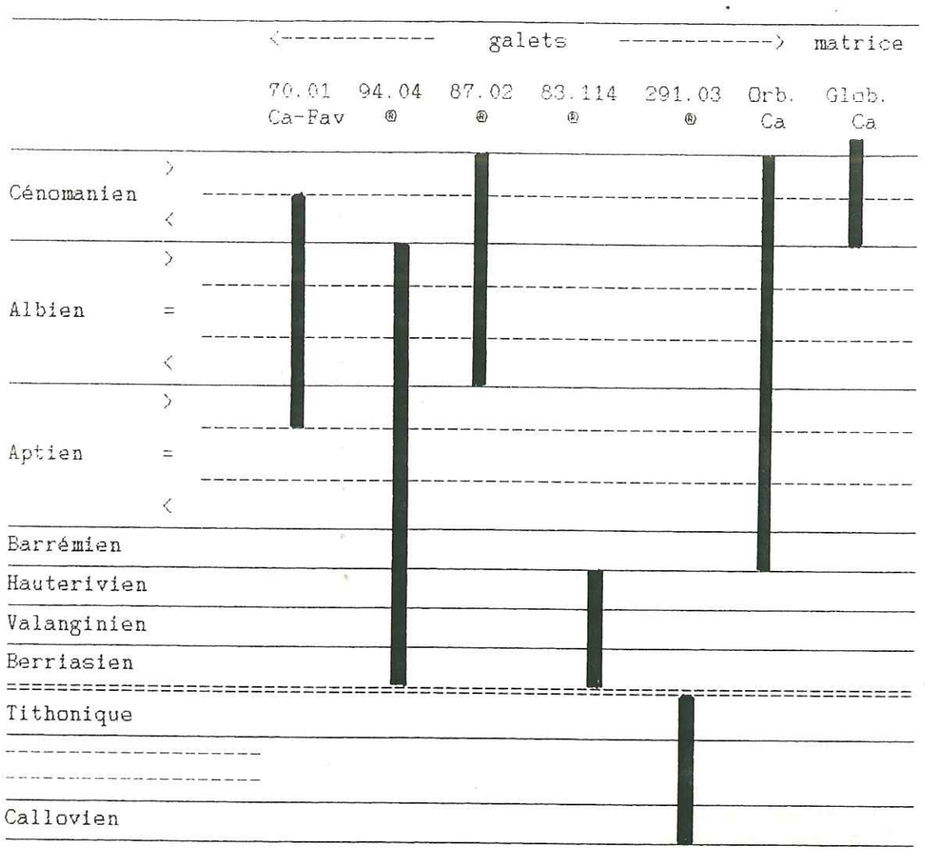
En effet, on associe classiquement les silts radiolaritiques rouges à une sédimentation pélagique éloignée des apports terrigènes (cf bloc n°1 de la carte II.32 composé de pillows recouverts par des radiolarites, si il appartient bien à la Formation d'Urtsi).

Hors nous avons vu dans la Formation de Mongyu que le volcanisme d'arc devait commencer au moins dès l'Aptien supérieur-Albien moyen, nous verrons de même, dans la coupe de la Yapola, que les turbidites volcano-sédimentaires de la Formation de Nindam descendent jusqu'au Crétacé inférieur.

Comment imaginer que des radiolarites pélagiques albo-cénomanienne puissent se retrouver à l'état de blocs en un lieu où les terrigènes se déposent depuis l'Aptien ?

Plusieurs solutions se présentent:

- Soit l'échantillon ne provient pas de la Formation d'Urtsi, après tout il existe des radiolarites de cet âge dans les mélanges sous la Klippe de Spontang qui peuvent "trainer" dans la zone de suture. Cette solution est tentante, mais fait apparaître comme particulièrement subjective l'attribution des autre échantillons de radiolarites aux blocs de la Formation d'Urtsi.
- On peut imaginer des mouvements tectoniques apportant dans cette zone, au Cénomannien-Turonien, des radiolarites déposées à bonne distance: de tels mouvements, par exemple décrochants, sont facilement envisageables dans un contexte d'arc.
- Il peut exister, avant les principales décharges détritiques de l'arc, des zones qui, bien que proches du lieu de dépôt de la formation d'urtsi à Urtsi, soient épargnées par les terrigènes, puis rapprochées tectoniquement.



DATATION DES BLOCS DE LA FORMATION A BLOCS D'URTSI

70,01 - galet calcaire dans la formation d'Urtsi, sommet du Membre B, orbitolines et Favusella (cf fig. I,18).

94,04 - Radiolaires dans un bloc éboulé de la vallée d'Urtsi (cf fig. II,78). Provient très probablement des blocs de radiolarites (argilites rouges silicifiées) du Membre C (cf fig. II,79).

87,02 - Radiolaires dans un bloc éboulé de la vallée d'Urtsi (cf fig. II,78). Composition: argilites rouges silicifiées. Attribution incertaine du fait de son âge.

83,114 - galet en éboulis dans le fond de la vallée d'Hinju, vers l'affluent J (cf fig.II,34). Il peut éventuellement provenir de la Formation à Blocs d'Urtsi, par exemple de son substratum, sans qu'on puisse exclure qu'il appartienne par exemple à la marge indienne.

291,03 - bloc de radiolarite dans une écaille qui appartient peut-être à la Formation à Blocs d'Urtsi (rivière J, fig. II,34).

Orb. - Orbitolines des clastes de calcaires à rudistes de type Kahlsi dans les débris flows du Membre B de la Formation à Blocs d'Urtsi. Extension totale du groupe: Barrémien-Cénomanien.

DATATION DE LA MATRICE DE LA FORMATION A BLOCS D'URTSI

Glob. - foraminifères présents dans les hauts de rythmes des barres 1 et 2 du Membre B de la Formation à Blocs d'Urtsi à Urtsi (fig. I,18) . Ces foraminifères, très mal conservés, sont des globotruncanas dont l'extension totale est Cénomanien-Maestrichtien.

Datations dans la Formation à Blocs d'Urtsi

Les âges des radiolarites 94.04 et 83.114 sont compatibles avec le début de la sédimentation terrigène à l'Aptien.

Les radiolarites d'âge callovien-tithonique, si elles proviennent de la Formation d'Urtsi, représenteraient les dépôts les plus anciens, repris sous forme de bloc au Crétacé supérieur.

En résumé, et compte tenu des restrictions exposées, on peut dire que le substratum (les sédiments antérieurs à l'arc) de la Formation à Blocs d'Urtsi débute peut-être au Callovien-Tithonique

Son sommet, à Urtsi, est dans l'intervalle Cénomanien-Turonien, vraisemblablement Cénomanien si l'on s'appuie sur les données de la stratigraphie séquentielle: c'est l'hypothèse que nous retiendrons.

La limite supérieure est diachrone puisque nous verrons que dans la coupe de la Yapola la base de la Formation de Nindam est anté-aptienne.

2.2.2 - FORMATION DE NINDAM

2.2.2.1 Localités types et historique

Il est difficile de présenter une localité type pour une formation de cône sous-marin: les faciès changent latéralement très rapidement. Le nombre de datations se comptant sur les doigts d'une seule main, nous ne pourrons même pas retenir ce critère.

Dans l'Unité de Manlung nous prendrons la coupe de Tar et dans l'Unité du Tar La nous prendrons deux coupes: celles de la Yapola et d'Urtsi-Tar La. Nous citerons pour mémoire les unités du Konskri La, qui n'apportent pas de grandes précisions.

Dans l'Unité de Manlung il s'agit d'un cône sous-marin dans sa partie proximale, dans l'Unité du Tar La nous nous trouverons dans un endroit plus distal du cône, et nous verrons qu'il existe des variations latérales très fortes entre la coupe de Tar-Urtsi et de la Yapola.

Figure générale: carte et coupe de la figure I.16

Le nom d'Unité de Nindam apparait pour la première fois dans J.P. Bassoullet et al. 1978. Il s'applique aux formations volcano-sédimentaires turbiditiques de la coupe de la Yapola Chu ("Chu" signifie rivière en ladakhi). Ce nom provient du Nindam Peak, situé en rive gauche de la Yapola.

Du fait de sa similitude avec les formations analogues de la région de Dras-Kargil, ces terrains ont été décrits antérieurement sous le nom de "Dras". Ces avatars, ainsi que les corrélations avec des formations situées dans d'autres régions du Ladakh, sont exposés aux tableaux de l'annexe n° 8.

Ensuite le terme a pris signification de faciès: le faciès Nindam, ou Dras-Nindam, ou Dras-Nindam Flysch.

Autre acception, qui découlait de l'adoption d'un découpage en unités lithostructurales: Nappe de Nindam.

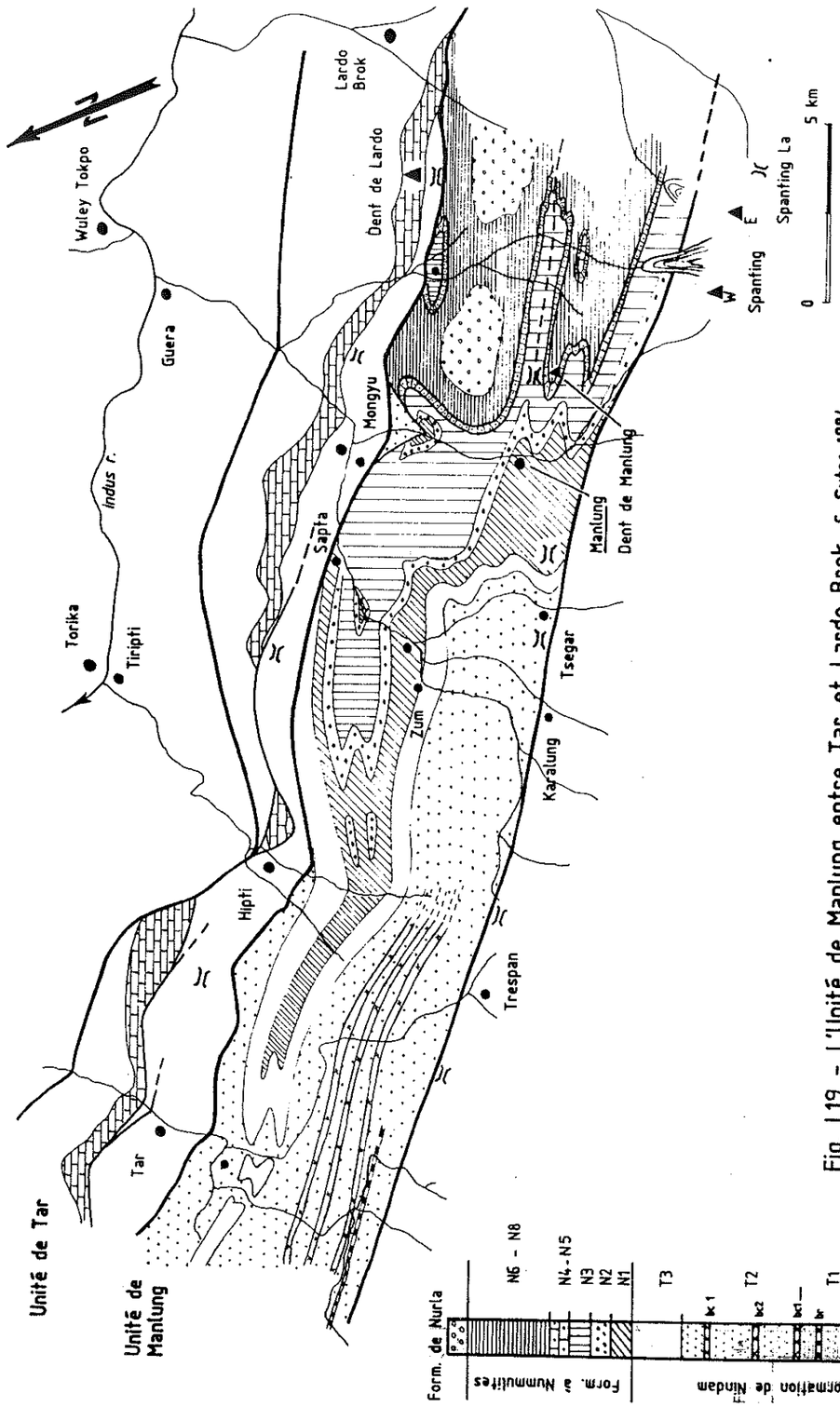


Fig. I.19 - L'Unité de Manlung entre Tar et Lardo Brok. E. Sutre 1984.

(Situation sur la carte figure I.16)

2.2.2.2 Caractéristiques générales

Cette formation représente un cône sous-marin volcano-sédimentaire dont l'édification est liée au volcanisme d'arc qui s'est développé en réponse à la subduction de la croûte océanique néotéthysienne sous la marge asiatique. On y trouve, en plus des produits volcaniques, des clastes de granites (plutons liés à la subduction), des clastes de calcaires de type Kahlsi, de rares débris de roches métamorphisées et des clastes de radiolarites rouges.

Sa couleur générale d'altération est verte foncée, avec des passées rouge-lie de vin correspondant à des hémipélagites ou interturbidites composées de silts argileux calcaires.

2.2.2.3 La Formation de Nindam dans l'Unité de Manlung

Nous allons décrire la colonne lithostratigraphique synthétique de la figure I.20 (carte fig. I.19, coupe fig. I.16) qui correspond à la base de la coupe la plus complète: celle de Tar - Urtsi (cf tome II fig. II.68 et § 1.3.3.2)

Dans cette unité, les corrélations sont uniquement lithologiques:

- Les greywackes fines et pélites calcaires argentées du membre T3 permettent les corrélation intra- et inter-unité.

- Les trois niveaux conglomératiques grossiers du membre T2 permettent les corrélations entre Karalung et la coupe de Tar.

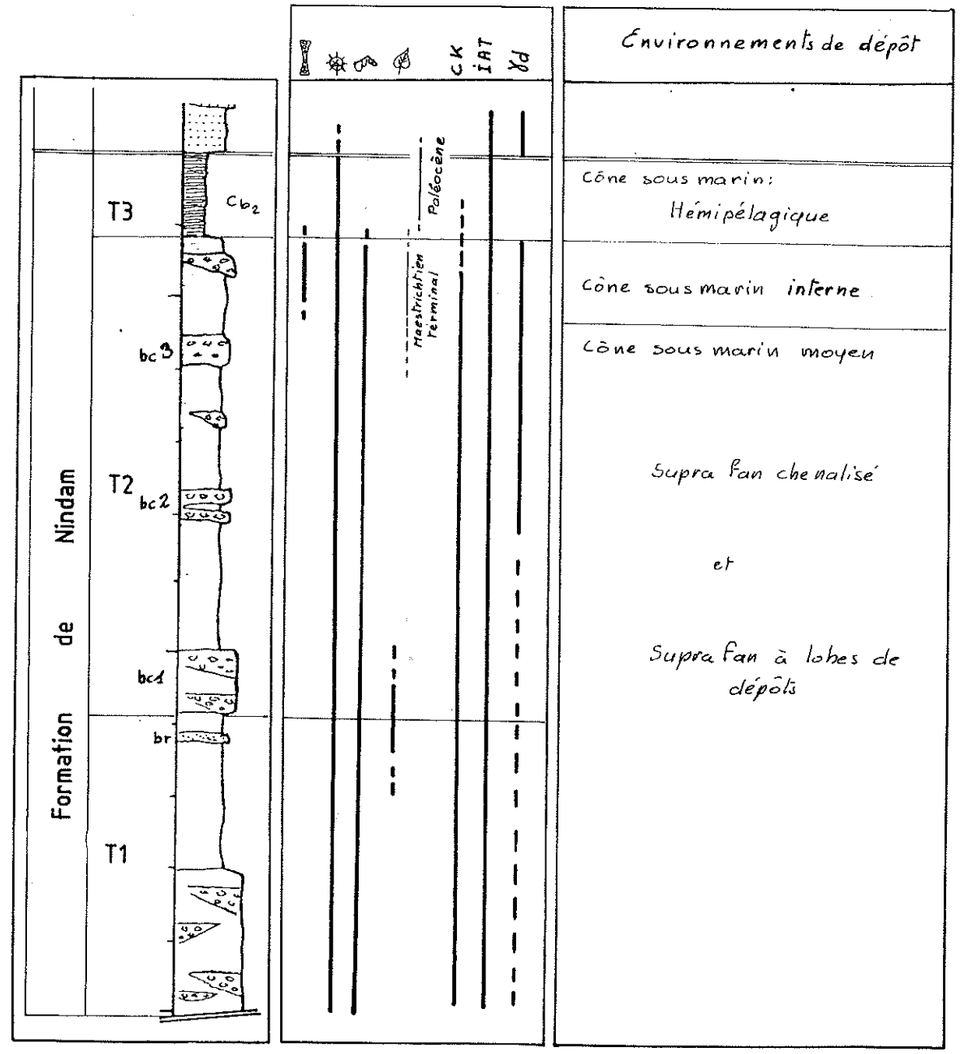
- Un banc métrique de greywackes blanches appartenant à T1 permet les corrélations dans les coupes de la vallée de Tar.

Membre T_1:

- Barre conglomératique de 100 mètres d'épaisseur.
  Cette barre, en relief dans le paysage, est en contact tectonique, au Sud, avec l'Unité du Tar La.
  Elle est formée de greywackes lithiques et de para-conglomérats, notamment de débris flows à granules et galets mous. Ce sont des galets mous de remaniement synsédimentaire, car ils sont poinçonnés par les granules de la matrice. On y rencontre également des granules de calcaires de type Calcaires de Kahlsi.

- 200 mètres de turbidites:
  Formées de silts, de greywackes lithiques grossières dominantes et de rares bancs de conglomérats.

  Les bancs sont formés de rythmes de type Tae, qui s'arrangent en rythmes d'ordre supérieur constitués:
  - d'un rythmes Tae à terme de base grossier, voire conglomératique, d'un mètre d'épaisseur.



	Sables		Orbitoïdes - Maestrichtien élevé.
	Silts calcaires		Radiolaires
	Sables		Globotruncanas
	Rudites		Plantes
CK	Galets de calcaire de la Formation des Calcaires de Kahlsi (Aptien-Albien).		
IAT	Island Arc Tholeiites.	bc	barre conglomératique
γd	Galets de roches granitiques.	br	banc repère blanc

Fig. I.20 - Colonne stratigraphique de la Formation de Nindam dans l'Unité de Manlung (E. Sutre 1984).

- de 5 à 6 rythmes décimétriques de type Tae, de granulométrie plus fine.

Composition:
- Les lithoclastes (sables grossiers, granules et plus rarement galets) sont des laves diverses, des cherts, des quartzites métamorphiques et de nombreux clastes de verre volcanique dévitrifié. Les clastes calcaires sont de type Calcaires de Kahlsi.
- La matrice dans les bases de rythme est formée de sables de même composition et de chlorite plus ou moins calcitisée secondairement. Les grains libres dans la matrice sont des quartz monocristallins "rhyolithiques" et de gros feldspaths euhédriques.
- La matrice dans les hauts de rythmes est formée de silts chloriteux calcaires.

On notera la présence d'un niveau métrique de greywackes à altération blanche, qui pourrait servir de repère stratigraphique.

Membre T_2:

Il débute quelques dizaines de mètres au Nord du banc repère blanc, à la base de la barre conglomératique n° 1.

- Barre conglomératique repère N°1:
La base de cette barre montre des grès grossiers à plantes, suivis par des ortho-conglomérats qui contiennent des galets de lave et de roches plutoniques grenues (granites), ainsi que de nombreux galets de calcaire très recristallisés.
Ces galets calcaires (plats, bien émoussés, L compris entre 5 et 10 cm) montrent des faciès provenant de différents niveaux de la plate forme des Calcaires de Kahlsi. Ce sont: des faciès grainstone à algues (udotéacées) nombreuses et à foraminifères (ataxophragmiidés) ainsi que des wackestone et packstones à bioclastes d'échinodermes, lamellibranches dont des Rudistes.
On notera que ces galets sont très arrondis, ce qui milite en faveur d'un façonnement continental.

- 100 à 200 mètres de turbidites:
Bancs décimétriques à pluridécimétriques de silts et greywackes lithiques en rythmes de type Tae.

- Barre conglomératique repère N°2:
Conglomérats grossiers chenalisés.

-100 à 200 mètres de turbidites:
Bancs décimétriques à pluri-décimétriques de silts et greywackes lithiques en rythme de type Tae.

- Barre conglomératique repère N°3:
Conglomérats grossiers chenalisés à galets de lave et de roches plutoniques grenues. Rares clastes de calcaire.

- 200 à 300 mètres de turbidites.
De bas en haut:
* Des silts noirs à débit en frites.

* Un faciès particulier de grès à galets: bancs métriques de greywackes lithiques (sables médium à grossiers) à galets mous de remaniement syn-sédimentaires contenant, en fin de séquence, de rares graviers ronds isolés (laves et surtout roches grenues granitique). Ce type de sédiment: grès à galets, signe un environnement de type D (cf tome II, § 3.3.2 fig. II.127 à II.129), situé entre le suprafan chenalisé et le suprafan à lobes de dépôt.

Nombreux terriers traversant les couches et se développant horizontalement dans les interbancs, formés soit d'un tube simple, soit de deux tubes accolés.

Le grand intérêt de ces couches est qu'elles sont les seules du groupe à renfermer une faune datable:

Echantillon *258.13 et 450.01 à 03*: greywacke silto-calcaire à quartz, feldspath et échardes de verre volcanique. Faune déterminée par Mme Neumann: Lepidorbitoides socialis, Siderolites calcitrapoides (Lamark), Orbitoides sp. (O. media ?). Le tout donnant un âge Maestrichtien élevé. Ces faunes sont les mêmes que celles de la crête de Tar-Hipti.

- 100 mètres de silts calcaires et de greywackes:

En bancs décimétriques à métriques à la base, ils passent vers le haut à des rythmes métriques, fréquemment slumpés, composés de séquences contenant un terme centimétrique de chert vert pâle très dur, puis un terme centimétrique plus phylliteux.

Certains cherts sont formés d'acicules de verre volcanique dévitrifié (chutes de cendres).

Ont peut observer de nombreux terriers arborescents, de diamètre 3 mm, dans le plan So ainsi que la présence de foraminifères hyalins non identifiables.

Membre T_3:

Il s'agit du niveau repère sommital de la Formation de Nindam. Il est composé de 100 à 200 mètres de greywackes de la taille maximum des sables et de silts calcaires jaune-argenté..

Ce sont des turbidites fines Tae, ou des dépôts hémipélagiques de type Te.

Lithostratigraphie de la formation sur le versant sud du Spanting

Pour la description précise des coupes, on se reportera à la partie 1.2.1 du tome II qui concerne la description des affluents M, O et P de la vallée de Sumda, et notamment à la carte II.21.

Par rapport à la coupe de Tar-Urtsi, on notera la plus grande finesse des Rudites dont les clastes dépassent rarement la taille des granules. On notera également, situés stratigraphiquement sous le membre T3, la présence de bancs de cherts translucides composés d'acicules de verre volcanique: turbidites et/ou chutes de cendres.

Nous sommes donc dans une partie plus externe du cône sous-marin.

La seule datation provient de la limite T2-T3 qui a livré *Globotruncana sp.*, datant le Crétacé supérieur.

Les figures de base de banc donnent des directions générales identiques à celles relevées dans l'Unité de Manlung et , nous le verrons plus loins, identiques à celle des unités du Konskri La.

Les strates sont disposées en position stratigraphique inverse; elles correspondent au flanc sud du plus méridional des grands synclinaux de la rivière Zanskar (cf fig II.45a)

Caractéristiques lithologiques générales

La Formation de Nindam est ici essentiellement composée de turbidites volcano-sédimentaires de couleur verte.

Les termes les plus grossiers sont des rudites orthoconglomératiques à clastes jointifs et matrice greywacheuse mal trié (conglomérats sableux). Les clastes atteignent fréquement la taille des galets. Ce sont:

- des galets arrondis de laves et de roches grenues (diorites et granite);
- des épiclastes volcaniques anguleux, de la taille maximum des gravelles, qui sont majoritaires;
- des galets ou gravelles de calcaires de type Calcaires de Kahlsi. Ces galets ont un façonnement continental;
- de rares clastes de roches métamorphiques reconnaissables à l'extinction onduleuse des grains de quartz sous lumière polarisée.

Certains mass flows sont des paraconglomérats dont la matrice est composée de greywackes de la taille des sables et dont les clastes sont identiques à ceux décrits précédement avec , en plus, des galets mous de remaniement synsédimentaire.

Les greywackes grossières sont composées de gros grains de quartz rhyolithique très anguleux, de fedspaths euhédriques très anguleux, d'épiclastes volcaniques dérivant du volcanisme de l'arc. La matrice est calcaire et chloriteuse. Présence de nombreuses traces de chutes de cendres volcaniques qui se rencontrent sous la forme de demi-bulles de verre dévitrifié.

Des radiolaires sont visibles en lame mince, mais leur extraction n'a pas été possible.

Les faciès fins sont des greywackes volcanodétritiques identiques aux précédentes et, pour les termes hémipélagiques, des argilites rouges ou sombres plus ou moins calcaires.

Les faciès hémipélagiques montrent la présence de chutes de cendres sous la forme d'acicules, et notamment le membre supérieur de la formation formé de pélites calcaires et de greywackes à l'altération jaune argenté.

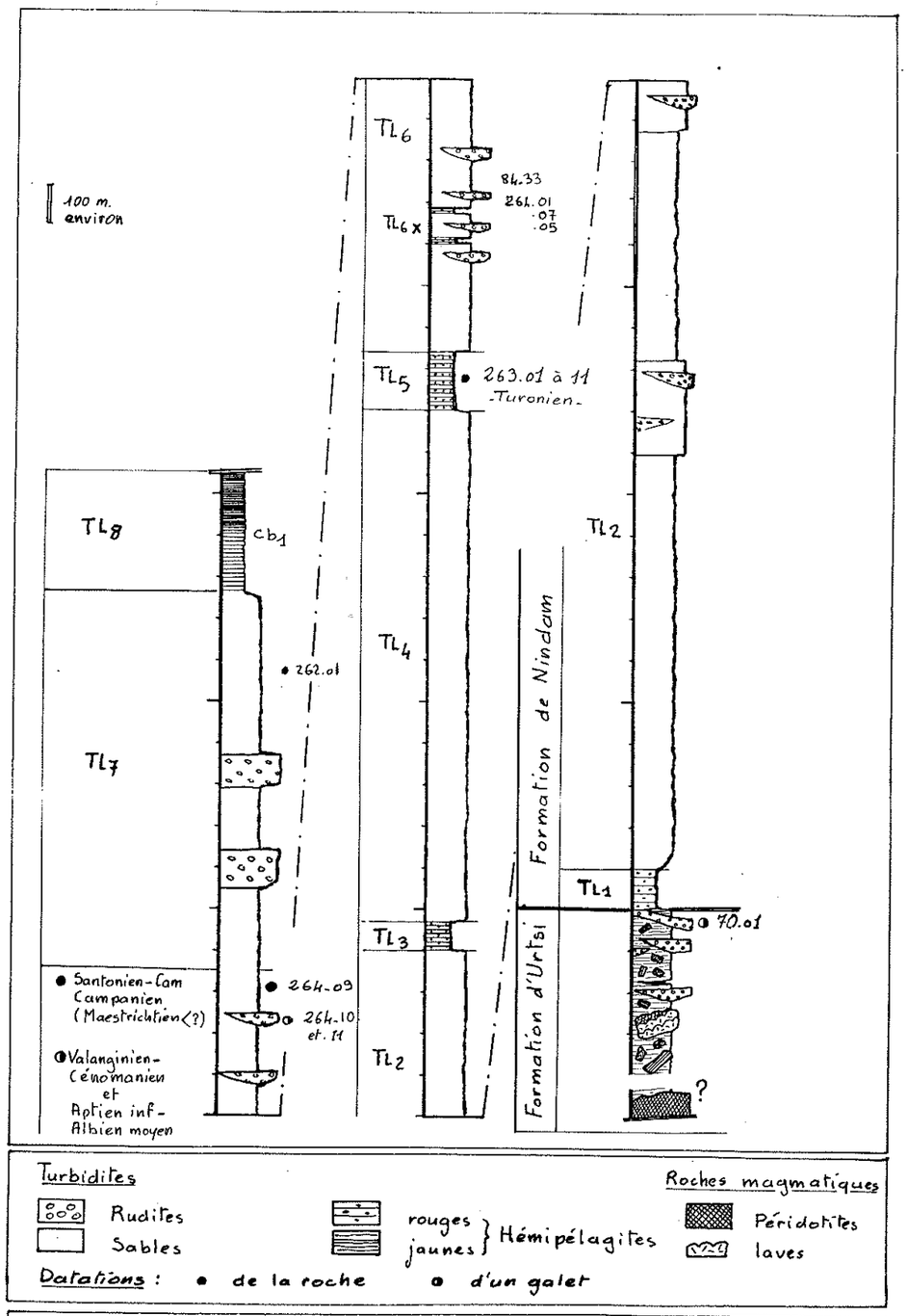


Fig. I.21 - La Formation de Nindam dans la coupe de Tar à Urtsi, Unité du Tar La (E. Sutre 1984).

2.2.2.4 La Formation de Nindam dans la coupe d'Urtsi-Tar La de l'unité du Tar La

Contact avec la Formation à Blocs d'Urtsi (fig. I.17 et I.18)

Du fait de la différence de compétence entre ces deux unités, ce contact est généralement tectonique. Toutefois, dans la vallée Ouest en amont d'Urtsi, j'avais pu observer en 1983 un passage stratigraphique conservé.

Comme il s'agissait d'un point important, il a fait l'objet de vérifications par M. Colchen et I. Reuber en 1985 et par les participants à l'excursion de la Société Géologique de France en 1987. Il en ressort que ce passage est ici de nature stratigraphique.

Membre TL1

Consulter la colonne stratigraphique synthétique figure I.21. La coupe complète et sa description sont dans le tome II, § 1.3.3.2 "Unité du Tar La", fig. II.68.

Le passage entre les sédiments à blocs et la Formation de Nindam se fait par l'intermédiaire de quelques dizaines de mètres de greywackes fines et de silts argilo-calcaires rouge-rosé dans lesquel sont visibles des fantômes de foraminifères.

Généralement, ces sédiments sont affectés de petits plis isoclinaux décimétriques à plan axial sub-vertical, dont les axes plongent soit vers l'Ouest, soit vers l'Est d'une vingtaine de degrés: il n'y a donc pas de composante décrochante générale, mais seulement des accommodements décrochants locaux autour des noyaux compétents de la Formation à Blocs d'Urtsi.

Membre TL2:

Turbidites dont le terme de base (Ta) est le plus souvent formé de greywackes lithiques à matrice calcaire. Parfois celle-ci est composée de chlorite et de quartz, probablement issus de la dévitrification de verre volcanique. La granulométrie de ce terme de base est comprise entre les sables médium et grossier. Plus rarement, dans des dépôts chenalisés, on rencontre des conglomérats sableux dont les clastes sont au maximum de la taille des graviers. La matrice renferme souvent des radiolaires, mais ceux-ci sont inextractibles, car ils sont noyés dans des sables de même granulométrie.

Le terme sommital (Tde ou Te) est composé de silts calcaires chloriteux, ou bien de calcaires silteux montrant des fantômes de foraminifères et de radiolaires.

Membre TL3:

50 à 100 mètres de sédiments fins, rouge lie de vin, qui se suivent bien d'Est en Ouest dans le paysage. On les suit également très bien sur l'image Landsat jusque dans la Yapola (cf fig. I.16).

Ce sont des dépôts de type hémipélagique (interturbidites), dans lequel les détritiques dépassent rarement la taille des silts grossiers. La composition des lits varie entre deux pôles:

* Le pôle des cherts chloriteux, dans lesquels la silice et la chlorite forment un réseau: ils doivent représenter d'anciennes chutes de cendres volcaniques. Les détritiques plus grossiers, de la fraction des silts grossiers, au maximum des sables très fins, ne dépassent qu'exceptionnellement 10% : ce sont des quartz en tablette et en écharde, ainsi que des feldspaths anguleux.

* Le pôle des calcaires silteux micritiques. Ceux-ci sont très recristallisés ou dolomitisés, ce qui explique la rareté en foraminifères identifiables.

Ces sédiments, qui traduisent une pose dans les apports volcano-détritiques à l'échelle d'une partie au moins du deep sea fan, sont donc de bons niveaux repère, tant sur un plan lithologique que stratigraphique.

Membre TL4:

Membre similaire au Membre TL2.

Membre TL5:

Quelques centaines de mètres d'une alternance de sédiments identiques à ceux du Membre TL3 (calcaires et cherts chloriteux rouge lie de vin) et de passées décamétriques de greywackes lithiques vertes. Ces calcaires sont envahis par des fantômes de cristaux de dolomie, et les foraminifères ne sont conservés que dans de petites enclaves plus riches en oxyde de fer.

Les échantillons 263.01 à .11 ont livré des radiolaires et surtout des globotruncanidés (détermination J.P. Bellier): Helvetoglobotruncana helveticae, Marginotruncana sp, Praeglobotruncana sp, Hedbergella sp, association datant le **Turonien.**

Membre TL6:

Formé de turbidites vertes (greywackes lithiques) sur le versant sud, et de turbidites vertes à passées de calcaires silteux lie de vin sur le versant nord (TL6 X).

Sur ce dernier versant, les corps ortho-conglomératiques, débris flows à nombreux galets de calcaires, abondent. Les éléments calcaires sont identiques à ceux de la Formation des Calcaires de Kahlsi.

* On rencontre dans ces clastes:

orbitolines, rudistes, spicules réniformes de spongiaires, algues diverses dont Lithocodium aggregatum, Nauticulines ? Lithuolidés cf Daxia ? ou Mesosata, millioles,ataxophragmiidés, échinodermes, gastéropodes, lamellibranches, foraminifères hyalins benthiques et arénacés agglutinant des spicules de spongiaires. Des Pseudotextulariella Rossy, donneraient un âge **Valanginien-Cénomanien** pour certains de ces galets. Les rbitolines (Praeorbitolines ?) déterminées par J.P. Fourcade donneraient un âge **Aptien inférieur à Albien moyen.**

Tout n'est d'ailleurs pas très clair sur le versant nord, à cause des accidents tectoniques et des nombreux plis (d'ampleur hectométrique et, plus rarement, métrique).

* Description des faunes datant les turbidites:

En éboulis:

* *84.33 col.:* Ammonite en éboulis, provient vraissemblablement de la zone du Tar La. Cette bête a été égarée par les P&T, mais une autre, ramassée elle aussi en éboulis un peu en dessous du Tar La en versant nord par G. Mascle et déterminée par Kennedy et J.P. Thieuloy a livré un âge **Campanien.**

En place:

* *264.01, 07 & 05:* inocérames en éboulis et *264.09:* en place. Faune mal conservée. Déterminés par J. Sornay il appartiendrait au groupe I. siccensis Perv. et I. cycloides Wegn. Ce groupe appartient au **Santonien-Campanien. Bien que des exemplaires de ce groupe puissent atteindre le Maestrichtien inférieur, la grande masse des formes appartiennent au Santonien-Campanien inférieur.**

* *264.02, 15, 16 & 17:* calcaires silteux volcano-détritiques à Globotruncana sp datant le **Crétacé supérieur.**

Membre TL7:

Il est affecté de plis d'échelle pluri-hectométrique, ainsi que de plis métriques dans les sédiments silto-calcaires fins. On peut toutefois subodorer une sorte de succession stratigraphique, le bas étant au Sud, et le haut vers le Nord.

Il est formée de gros bancs métriques de para- et plus rarement d'orthoconglomérats à galets de laves, de roches plutoniques grenues et de calcaires à rudistes, qui forment des reliefs sur les crêtes.

Les parties en creux sont des greywackes lithiques et des silts calcaires, en rythmes turbiditiques (Tae ou Tade) décimétriques. On note la présence de nombreuses figures de base de bancs, dont des flute casts donnant de sens et direction identiques à ceux de l'Unité de Manlung. Ces niveaux sont affectées de plis métriques.

L'échantillon *262.00*, pris en éboulis, doit provenir de ce membre, c'est un galet calcaire provenant d'un corps conglomératique, il contient des lituolidés, des orbitolines et Cuneolina ou

Pseudotextulariella Rossy, ce qui donnerait à ce galet un âge compris entre le **Valanginien et le Cénomanien.**

L'échantillon de la matrice *262.01*, en place, est un calcaire silteux (3% de quartz en échardes de la fraction sable très fin à silt grossier), renfermant des radiolaires et des globotruncana donnant un âge **Cénomanien-Maestrichtien.**

Membre TL8:

Sa base correspond au membre repère T3 de l'Unité de Manlung (noté Cb1) sur les coupes situées plus à l'Est: ce sont des silts calcaires jaune argenté. Dans la coupe de Sapta -Karalung (cf tome II, § 1.3.2.8) ont été trouvés des Globotruncana datant le **Cénomanien-Maestrichtien.**

Ils sont affectés par des plis de toutes tailles, et par une schistosité de fracture très pénétrative accompagnée de phénomènes de pression-dissolution dans les niveaux calcaires: ceci explique le très mauvais état de conservation des foraminifères qu'ils contiennent.

Son sommet est constitué de greywacke lithiques plus grossières.

2.2.2.5 La Formation de Nindam dans la Yapola Chu, Unité du Tar La

Description de la coupe (fig. I.22)

La Formation à Blocs d'Urtsi n'affleure pas dans cette coupe (cf carte et coupe fig. II.83 et II.84), où la Formation de Nindam est en contact tectonique avec la Bande Sud des Mélanges colorés composée ici d'écailles de péridotites, d'écailles d'une formation à blocs probablement de Marge Indienne et des conglomérats de la Formation de Skyu-Chiling.

Dans le lit de l'affluent de Lamayuru, la Formation de Nindam est en contact tectonique avec les sédiments de faciès triassico-liasiques à microfilaments appartenant à la Formation de Lamayuru (marge indienne).

Les corrélations avec la coupe du Tar La sont exposées à la coupe I.22. Elles ont été faites grâce aux couches rouges qui constituent de bon repères lithologiques à l'échelle de cette unité. Elles se suivent sur les deux flancs de la montagne qui sépare les coupes de la Yapola et du Tar La.

De bas en haut stratigraphiquement on rencontre:

Membre A

Turbidites en rythmes décimétriques, plus rarement métriques. Les séquences de base vont des silts grossiers aux greywackes lithiques grossières. Les séquences sommitales sont des silts chloriteux ou des calcaires finement micritiques.

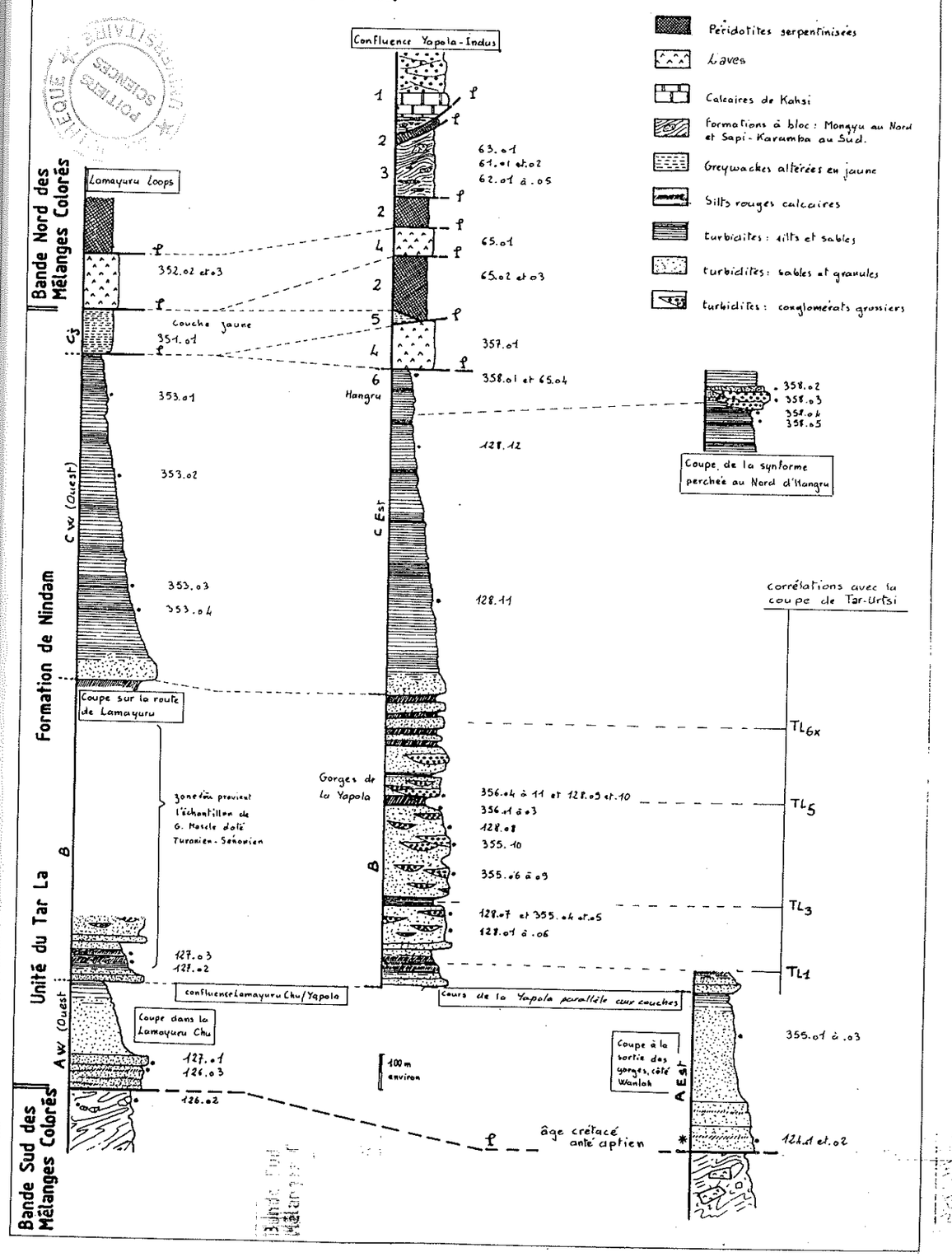
Les échantillons 124.01 & 02, pris à quelques dizaines de mètres au Nord du contact tectonique, sont des silts verts à foraminifères dont la détermination est délicate. Ils donneraient, selon J.P. Bellier, un âge **anté-aptien.**

Le sommet de l'unité montre des passées décamétriques de sédiments rubanés. Les alternances de couleur rose sont des calcaires silteux fins renfermant des fantômes de foraminifères, probablement des globotruncanas donnant un âge cénomanien-maestrichtien **(crétacé supérieur)**. Les alternances de couleur beige sont formées de silts grossiers à abondante matrice calcaire. Le tout forme des rythmes turbiditiques Tae, Tade et Tde.

Membre B:

A la base de ce membre, après une dizaine de mètres de grès grossiers, suit une alternance de silts rouge lie-de-vin qui semblent se corréler avec le Membre TL1 de la coupe d'Urtsi.

Fig. I.22 - La Formation de Nindam dans la coupe de la Yapola Chu.
(E. Sutre 1983 -84 -85)



Ensuite leur succèdent des sédiments verts très grossiers, et notamment des para- et parfois orthoconglomérats chenalisés dont les éléments atteignent la taille des galets. On notera l'abondance des galets de calcaire de type Kahlsi qui sont des packstones à bioclastes de rudistes, Cuneolina ou Textulariella, Globospirella.

Les échantillons (71 502) récoltés par G. Mascle en 1980 sur la route au dessus de la Yapola, et dans lesquels J. Sigal a déterminé des globotruncanides donnant un âge **Turonien-Sénonien probablement inférieur**, doivent appartenir au milieu de ce membre et peuvent correspondre au membres TL3 ou TL5 de la coupe du Tar La.

Vers le sommet, la granulométrie des sédiments décroit et le contenu en calcaires silteux rouges s'accroit. Ces couches, affectées par des plis hectométriques, se suivent bien jusqu'au Tar La, où elles correspondent aux couches TL6X.

Ce membre, qui correspond aux membres TL1 à TL6 de la coupe du Tar La, est contient, à la différence de ceux-ci des conglomérats à la fois plus grossiers et plus nombreux.

Membre C

Il s'agit des terrains antérieurement attribué à la Formation de Lamayuru par J.P. Bassoullet et al. (1980).

Il est formé de turbidites ne dépassant pas les sables grossiers dont la composition de la moitié supérieure est identique à celle du Membre TL8 du Tar La. Des passées conglomératiques grossières le terminent.

Les silts calcaires situés en dessous de ces conglomérats contiennent des fantômes de foraminifères, parmi lesquels on rencontre Globotruncana sp (échantillon 353.01), du **Crétacé supérieur**.

Description pétrographique et sédimentologique

La Formation de Nindam est ici constituée d'une pile sédimentaire inverse. Elle est composée, de manière quasi-exclusive, de matériel volcanique remanié dans des turbidites, ainsi que de sédiments "hémipélagiques" inter-turbiditiques.

Décrire les faciès fins et grossiers n'a de sens que si l'on se rappelle qu'ils sont associés dans des rythmes: les séquences grossières de base étant formées de sédiments "allochtones", et les séquences sommitales représentant généralement le "fond sédimentaire" propre aux environnements marins distaux (remaniement, dépôt de calcaires de type hémipélagique ...).

Description des différentes séquences:

** Les séquences de base à conglomérats grossiers.*

Ce sont des para-, plus rarement des orthoconglomérats chenalisés, qui apparaissent en "essaims" dans certaines parties de la série. Les éléments ne dépassent pas 10 cm de diamètre. Ce sont:

- Des calcaires de faciès analogues à ceux de la Formation des calcaires de Kahlsi.
  Ces clastes sont très recristallisés, mais on y reconnait: des rudistes, des orbitolines, des polypiers, des gastéropodes ainsi que des algues diverses. Tous les faciés de cette plate-forme qui s'appuie sur la marge Nord sont présents: wackestones, packstones et boundstones. On notera la présence de grainstones à oolites, faciès pour l'instant inconnu dans les calcaires de Kahlsi, mais que nous avons rencontrés dans la Formation de Mongyu (coupe rive gauche Zum-Sapta).

- Des radiolarites sous la forme de cherts argileux rouges. Rares, on ne les rencontre qu'à l'état de petites plaquettes.

- Des roches grenues, galets de granodiorites provenant des plutons du batholite.

- Des laves à phéno- ou microphéno-cristaux de plagioclases et matrice microlithique à baguettes de plagioclases.

- Des lithoclastes de même nature que les faciès fins propres à la formation.

- Des turbidites de remaniement synsédimentaire (galets mous).

- Des quartzites semblant métamorphisées.

La matrice sera décrite dans le paragraphe suivant qui traite des sédiments plus fins.
Ces conglomérats sont des séquences de base Ta de turbidites, grains flows, mass flows et débris flows.

** Les séquences de base dont la granulométrie est comprise entre les sables fins et les rudites ne dépassant pas les granules.*

Ces sédiments sont les plus fréquents. Ils renferment:

- Des grains de calcaire type calcaire de Kahlsi.

- Des fragments de lave microlithiques qui vont de la taille des sables à celle des granules. Essentiellement à microphénocristaux de plagioclase, ce sont d'anciennes tuffites de pyroclastes, ou d'anciens tuffs, remaniés peu après leur dépôt, ou bien des épiclastites volcaniques.

- Des clastes de roches foliées, exclusivement des quartzites métamorphiques.

- Des fragments de roches grenues: roches plutoniques acides du batholite.

- Des grains de quartz "rhyolithiques" de la taille des sables grossiers, avec golfes de corrosion, ou bien en forme de coin.
  Ces grains sont très anguleux et tous de la même taille: ce calibrage n'est sûrement pas dû à des processus sédimentaires, mais plutôt à des processus de croissance magmatique.

- Des grains de feldspath monocristallins, euhédriques, très anguleux, de la taille des sables grossiers, très altérés.

- Des plages de chlorite, ayant souvent gardé une texture bulleuse: il s'agit d'anciens verres volcaniques dévitrifiés.

- La fraction fine est composée de ces mêmes matériaux, avec toutefois une matrice assez importante de calcite et de chlorite. Pour cette dernière, il doit encore s'agir de verre dévitrifié, provenant de cendres volcaniques remaniées ou directement tombées dans la mer.

Les lithoclastes de roches métamorphique peuvent être des xénolithes remontés par les éruptions volcaniques, nous en avons déjà vus dans les dykes de la Formation de Mongyu, ou des éléments détritiques provenant de l'érosion de roches métamorphiques de la marge nord, nous savons que les plutons du batholite intrudent de telles roches (Honegger et Raz, à paraître).

Outre la faune contenue dans les clastes de calcaire de type Kahlsi, on trouve dans la matrice des radiolaires qui sont malheureusement rebelles à l'extraction.

Ces séquences de base, Ta, b ou c, appartiennent à des turbidites en rythmes plus ou moins complets: Tabcde rares, Tacde ou Tace plus fréquents, Tade ou Tde très fréquents dans les passées à sédiments fins. On peut les interpréter comme caractérisant des lobes de dépôt distaux, ou comme des turbidites de débordement de chenal.

** Les séquences sommitales de calcaires silteux fins.*

- La fraction silteuse est formée de quartz, chlorite bien cristallisée et de chlorite diffuse se présentant sous la forme de fines acicules de verre volcanique dévitrifiés en chlorite et quartz: il s'agit de sédiments qui témoignent d'explosions volcaniques ayant provoqué des nuages de cendres. Ces cendres ont, soit été remaniées rapidement (pas de mélanges avec d'autres types de sédiments), soit sont tombées directement dans la mer.

- Le fond calcaire est formé de calcite micritique fine.

Ces niveaux représentent un mélange entre ce que l'on pourrait appeler une sédimentation hémipélagique (calcaire, argiles), et un bruit de

fond détritique provenant à la fois de lobes de dépôts éloignés, du remaniement par les courants (ripples), de la bioturbation et des chutes de cendres volcaniques.

Il s'agit de séquences sommitales Te ou Tde dans des turbidites de toutes natures. Dans les passées formées de turbidites lie de vin, ces calcaires sont associés à des séquences centimétriques Ta de silts grossiers à fins.

** Les bandes jaunes qui recoupent les couches:*

Elles sont dues à des altérations d'origine hydrothermale probable. Ces altérations ont emprunté un réseau de fissures subverticales qui semble dû à une compression subméridienne.

2.2.2.6 Formation de Nindam dans les unités du Konskri La

La Formation de Nindam y est représentée par des faciès turbiditiques qui ne dépassent guère la taille des sables grossiers. Les bancs métriques de cherts composés de bulles ou d'acicules de verre volcanique sont fréquents (fig. II.24 à II.30).

Les foraminifères pélagiques et les radiolaires sont relativement fréquents, mais sont inextractibles ou non identifiables.

Les figures de base de bancs (fig. II.25) y montrent des directions et des sens de courants de turbidité identiques à ceux des unités de Manlung et du Tar La.

Au Konskri La, une bouffée détritique grossière à galets de calcaires à orbitolines affleure en paroi.

2.2.2.7 Age de la Formation de Nindam

Le raisonnement se base sur le tableau récapitulatif de la page suivante.

Age de la base

La base de la Formation de Nindam, définie comme l'apparition des turbidites vertes massives volcano-sédimentaires, est diachrone:
- cénomanienne dans la coupe d'Urtsi;
- anté-aptienne dans la coupe de la Yapola.

Age du Membre TL1

Il est vraisemblablement Cénomanien.

Age du Membre TL5

Les silts calcaires rouges qui le compose sont d'âge Turonien.

Age du Membre TL6

En face Nord du Tar La, le Membre TL6 est d'âge Santonien-Campanien, montant éventuellement dans la base du Maestrichtien.

Dans cette zone a été trouvée une ammonite d'âge Campanien.

Age du Membre TL7

Du fait de l'âge Campanien d'un niveau de TL6, ces membres sont d'âge post-Santonien.

Age du Membre T2 (Unité de Manlung)

Dans la coupe de Tar il n'y a que deux localités datées, toutes deux ont livré une faune d'Orbitoïdes, située au sommet du membre T2, qui date le **Maestrichtien terminal**. *Confere* coupe de Tar - Trespan (cf coupe II.69 et description § 1.3.3.1 du tome II) et coupe de Tar -Urtsi (cf coupe II.68 et description § 1.3.3.2 du tome II).

Age du sommet de T2, base de T3 versant Sumda Chen

Globotruncana sp. datant le **Crétacé supérieur** a été trouvé vers la limite T2/T3 sur la crête rive droite de la coupe de la rivière "P", au Sud du Spanting La (cf coupe fig. II.23, § 1.2.1.2).

Age de T3 (U. de Manlung), et de TL8 et du sommet de C (Unité du Tar La)

Ces membres sont lithologiquement corrélés.

Le premier banc daté (cf infra) de la "Formation à Nummulites" étant Cuisien basal, et le sommet de T2 étant Maestrichtien terminal, l'âge de T3 se situe dans l'intervalle Maestrichtien terminal ⇔ Cuisien basal.

Mais, en nous basant sur l'analyse séquentielle (cf chapitre 3), nous pourrons proposer les hypothèse suivantes: **le Membre T3 pourrait débuter à la limite méso-cénozoïque et monter jusque dans la base du Paléocène supérieur.**

Ceci en ferait un équivalent latéral de la mésoséquence B de la Formation Verte de Tar, à laquelle T. Van Haver assigne un âge paléocène.

Age des clastes

Les clastes, de type calcaires de Kahlsi, ont des fourchettes d'âge compatible avec l'âge de la Formation de Calcaires de Kahlsi, et compatibles avec les datations de la Formation de Nindam.

RAPPEL DES DATATION DE LA FORMATION A BLOCS D'URTSI.

Urtsi B-C - Les premiers débris flows volcano-sédimentaires du Membre B sont dans le Cénomanien.

UNITE DU TAR LA, COUPE D'URTSI AU TAR LA

TL5 (mat) - Matrice du Membre TL5, Association de Globotruncana datant le Turonien.

TL6 (cla) - Claste de calcaire type Kahlsi, Orbitolines datant l'Aptien-Albien moyen.
- Claste de calcaire type Kahlsi, Faunes du Valanginien-Cénomanien.

TL6 A (mat) - Ammonite en éboulis provenant très probablement de TL6; âge Campanien.

TL6 I (mat) - Inocérames en place dans TL6, Age Santonien-Campanien inférieur, peut éventuellement monter jusqu'au début du Maestrichtien.

TL6 G (mat) - Globotruncana dans silts rouges calcaires de TL6, Crétacé supérieur.

TL7 (cla) - Claste de calcaires type Kahlsi d'âge Valanginien-Albien.

TL8 G (mat) - Globotruncana dans silts calcaires jaunes de TL8, Crétacé supérieur.

UNITE DU TAR LA, COUPE DE LA YAPOLA

base A (mat)- Foraminifères datant l'anté-Aptien (en-dessous de TL1).

Som A (mat) - Globotruncanas dans la sommet de A (grosso modo TL1 à Urtsi).

Mi-B (mat) - Globotruncanas datant du Turonien-Santonien la partie médiane de B.

Som-C (mat) - Globotruncanas du Crétacé supérieur au sommet de C (équivalent TL8)

UNITE DE MANLUNG, COUPE DE TAR-TAR LA

T2 G (mat) - Moitié supérieure de T2 dans la coupe de la rivière "P" affluent de Sumda Chen, Globotruncana donnant le Crétacé supérieur.

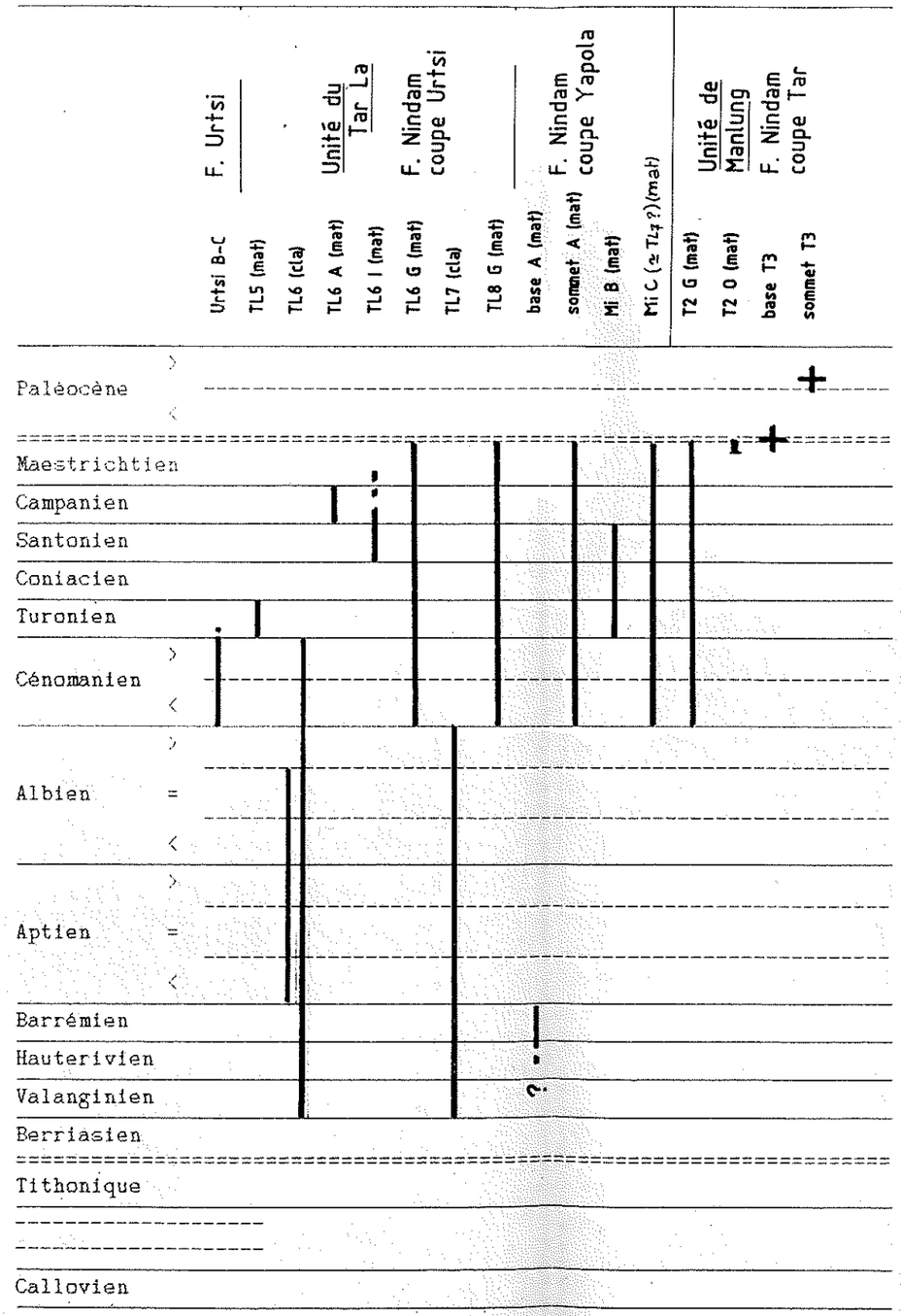
T2 O (mat) - Sommet de T2 dans la coupe de Tar, Orbitoïdes fin du Maestrichtien.

AGES PROPOSES D'APRES L'ANALYSE SEQUENTIELLE (cf chap 3)

Base T3 - Limite Méso-Cénozoïque.

Sommet T3 - Début du Paléocène inférieur

Abréviations utilisées; Mat. = matrice Cla. = clastes



Datations dans la Formation de Nindam.

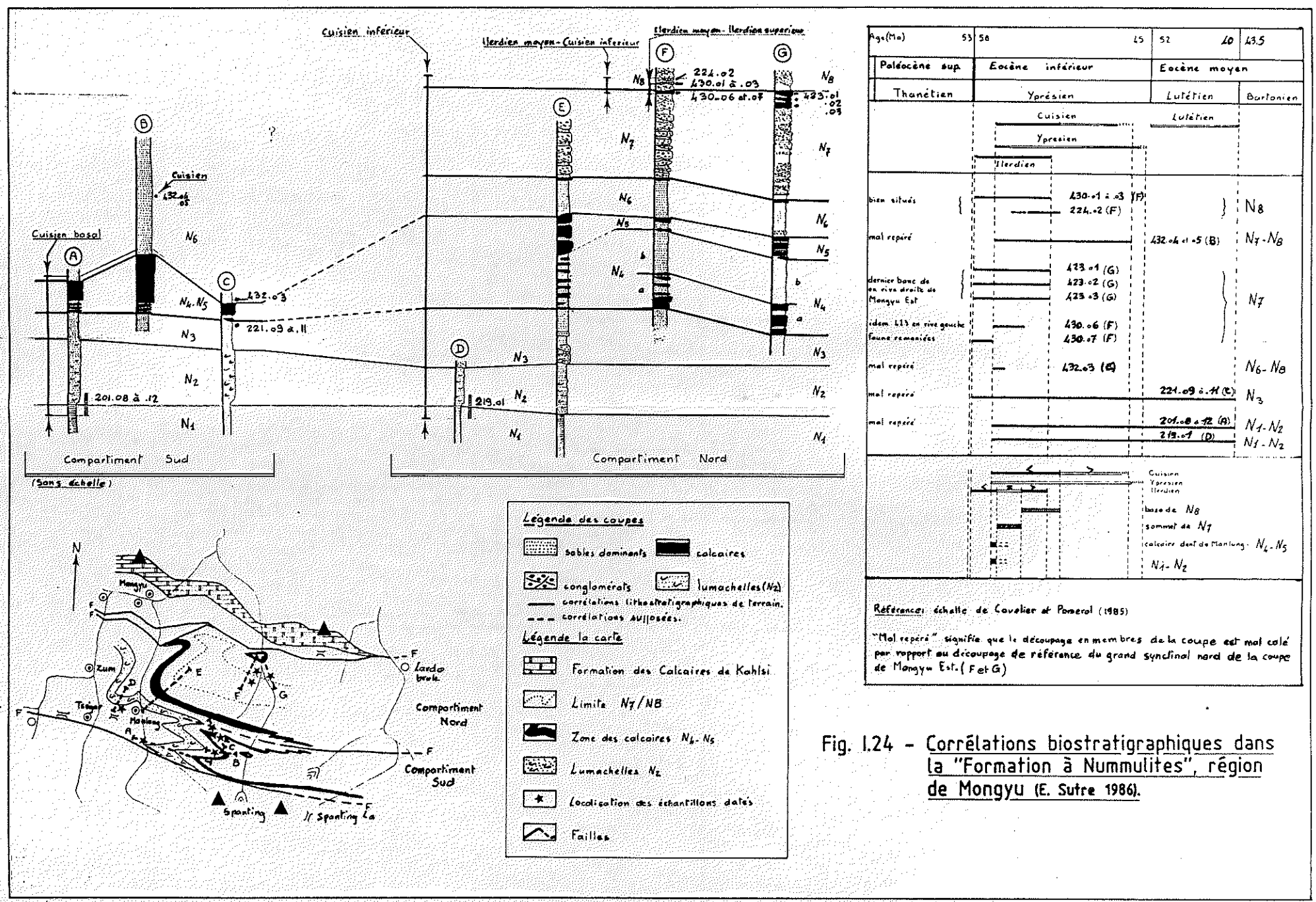


Fig. I.24 - Corrélations biostratigraphiques dans la "Formation à Nummulites", région de Mongyu (E. Sutre 1986).

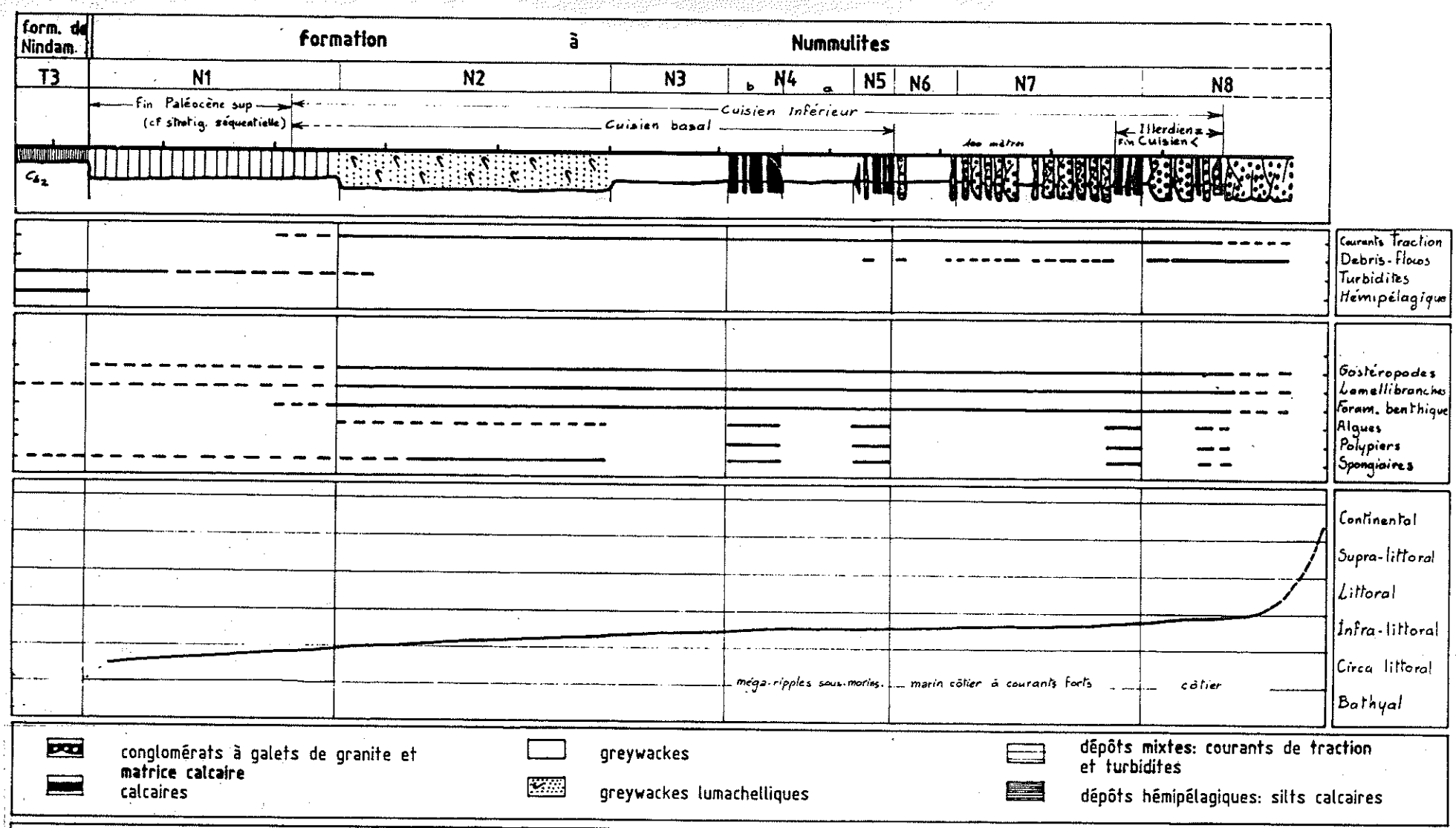


Fig. I.23 - Colonne stratigraphique synthétique de la "Formation à Nummulites" (Unité de Manlung). E. Sutre 1984.

2.2.3 - "FORMATION à NUMMULITES" (Lydekker 1880)

Le nom de "Série à Nummulites" n'est pas satisfaisant car, comme nous le verrons, la présence ou l'absence de Nummulites ne permet pas de définir une limite inférieure pour la formation. La seule limite pratique est de type lithologique: il s'agit du sommet du membre T3 de la Formation de Nindam.

Cette option entraine une conséquence: les premiers niveaux de la Formation à Nummulites ainsi définie ont toutes les chances d'être Paléocène. Hors il n'y a pas de Nummulites dans le Paléocène, donc le qualificatif est inaproprié.

De plus, la définition de l'unité se basant sur des critères lithologiques, le terme "série", qui désigne une unité chronostratigraphique devient incorrect: il faut lui substituer celui de "formation".

N'ayant pas de localité type à proposer, je garderait le qualificatif "Nummulites", mais l'entourerait de guillemets.

Historique

Les formations à nummulites ont été signalées pour la première fois par Lydekker en 1880.

Sterne (1979) la signale dans sa coupe de la rivière Zanskar entre Sumda Do et Choksti.

Van Haver (1984) a fait une étude détaillée de la formation sans pouvoir placer la limite inférieure avec précision, faute de coupes adéquates dans la région qu'il a étudiée.

Dans la région de Mongyu j'ai pu en lever la coupe détaillée, en m'appuyant sur une limite inférieure nettement marquée d'un point de vue lithologique (fig. I.19 et I.23).

Coupes de référence

Van Haver a décrit trois coupes de référence: dans les gorges de Zanskar, à Chogdo et au Mathoo Kangri.

Pour ma part, je pense que la zone qui s'étend dans les vallées supérieures de Mongyu peut servir de référence (cf tome II § 1.3.2).

En effet, d'Est en Ouest, soit *grosso modo* sur une même verticale eût égard à la conformation structurale, ont peut étudier la formation depuis sa base jusqu'à son sommet, et, du Nord vers le Sud, on peut observer le passage des faciès littoraux proximaux à des faciès plus distaux.

Caractères généraux

Il s'agit d'une formation marine circa- à infra-littorale débutant au sommet du membre T3 de la Formation de Nindam (pélites calcaires jaune argenté).

A sa base elle est composée de shales plus ou moins calcaires et greywackeux, dans laquelle les passées conglomératiques et greywackeuses augmentent en fréquence vers le haut.

Ensuite, elle est composée en majorité de greywackes et rudites fines à très grossières, entrecoupées de bancs calcaires plus ou moins le,ticulaires. Le détritisme est composé en majorité d'épiclastes volcaniques et pour une moindre part de galets de granites, ces derniers étant plus nombreux au sommet.

Les greywackes sont identiques en composition à celles de la Formation de Nindam: gros quartz rhyolithiques et feldspath euhédriques très anguleux, épiclastes volcaniques et spicules de verre volcanique provenant de chutes de cendres.

Depuis la base du second tiers inférieur jusqu'au sommet de la formation, des passées calcaires, lenticulaires à toutes les échelles, renferment des Nummulites, des Alvéolines, des algues et des coraux.

Extension géographique

La Formation à Nummulites affleure depuis Hipti, à l'Ouest, jusqu'à Nimaling à l'Est (carte I.8).

Elle n'affleure pas dans l'Unité de Tar (lacune d'érosion ou/et de dépôts), où la Formation Verte de Tar passe directement à la Formation de Nurla (T. Van Haver 1984).

Elle est présente dans l'unité de Manlung depuis la vallée d'Hipti, et se poursuit vers l'Est au-delà de la Zanskar.

2.2.3.1 Description (fig. I.23)

La "Formation à Nummulites" débute au sommet du membre T3 de la Formation de Nindam.

Membre N1

Il est le siège d'importantes variations latérales de faciès que nous allons décrire les deux pôles:

- les marnes noires à minces lits plus calcaires ou plus siliceux, notamment dans la vallée de Manlung;

- les bancs de greywackes grossières dans la coupe du col Manlung / Tsegar.

Ls premières faunes éocènes apparaissent à son sommet: ce sont les orbitolitès et asterodiscus d'âge Yprésien-Lutétien du col Manlung / Tsegar (cf tome II, § 1.3.2.5 coupe II.57)

Membre N2

IL est constitué d'épandages de greywackes (sables grossiers et granules), ainsi que de niveaux de greywackes calcaires lumachelliques:

Les orbitolitès et asterodiscus se rencontrent aussi bien dans des grès et calcaires silteux fins (vallée de Manlung), que dans des greywackes grossières (col Manlung / Tsegar).

Membre N3

Le milieu est toujours marin, mais les sédiments sont des greywackes vertes (sables grossiers) en bancs lenticulaires, ou des greywackes et arénites fines rouges à orbitolites et asterodiscus.

Membres N4 et N5

Ces membres renferment la plus grande épaisseur de niveaux calcaires de la formation. (cf coupes II.49, II.50 et II.55 du tome II).

- Les détritiques sont des greywackes vertes ou rouges grossières en épandage, sans litage interne marqué (sables trop grossiers pour donner des ripples).

  On peut placer dans ces faciès les sables littoraux à Nummulites du Spanting La (versant sud du Spanting La fig. II.23) décrits par Van Haver (1984).

- Les calcaires se présentent sous plusieurs formes:

  - Bancs métriques de calcaires bréchiques à lithoclastes de calcaires type packstone et, fréquemment, de laves. Ces calcaires renferment, tant dans les clastes que dans la matrice, des Nummulites et Alvéolines.

  - Lentilles décamétriques de calcaires de type packstone à algues, bryozoaires et polypiers, ce sont des faciès de mégaripples ou de dunes sous-marins.

Certaines parties de bancs calcaires, telle la lentille notée "A" sur la figure II.23, ou même la Dent De Manlung (fig. II.55), pourraient être des récifs construits à polypiers.

On observe une nette différenciation dans les dépôts détritiques:
- Les dépôts littoraux proximaux grossiers sont au Nord.
- Les dépôts littoraux distaux plus fins sont au Sud.

La côte devait donc se trouver au Nord.

Membre N6 et N7

Ils présentent des alternances de niveaux greywackeux (sables grossiers) et de conglomérats grossiers.

Au sommet, on observe la réapparition de quelques bancs de calcaires plus ou moins greywackeux et de calcaires bréchiques à nummulites et alvéolines, interstratifiés dans des greywackes grossières.

Membre N8

A partir de la base de N8, les dépôts sont uniquement conglomératiques. Toutefois la première centaine de mètres (au moins) de N8 est toujours marine, puisque la matrice de certains orthoconglomérats très grossiers est un wackstone à nummulites.

Ce type de sédimentation rend très difficile l'observation du passage au milieu continental qui marquerait la base de la Formation de Nurla: il ne m'a pas été possible de le mettre en évidence sur le terrain.

2.2.3.2 Age de la "Formation à Nummulites"

A - Préambule

Objectif

Dans la zone étudiée (fig. I.24) il existe deux compartiments tectoniques: le compartiment nord et le compartiment sud, dans lesquels ont été faites des datations biostratigraphiques.
Mais en réalité, l'accident qui les sépare franchement à l'Est ne les décale plus beaucoup au niveau du col nord de la Dent de Manlung, et s'amortit même tout à fait dans la vallée de Manlung.

Dans un premier temps nous calculerons séparément les âges des membres N3 à N8 dans chacun des deux compartiments.
Puis nous recalculerons ces âges à la lumière des datations des membres N1 / N2 situés dans la vallée de Manlung et au col Manlung / Tsegar, puisque dans cette localité les deux compartiments fusionnent en un seul.

Nous combinerons donc deux types de corrélations: biostratigraphiques et lithostratigraphique.

Malgré un diachronisme toujours possible des limites lithologiques, nous admettrons que sur une aussi courte distance, et pour le type de sédimentation de N1 et N2, les corrélations lithologiques ont valeur de corrélation chronologique.

Les datation donnent un intervalle d'erreur sur l'âge du sédiment, nous allons les combiner en prenant toujours la marge d'erreur maximum.

Exemples

- Ilerdien moyen ⇔ Cuisien inférieur:
on note (fig. I.24) que le Cuisien inférieur commence avant l'Ilerdien moyen et se termine après. Danc ce cas il s'agit donc de l'intervalle commençant à l'Ilerdien Moyen et se terminant à la fin du Cuisien inférieur.

- Cuisien ⇔ Lutétien: intervalle compris entre le Cuisien et le Lutétien inclus

Auteurs des déterminations

Les foraminifères ont été déterminés par A. Blondeau. Pour plus de précision sur les échelles biostratigraphiques auxquelles il se réfère on consultera A. Blondeau et al. 1986.
L'échelle bio- et chronostratigraphique choisie comme base de comparaison est celle de Cavelier et Pomerol 1985 §(cf tome II annexe 4). On en consultera l'extrait qui nous intéresse figure I.24.

Le tri des faunes en lame mince et la détermination des algues sont de J.P. Bassoullet.

Découpage biostratigraphique employé

Ilerdien, Yprésien, Lutétien, Cuisien se réfèrent à la colonne 6 de l'échelle de Cavelier et Pomerol.

L'Ilerdien a été subdivisé en trois trois parties: inférieure (zone P5), moyenne (zone P6) et supérieur (base de P7 à sommet de la zone à N. involutus), le Cuisien et l'Yprésien ont été subdivisés en deux parties (inférieur et supérieur). Ces divisions sont implicitement utilisées par A. Blondeau dans ses datations.

Dans sa datation de l'échantillon 224.02, A. Blondeau considère implicitement que la limite Cuisien sup. / Cuisien inf. se situe après la fin de l'Ilerdien (limite P7 / P8 ?).

On conviendra que le Cuisien basal correspond à l'intervalle qui sépare le début du Cuisien de la fin de l'Ilerdien moyen, ceci découlant de la subdivision choisie pour l'Ilerdien.

Pour la description des faunes: se reporter aux coupes du tome II fig. II.49, II.50, II.55 et II.57.

B - Biostratigraphie du compartiment tectonique nord

Age de la base de la limite N7 / N8 dans la coupe de référence

Colonnes stratigraphiques F et G de la figure I.24.

Age de la base du membre N8

Dans les premiers 50 mètres de N8 il existe des conglomérats à galets et blocs de granite dont la matrice est un mudstone calcaire à Foraminifères (224.02 et 430.01 à .03): ce sont ces niveaux, représentant la base de N8, qui sont datés.

- Age du banc au niveau de 224.02 (le plus haut dans N8 coupe F):
  Ilerdien sup ⇔ Cuisien inf

- Age du banc 430.01 à .03 (le plus près de la base de N8 coupe F): Ilerdien.
  Mais sa limite inférieure ne pouvant être plus âgée que la limite inférieure du plus haut échantillon daté de N7 (cf infra), son âge révisé est donc
  Ilerdien moyen ⇔ Ilerdien supérieur.

Age du sommet du membre N7

Le sommet de N7 est situé au sommet du dernier banc de calcaire précédant les conglomérats grossiers N8 des coupes F et G.

Age de ce banc dans la coupe F:

430.06 : Ilerdien moyen.
430.07 : remanie des faunes Ilerdien inf.

Nous prendrons comme âge au niveau de 430.06 l'Ilerdien moyen.

Résultats pour la coupe F

- La limite N7/N8, située entre les échantillons 430.06 et 430.01, est donc Ilerdien moyen ⇔ Ilerdien supérieur.

- Les terrains situés entre 430. 06 et 224.02 sont Ilerdien moyen et le Cuisien inférieur.

Résultats pour la coupe G

Les associations de faunes pour la coupe G (échantillons 423.1 à .3) sont moins précis et ne donnent qu'un âge Ilerdien.
En toute rigueur le sommet de N7 dans la coupe G est Ilerdien, puisqu'il y a une lacune d'observation entre les deux coupes et que les bancs de calcaires peuvent être lenticulaires à l'échelle de cette lacune.

C - Biostratigraphie du compartiment tectonique sud

L'accident tectonique (pli faillé) qui sépare les deux compartiments, joint aux rapides passages latéraux de faciés, rendent délicates les corrélations géométriques et stratigraphiques entre les séries de la Dent de Manlung et la coupe de référence du synclinal nord.

Sur le terrain j'ai rangé ces calcaires de la Dent de Manlung dans le membre N5 sur les considérations suivantes:
- Ces calcaires sont des calcaires à algues, comme le compartiment nord
- On retouve sous les calcaires, dans le versant Est de Manlung, des grès et calcaires lumachelliques identiques à ceux du synclinal nord.

Age de N6 dans la coupe C

- L'échantillon 432.03, dans la petite synforme très pincée, immédiatement au dessus des calcaires (fig. II.50) donne un âge Cuisien basal.
  On notera que l'épaisseur des calcaires varie d'un rapport de 1 à 10 de part et d'autre de cette synforme, ceci étant dû pour une large part à une variation latérale d'épaisseur des dépôts et non à un amincissement tectonique.

- 432.04 et .05, environ 200 mètres au dessus des calcaires (coupe B) donne un âge Cuisien.

Age du sommet de N3 dans la coupe C

Les échantillons 221.09 à .11 (cf coupe II.55 anticlinal du col nord de la Dnt de Manlung) donnent un âge Ilerdien ⇔ Lutétien.

Age des calcaires N5-N4 formant la Dent de Manlung

On prendra donc comme âge supérieur de ces calcaires la date la plus précise, soit **le Cuisien basal**, qui date l'échantillon le plus près du sommet des calcaires.

N3 ayant livré Ilerdien comme limite inférieure, nous pouvons fixer provisoirement l'âge des calcaires de la Dent de Manlung dans l' Ilerdien inférieur.

D - Datations dans les membres communs aux deux compartiments

Le rejet du pli faillé qui les sépare ne parait pas considérable et la zone faillée s'amortit à l'Ouest dans la vallée de Manlung, ce qui permet de corréler à partir de N2 dans les deux compartiment.

Age du sommet de N1 dans la coupe D

La coupe est située en rive gauche de la vallée de Manlung (cf coupe fig. II.57).
Les échantillons 221.09 à .11 donnent un âge Yprésien ⇔ Lutétien.

Age de N1-N2 dans a coupe A

Les échantillons 201.08 à .12 (cf coupe fig. II.57) livrent également un âge Yprésien ⇔ Lutétien: comme il est certain qu'ils sont situés sous les calcaires de la Dent de Manlung, ils ne peuvent donc être que Cuisien basal, puisque le sommet des calcaires est Cuisien basal et que l'Yprésien débute en même temps que le Cuisien.

Subséquemment, les calcaires de la Dent de Manlung ne peuvent avoir un âge inférieur au Cuisien basal.

E - Récapitulation des datations des membres de la formation

Dans la coupe de référence F du synclinal nord de Manlung

- Entre 430.06 et 430.01 : Ilerdien moyen ⇔ Ilerdien supérieur.

- La limite N7 / N8 est donc l'Ilerdien moyen ⇔ Ilerdien supérieur.

- Entre 430.06 et 224.02 : Ilerdien moyen ⇔ Cuisien inférieur

Dans le compartiment sud de la Dent de Manlung

- Des niveaux N1 / N2 jusqu'à la base de N6 au dessus des calcaires de la Dent de Manlung: Cuisien basal.

Conséquences

- On voit que l'attribution, faite sur le terrain, des calcaires de la Dent de Manlung aux membres N4 / N5 est réaliste.

- Niveaux N6-N7: commençant dans le Cuisien basal, ils montent dans le Cuisien: on peut raisonnablement les corréler avec N6-7-8 de la coupe de référence.

F - Conclusions sur l'Âge de la "Formation à Nummulites"

La base de la formation est constituée par le sommet du membre T3 de la Formation de Nindam, hors celle-ci n'est pas datée avec précision: tout au plus sait-on que sa base est située vers le Maestrichtien terminal. Mais Van Haver fait monter la Formation Verte de Tar dans la Paléocène, et nous verrons que l'analyse en termes de stratigraphie

séquentielle nous conduit à formuler l'hypothèse selon laquelle la base de N1 pourrait se trouver vers le milieu du Paléocène supérieur.

Du sommet du membre N1 à la base du membre N8, nous avons à peu près 800 à 1000 mètres de sédiments se situant à l'intérieur du Cuisien inférieur, dont 600 à 700 mètres dans le seul Cuisien basal (membres N2 à N4/N5).

Le sommet de la formation se situe quelque part au dessus de la limite N7 / N8, quand commence la sédimentation continentale. Je n'ai pas pu mettre en évidence une limite claire entre la "Formation à Nummulites" et la Formation de Nurla.

On peut dire avec le maximum de précision que le retrait de la mer est postérieur à la zone de foraminifères P5, puisque la limite inférieure du plus récent échantillon daté est Ilerdien moyen.

Pour simplifier les discussions générales nous conviendrons de dire dans ce qui suit que le retrait de la mer est post-Ilerdien.

2.2.3.3 Le problème des calcaires de Sumda Gompa

Dans la coupe Stakspi La - Sumda Gompa (cf fig. II.45) Van Haver propose un âge Paléocène pour les calcaires qui forment la barre située au Nord de la gompa (monastère). Il s'agirait du seul affleurement où le Paléocène serait daté dans les séries de marge nord au Ladakh.
Son raisonnement se base sur la présence d'algues que l'on retrouve, au Tibet, dans des couches datées du Paléocène grâce à des foraminifères. Les algues, quand à elles, n'ont pas d'extension stratigraphique très précise. Il se fonde également sur la présence, au sommet de la barre, de grès à Nummulites.

Mais on peut remarquer les choses suivantes:

- A Sumda Gompa la barre calcaire est un anticlinal pincé dont les couches inférieures ne sont pas accessibles: on ne sait donc pas si il existe des Nummulites en dessous.

- On retrouve ces mêmes espèces d'algues dans les calcaires du Cuisien basal des membres N4 et N5 de la région de Mongyu.

- On y observe (carte fig. I.16) une succession lithologique équivalente à celle de Mongyu: membre T3 de la Formation de Nindam, greywackes à Gastéropodes de l'Unité N2, greywackes à débris de plantes, conglomérats à galets de calcaires à algues, barre de calcaire à algues.

En conclusion, je pense que la barre des calcaires de Sumda Gompa appartient aux membres N4 et N5 de Mongyu, et que son âge est Cuisien basal. Corrélativement, aucune faune du Paléocène n'a donc encore été trouvée dans la marge nord au Ladakh.

2.2.4 - MOLASSES MULTICOLORES DE NURLA (Van Haver 1984)

Rappelons que ces terrains ne font pas à proprement parler des sédiments liés à l'arc, puisqu'ils se sont déposés pendant la collision, alors que l'arc avait cessé de fontionner en tant que tel.

On trouvera sa description, ainsi que celles de ses équivalents latéraux, dans la thèse de Van Haver (1984).

Dans l'Unité de Manlung

Cette formation, dont le nom est abrégé en Formation de Nurla, comprend les sédiments continentaux qui succèdent aux dépôts marins de la "Formation à Nummulites". Nous avons vu que dans l'Unité de Tar elle surmontait en discordance la Formation Verte de Tar.

Sa limite avec la "Formation à Nummulites" est difficile à tracer. En effet:

- On observe des indentations de faciès continentaux dans les faciès marins du sommet de la Formation à Nummulites.

- Sur le terrain, les comglomérats grossiers marins littoraux ne sont facilement discernables des conglomérats continentaux que lorsqu'ils présentent une matrice carbonatée à foraminifères (cf échantillon 224.02, fig. I.24 coupe F). Ce qui est très rare ! D'ailleurs Van haver a buté sur le même problème dans les coupes situées à l'Est de la Zanskar.

Aucun fossile n'a, pour l'instant, permis de la dater.

Dans l'Unité de Manlung son âge est donc postérieur à l'Ilerdien, dernier niveau daté dans la "Formation à Nummulites".

Dans l'Unité de Tar

A Lardo Brok, les molasses continentales sont dicordantes sur la Formation Verte de Tar dont la partie supérieure est érodée.

Ailleurs (région de Kahlsi) le contact n'est pas visible, mais la Formation Verte de Tar est plus complète.

Dans l'Unité du Batholite

Les formations continentales postilerdiennes (grès de Wuley Tokpo, pélites rouges du Gongmaru La et marnes d'Urutcha) sont discordantes sur des formations maestrichtiennes lacustres, et sur des plutons du batholite.

- 2.3 -

LES FORMATIONS D'ARC INSULAIRE DE MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE DANS LA REGION OUEST-LADAKH

La région étudiée (cartes I.8 et I.25) est inscrite dans la polygone Mulbek-Sapi La-Marpoil-Butum-Suru river-Kargil.

Elle est composée de deux unités structurales (coupe I.26):

L'Unité du Batholite

Elle est composée des formations suivantes:

- **la Formation de Dras I (Sutre, Reuber, Colchen 1986)**: formation marine volcanique et volcano-sédimentaire d'arc insulaire, dans laquelle se rencontrent de petites plates formes carbonatées à rudistes et orbitolines. La formation, dont le substratum est la croûte océanique néotéthsienne, est intrudée par les plutons de l'arc;

- **la Formation de Dras II ((Sutre, Reuber, Colchen 1986)**: formation volcanique et volcano-sédimentaire (continentale ?) en discordance angulaire sur la précédente;

- **les conglomérats de Butum-Kargil**: formation conglomératique continentale tertiaire discordante sur la Formation de Dras II et Dras I.

L'Unité des écailles du Naktul:

ensemble d'écailles volcaniques et volcano-détritiques et d'écailles de péridotites charrié sur l'Unité du Batholite.

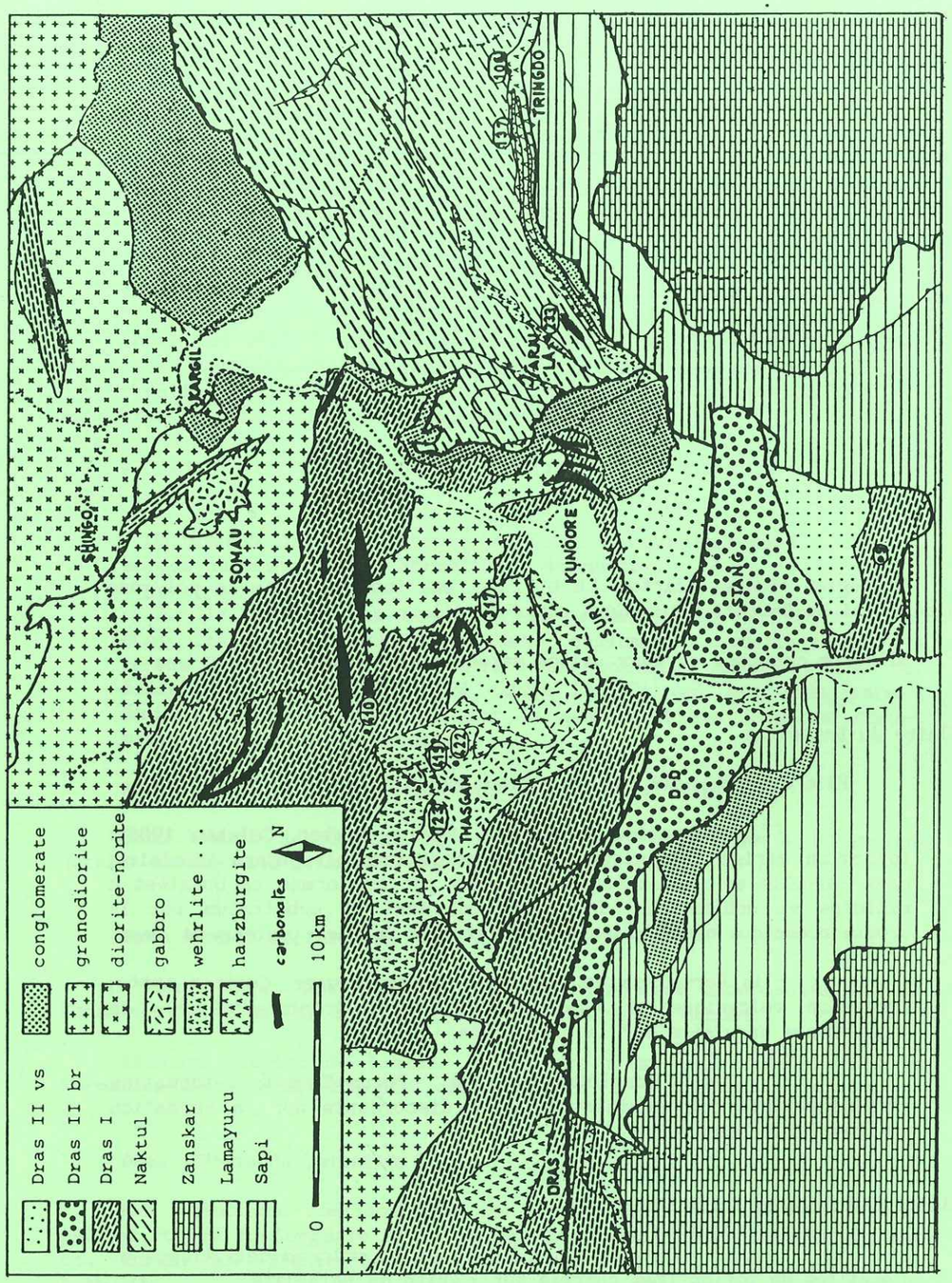


Fig. I.25 - La région Ouest-Ladakh (I. Reuber 1987)

2.3.1 - FORMATION DE DRAS I

Dès 1977, les dépôts volcano-sédimentaires, les laves et intrusions de grano-diorites qui affleurent à l'Ouest de la vallée de la Suru ont été attribués au fonctionnement d'un arc insulaire intrudant, au Crétacé, la croûte océanique néotéthysienne, en réponse à la subduction de cette dernière sous l'Eurasie.

On consultera la bibliographie dans Honegger (1982, 1983) et dans Reibel (1984).

Par la suite, à partir de 1984, I. Reuber a levé la carte de détail de la région, au cours de "bavantes" agrémentées de bivouacs solitaires, sur des crêtes sans eau et sur des glaciers situés au-dessus de 5000 mètres d'altitude.

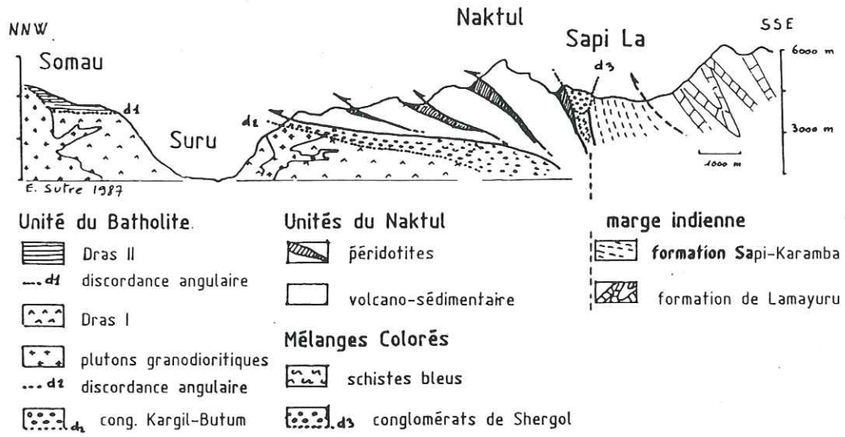


Fig. I.26 - Coupe de la Suru, région Ouest-Ladakh. I. Reuber & E. Sutre 1986.

Le substratum

Nature

Le substratum des dépôts de la Formation de Dras I est constitué par de la lithosphère océanique, comme le prouvent les faits suivants (Reuber 1989):

* Dans la vallée de Dras, un complexe ultramafique (dunites et wehrlites serpentinisées) sert de substratum à la Formation de Dras I et les plutons de l'arc l'intrudent.
A la suite de Prasad et al (1980), Reibel (1984) considérait que les ultramafites représentent une chambre magmatique intrusive dans le Dras I.
Au contraire, I. Reuber interprète les ultramafites comme un témoin de lithosphère océanique constituant le substratum des dépôts de Dras I (in Colchen et Reuber, excursion de la Soc. Géol. France, 1987).

* Toujours dans la vallée de Dras, la carte de Reuber (même publication) signale la présence de pillows de la séquence ophiolitique.
Les pillows portant des radiolarites datées du Callovien-Tithonique et situés au sud de Dras (in Honegger et al 1982), appartiennent très probablement au substratum ophiolitique.

* D'autre part, la présence de lithosphère océanique sous les séries de Dras I et de Dras II est attestée par des xénolithes de péridotites dans les volcanites de Dras II (Reuber, in Colchen et Reuber, excu. Soc. Géol. France, 1987).

Age des péridotites

Ingrid Reuber a fait dater des échantillons de ce substratum ophiolitique (Reuber et al 1989):
L'âge le plus ancien donné par des ophiolites non déformées est 170-180 Ma, ce qui correspond grosso-modo à l'Aalénien.
Les ophiolites déformées donnent des âges compris entre 130 et 140 Ma, ce qui correspond à un événement tectono-métamorphique d'âge Tithonique-Bérriasien.

Cet évènement jurassique terminal, qui peut être interprété comme un écaillage intra-océanique, associé à d'éventuels bouleversements tectoniques d'âge crétacé inférieur associés au début de la subduction, expliquerait que les sédiments d'arc crétacés reposent sur tous les termes de la série ophiolitique, et principalement sur ses parties profondes: les péridotites.

Ces datations sont tout à fait cohérentes avec l'âge Callovien-Tithonique des radiolarites reposant les pillow lavas trouvées dans la suture au Sud-Ouest de Dras, ainsi qu'avec les datations des laves et des sédiments du Dras I.

Les sédiments

La description la plus complète des parties sédimentaires de la formation est celle de Reuber (in Colchen et Reuber, livret guide de l'Excursion de la Soc. Géol. France en 1987).

Les dépôts se rapportant au fonctionnement de l'arc sont des tuffites, des agglomérats, des conglomérats, des turbidites et schistes volcano-sédimentaires, ainsi que des schistes noirs, admettant quelques bancs calcaires déca- à pluri-décamétriques, lenticulaires à l'échelle de l'hectomètre et du kilomètre.

Les bancs de calcaires, renferment des rudistes, ainsi que des fantômes d' orbitolines malheureusement trop recristallisées pour qu'on puisse donner un âge plus précis que le Barrémien-Cénomanien. On les rencontre (cf carte fig. I.25):

- en haut de la falaise en rive droite de la Suru, sur la crête Nord de la vallée de Chaskor. Les calcaires, en bancs décamétriques, sont interstratifiés dans des pélites sombres. Ces terrains sont métamorphisés par des intrusions granitiques proches;

- dans la vallée de Butum, en dessous du village. Bien qu'ils soient métamorphisés par les intrusions, ces calcaires laissent voir des fantômes d'orbitolines. L'ammonite décrite ci-après a été trouvée dans ces parages;

- sur la crête rive gauche de la Suru, au Sud du Somau. Ces calcaires forment de grandes couches pluti-décamétriques blanches bien visibles dans le paysage. Métamorphisés au contact de l'intrusion du Somau, ils n'ont livré que des fantômes de rudistes et d'orbitolines. Les intrusions ont des âges compris entre 105 et 95 Ma (I. Reuber et al. 1989), qui s'étagent dans la presque totalité de l'Albien. Les calcaires sont donc anté-Albien.

Dans la vallée de Butum, une ammonite à été trouvée par Franck, pendant l'excursion de la Société Géologique de France en 1987: il s'agit de Oxytropidoceras (Mirapelia) douglasi Knetchel, 1947, d'âge Albien moyen (détermination J.P. Thieuloy, in I. Reuber et al, publication en cours).

Magmatisme et volcanisme liés à l'arc insulaire

Le volcanisme

La région de Dras-Kargil est le siège d'un volcanisme d'arc dû à la subduction de la Néotéthys sous la marge sud tibétaine (nord néotéthysienne).

Nous avons signalé, dans l'introduction, les analyses chimiques sur lesquelles s'appuient cette déduction. Rappelons que les laves sont situées dans le champ des tholeiites d'arc insulaire.

Dans la région de Dras-Kargil, ce volcanisme s'exprime tout d'abord sous la forme de dykes intrudant le substratum ophiolitique et le métamorphisant, puis, dans la Formation de Dras I elle même, sous la forme de coulées de laves en coussins, de pyroclastites, tuffites et épiclastites.

On remarquera que, contrairement aux observations de Reibel (1984), ce ne sont pas les coulées de laves qui forment l'essentiel de la formation, mais les schistes et les turbidites volcano-sédimentaires marins. A sa décharge, on peut dire qu'en lame mince il est difficile de distinguer les tuffites des laves elles-mêmes si l'on n'a pas observé sur le terrain la nature sédimentaire, parfois délicate à mettre en évidence, des roches.

Les âges radiométriques s'étagent entre 105 et 95 Ma.

Le plutonisme

Les plutons grano-dioritiques intrudant la Formation de Dras I et son substratum ophiolitique sont, de la même manière que les laves, le résultat de la subduction.

Les principales datations radiométriques, extraites de Honegger et al (1982), vont nous permettre de connaitre l'âge maximum des terrains intrudés, ainsi que les principales phases d'activité magmatique:

- L'échantillon (HT 121 provenant du Somau), qui donne l'âge le plus ancien, provient de la confluence de la Suru river avec la Dras river: les datations U/Pb donnent un âge de 103 ±2 Ma: soit la limite Albien inférieur Albien moyen d'après l'échelle de Haq.
- L'échantillon HT 134 (Somau) donne 75 à 70 Ma, soit Campanien terminal à Maestrichtien terminal, toujours d'après le même échelle.
- A 60 Km au Nord de Kargil, on trouve des âges de 36 Ma (limite Eocène-Oligocène).
- Dans la région de Leh, on trouve même des plutons à 25 Ma.

Au Ladakh, I. Reuber (1989) distingue deux générations de plutons, qu'elle attribue à deux phases distinctes du développement de l'arc, puis deux autres générations liées à l'évolution de la zone de collision:

- De 110 à 90 Ma (Albo-Cénomanien): premières manifestations volcaniques et plutoniques dans la partie sud de l'arc, dont les témoins sont représentés par les terrains de la région de Dras - Kargil.

- De 80 à 60 Ma (Campanien-Paléocène inférieur): génération formée par des granites syn-tectoniques accompagnés par une phase de cisaillements dans l'arc. Les âges radiométriques des minéraux syntectoniques attribués à cet épisode de déformation se regroupent aux alentours de entre 80 et 75 Ma (Campanien supérieur, K.K. Sharma 1978).

I. Reuber (communication orale sur sa mission d'Aout 1988), a continué sa cartographie de la crête séparant les vallées de Dras et de la Suru, il en ressort que la Formation de Dras I est composée de plusieurs écailles tectoniques portant des péridotites à leur base, écailles sur lesquelles est discordante la Formation de Dras II. L'épisode tectonique Campanien supérieur, daté par les minéraux du métamorphisme, se traduirait donc par des écaillages.

- De 50 à 25 Ma (Eocène moyen-Oligocène): génération formée par les granites post-collision du Batholite du Ladakh.

- De 20 à 10 Ma (moitié supérieure du Miocène inférieur-Miocène moyen): génération formée par les granites syntectoniques en relation avec le fonctionnement du MCT.

Il est frappant de constater la rapidité avec laquelle les plutons ont intrudé les séries volcano-sédimentaires de Dras I: un pluton daté à 103 Ma (Albien moyen) intrude des terrains datés par Ammonite de l'Albien.

Mais d'après K. Honegger et al, 103 Ma est l'âge de la formation du magma, l'âge de la fermeture des biotites et muscovites étant80 ±3 Ma. L'âge du refroidissement des micas est-il celui de l'intrusion ?

La question ne sera résolue que par une révision des âges d'intrusions faite par une équipe pluridisciplinaire .

Age de la Formation de Dras I

Son substratum océanique a livré un âge maximum Aalénien. Un événement tectono-métamorphique d'âge Tithonique-Bérriasien l'a affecté.

Les premiers sédiments sont des radiolarites sur croûte océanique d'âge Callovien-Tithonique.

Les premiers sédiments datés sont anté-Albien

Le premier volcanisme daté est Albien basal.

Un épisode tectono-métamorphique (Reuber 1989) situé à la limite Campanien inférieur-Campanien supérieur (Amphiboles de 78,5 ± 2,9 Ma) , affecte la Formation de Dras I et post-date son sommet.

2.3.2 - La FORMATION de DRAS II

Carte et coupe fig. I.25 et I.26, panorama fig I.29.

Tout le monde avait noté l'aspect curieux offert par le sommet situé en rive gauche , en face de Butum : alors que les couches du Dras I sont verticales, il semblait y avoir des couches volcano-clastiques horizontales discordantes (discordance Ed du bloc diagramme I.34). Le même dispositif se répétait en rive droite de la Suru, au Sud du Somau.

Encore fallait-il y aller voir: c'est ce qu'a fait I. Reuber, en gravissant des pentes peu engageantes qui font face à Chaskor et en allant bivouaquer sur le glacier situé en dessus de Marpoil.

Sur la crête rive gauche de la Suru, elle a pu mettre en évidence des sédiments volcano-clastiques discordants sur les parties sédimentaires et plutoniques plissées du Dras I: ce sont eux que nous avons dénommés Dras II.

I. Reuber a cartographié (fig. I.25) deux centres éruptifs distincts, situés de part et d'autre de la vallée de la Suru, avec leur auréole de dépôts volcaniques: brèches de cheminées, épiclastites, cinérites ...etc.

Les xénolithes remontés par les éruptions volcaniques sont des laves, des granites, des sédiments de Dras I, ainsi que des péridotites, ces dernières impliquant l'existence d'un substratum ophilitique pour les terrains de Dras I.

Le volcanisme est de type aérien explosif, et il n'y a pour l'instant aucunes certitudes concernant la présence d'éventuels dépôts marins.

La Formation de Dras II n'a pas été datée directement, nous allons donc devoir nous baser sur ses relations avec le Dras I et les plutons:

- Si l'on se base sur l'âge de Dras I, sur lequel Dras II est discordant, alors Dras II est post-Albien moyen.

- On peut également se baser sur l'âge de l'évènement tectono-métamorphique, mis en évidence par I. Reuber, qui affecte uniquement le Dras I: dans ce cas l'âge de Dras II serait postérieur au Campanien supérieur et pourrait monter jusque dans la Paléocène, voire l'Eocène inférieur, date présumée de l'arrêt du volcanisme de type arc insulaire.

- Notons que le Dras II ne peut pas être plus âgé que les plus anciens dépôts des conglomérats de Kargil-Butum, puisque ces derniers reposent sur le Dras II en discordance (cf datations au paragraphe suivant).

2.3.3 - CONGLOMERATS DE KARGIL-BUTUM

Historique

On consultera, sur ce sujet, l'historique et les travaux de Van Haver (1984).

Signalées dès 1883 par Lydekker, les formations détritiques continentales du bassin de Kargil, sont discordantes, au Nord et au Nord-Ouest (figures I.25 à I.29), sur les formation de Dras. Au sud, elles disparaissent sous la nappe des écailles de Naktul.

Les relations du bassin de Kargil avec le bassin molassique de Kahlsi-Hémis sont encore sujettes à conjectures:

- Bassin molassique intra-montagneux de haute altitude, pour Brookfield et al, 1984).
- Apophyse occidentale du bassin des molasses de l'Indus (ie les molasses continentales de Kargil passeraient vers l'Est aux sédiments flyschoïdes de la région de Kahlsi) pour Tewari, Shah et al, Bhandari et al, Shani et Bhatnagar (1984).

Un problème se pose au sujet de ce bassin concernant ses éventuelles relations avec le, ou les bassins des conglomérats d'épisuture situés dans la bande Sud des Mélanges colorés: ce problème sera traité dans les corrélations.

Contexte structural (fig. I.29)

Description de bas en haut de la pile de terrains:

Unite du Batholite

- Unité de Dras I. Les péridotites qui en forme le substratum n'affleurent que dans la vallée de Dras.

- Ed : discordance du Dras II sur le Dras I plissé.

- Unité de Dras II qui affleure seulement au sud.

- Es_1 : Discordance des conglomérats de Butum-Kargil sur le Dras I.

- Es_2 : Discordance des conglomérats de Butum-Kargil sur le Dras II.

- Conglomérats de Butum-Kargil ou Kargil Formation.

- T : chevauchement du Complexe de Naktul sur les conglomérats de Butum, le Dras I et le Dras II.

Unité du Naktul, dont les écaille volcano-sédimentaires sont charriées sur l'Unité du Batholite.

- Es_3 : surface d'érosion des terrasses actuelles.

Age de la formation

Un seul niveau est daté: il s'agit de sédiments de plaine alluviale situés au point noté "f" à Baro Colony, où il a été trouvé une molaire supérieure d'Hyoboops, dans des grès à plantes (Dixit et al 1971).
D'après Savage et al (1977) ce fossile fournit un âge Oligo-Miocène.

D'après une communication orale de M. Brunet (Laboratoire de paléontologie des vertébrés de l'Université de Poitiers), il est illusoire de vouloir affiner la datation dans l'état actuel des connaissances sur le genre. En effet, si cette molaire appartient incontestablement à un mammifère de la famille des Anthracotheriidae, le genre Hyoboops est très mal défini, puisqu'il est basé uniquement sur des molaires isolées. De plus, ce genre est connu en Afrique à l'Oligocène supérieur par des molaires inférieures, alors qu'en Asie il est connu au Miocène inférieur par des molaires supérieures.

En conclusion, tout en gardant à l'esprit les réserves que nous avons faites, on assignera un âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur à ce fossile.

T. Van Haver (1984) situe la base de cette formation dans le Lutétien probable.

sédimentation et paléogéographie

Les conglomérats de Butum et de Kargil forment une seule unité sédimentaire, puisque leur substratum est continu entre Butum et Pashkyum. D'autre part les deux surfaces Es_2 situées de part et d'autre de la Suru se raccordent parfaitement. Cette surface a été postérieurement entaillée par la Suru.

Mais il y a un problème géométrique qui se pose: la surface d'érosion Es_{1-2} à Chaskor est à une altitude beaucoup plus haute qu'à Pashkyum, et cette rupture de pente est brusque: elle se produit au niveau de la crête rive droite de la vallée de Chaskor. De ce fait, on ne peut pas raccorder les surfaces Es_1 au-dessus de Kargil et Es_{1-2} au Sud du Somau. Par conséquent, on doit expliquer cette rupture de pente par une paléo-topographie.

On peut faire les observations suivantes:

- Les conglomérats de Butum semblent s'organiser autour du paléo-volcan de Marpoil, les détritiques étant évacués vers le Nord.
- D'après Pickering (1987) les courants dans la formation de Kargil vont de l'Est vers L'Ouest.

- Les dépôts lacustres ou de plaine alluviale de la formation de Kargil sont basculés à 25° à 45° vers le Sud-Est, sans que leur substratum, constitué par la formation de Dras II et les plutons, soit plissé: on est donc conduit à faire basculer en bloc l'Unité du Batholite vers le Sud-Est, ou bien à le ployer en synforme dont l'axe Sud-Est passe par Kargil.

Je propose la chronologie suivante:

- Formation de la surface d'érosion Es_{1-2}, dépôt de la formation de Kargil avec un drainage Est-Ouest.
Paléo-topographie: vallée Est-Ouest à Pashkyum-Kargil avec en rive gauche, au Sud, des sommets correspondant aux volcans du Dras II, et un plateau Es_{1-2} situé sur la crête au Sud du Somau, descendant en pente raide vers Butum et vers Kargil.

- Comblement du creux Butum-Marpoil par des conglomérats grossiers venant des paléo-volcans.

- Dépôt de sédiments de plaine alluviale sur la nouvelle plaine formée et dépôts sur l'ancien plateau (couches situées à l'Ouest de Butum), sur le rebord de la rive droite de la Suru. En ce sens, la partie supérieure des conglomérats de Butum serait plus jeune que les plus hauts niveaux de la Formation de Kargil.

- Charriage de la nappe des écailles du Naktul et basculement des couches.

2.3.4 - LES ECAILLES DU NAKTUL

Nous avons vu dans l'historique de l'Unité du Batholite que ces écailles tectoniques étaient rangées par les auteurs dans le "Dras".
A la suite des relevés de terrain d'Ingrid Reuber et moi-même en 1985, nous avons été ammené à les individualiser en leur donnant le nom du sommet principal situé au-dessus de Butum.

CADRE STRUCTURAL

La coupe synthétique figure I.26, ainsi que le panorama et la coupe de détail I.27 et I.28 exposent la situation.
L'Unité du Naktul se présente sous la forme d'écailles sédimentaires

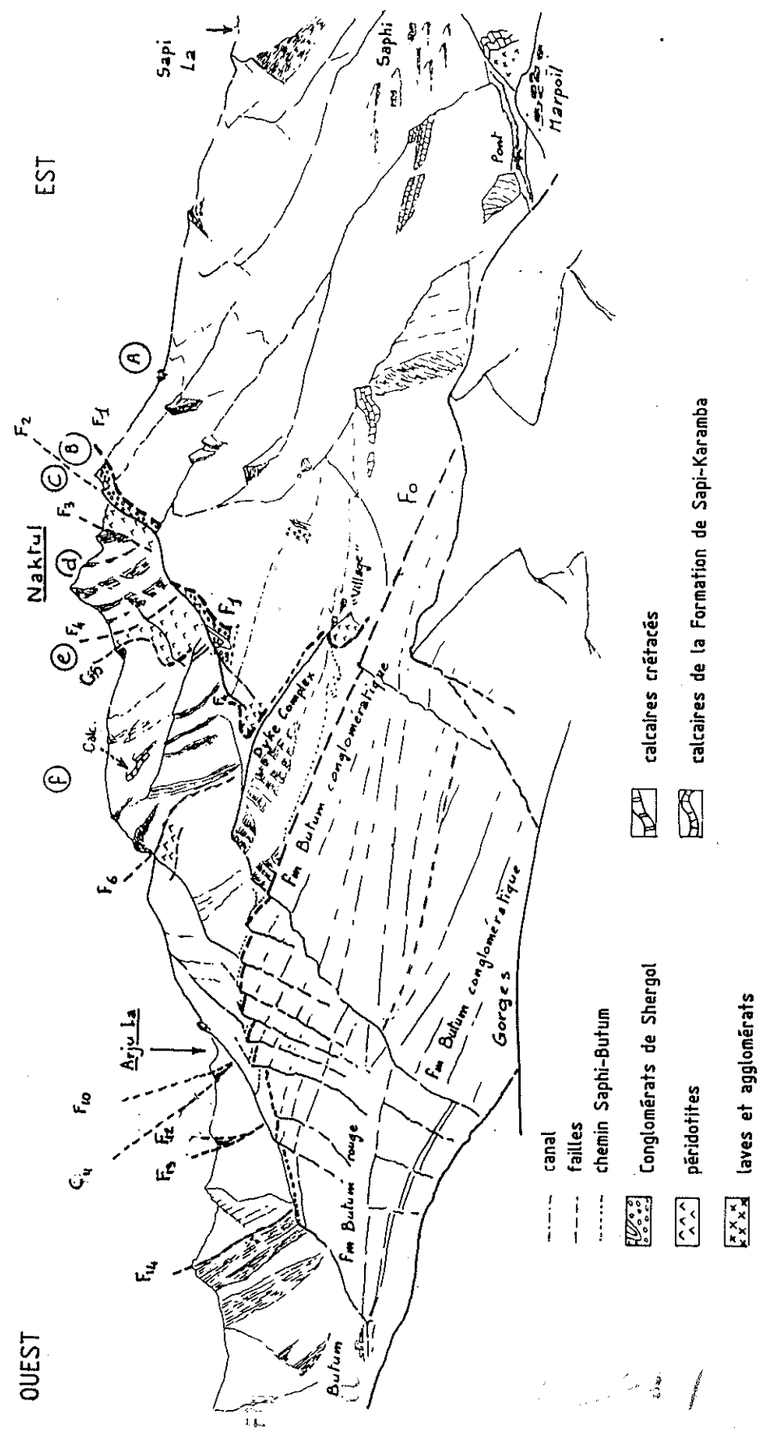


Fig. I.27 - Panorama du Naktul du Sapi La à la rivière Suru (E. Sutre 1986).

et de lames de péridotites charriées vers le NW sur l'Unité du Batholite. La base de l'écaille SE, formée de péridotites, est en contact tectonique avec les schistes bleus et les écailles de la Formation de Sapi-Karamba.

Ces péridotites sont recouvertes en discordance par les conglomérats de Shergol.

SUBSTRATUM DES SEDIMENTS VOLCANO-SEDIMENTAIRES

Certaines coupes de la vallée de Shergol et tout particulièrement celles du réservoir de Tringdo et de l'étang de Sundal (fig. II.97 et II.101), montrent indubitablement un contact sédimentaire entre les péridotites et les sédiments sus-jacents.

Donc, le substratum de ces dépôts d'arc insulaire est constitué par des roches de la séquence ophiolitique.

Composition des ophiolites

Toutes les coupes décrites dans le présent ouvrage montrent que les ophiolites du Naktul sont formées de péridotites, parfois très fraîches, parfois très serpentinisées.

Les péridotites sont par endroit intrudées de dykes leucocrates espacés, au minimum, de plusieurs mètres.

Dans la vallée de Butum (fig. I.27 écaille E), il existe même un dyke complex massif, dans lequel le péridotites ne représentent qu'un très faible volume.

Age du substratum ophiolitique

Ces péridotites ont été datées à l'Arju La (I. Reuber et al 1989): il s'agit de l'échantillon SD 233 de l'écaille P de la figure I.28, qui a livré un âge de **141 ±8 M.a. (Kimmeridgien)** correspondant à un épisode tectono-métamorphique (écaillage intra-océanique ?) affectant la croûte.

LES LAVES ET DEPOTS VOLCANO-SEDIMENTAIRES

Caractéristiques géochimiques des laves

Les analyses de Franck et al (1977), V.J. Dietrich et al (1982), Trommsdorf et al (1982), V.C. THakur et al (1983), K. Honegger (1984) et Reibel (1984) montrent toutes que les laves de cette unité appartiennent aux tholéiites d'arc.

Généralement, ces auteurs ont prélevé leurs échantillons dans la coupe de Pashkyum, où les laves forment une grande partie de la série.

Au contraire, les laves sont rares dans toutes les coupes décrites ici, où la majorité des terrains rencontrés sont des turbidites volcano-sédimentaires. La seule coulée de lave rencontrée est celle de l'échantillon 480.16, écaille F qui se place elle aussi dans le champ des tholéiites d'arc insulaire (cf analyses en annexe).

Lithostratigraphie

Dans les régions décrites, la majorité des terrains sont formés de turbidites volcano-sédimentaires tout à fait similaires à celles de la Formation Verte de Tar et de la Formation de Nindam. La seule différence provient de la composition pétrographique des clastes: il n'a jamais été trouvé de clastes pouvant dériver d'un bloc continental (roches métamorphiques par exemple).

D'après ce que nous avons vu, il nous est possible de reconstituer à partir de ces écailles un environnement qui ressemble fortement à celui qui règne dans les arc insulaires actuels:

- Centres émissifs sous-marins (coupe de la Wakha Chu), avec leur auréole d'agglomérats et de hyaloclastites (coupes de Tringdo). Dans cette dernière localité, un échantillon de dyke intrudant les péridotites et représentant un conduit d'alimentation des volcanites a livré un âge de 96.9 ± 6.5 Ma (éch. SD.106 in Reuber et al 1989) soit **Albien moyen-Turonien inférieur**.

- Accumulations de pieds de pentes d'appareils volcaniques, formées de conglomérats de laves et de **blocs éboulés d'anciennes plates-formes carbonatées aptiennes** (Arju La).

- Environnements péri-récifaux marins externes et internes à boues marno-calcaires à foraminifères, installés à la périférie d'appareils volcaniques.

L'écaille F de la crête du Naktul montre:

* Des sédiments dont l'âge est compris dans la fourchette **Aptien Supérieur-Cénomanien**, caractérisé par des brèches de remaniement de plate-forme carbonatée à Rudistes et Orbitolines, des boues marno-calcaires à Foraminifères, des pélites noires dans lesquelles font irruption des coulées de laves et des agglomérats contenant quelques clastes de calcaires à Rudistes.

* Des conglomérats à galets de laves dominants et galets de calcaires plus rares, des sables grossiers volcano-sédimentaires à plantes et des cherts d'origine volcano-sédimentaires.

* Puis une succession de turbidites volcano-sédimentaires dont le terme de base est formé de sables grossiers à fins, et le terme supérieur de silts rouges plus ou moins calcaires. Un niveau lenticulaire calcaire donne un âge **Maestrichtien terminal**.

Les dépôts les plus anciens datés dans cette unité sont des blocs de plate forme carbonatée d'âge Aptien, et les dépôts les plus récents datés sont d'âge Maestrichtien terminal.

Fig. I.29 - Bloc diagramme du bassin de Kargil (E. Sutre 1984).

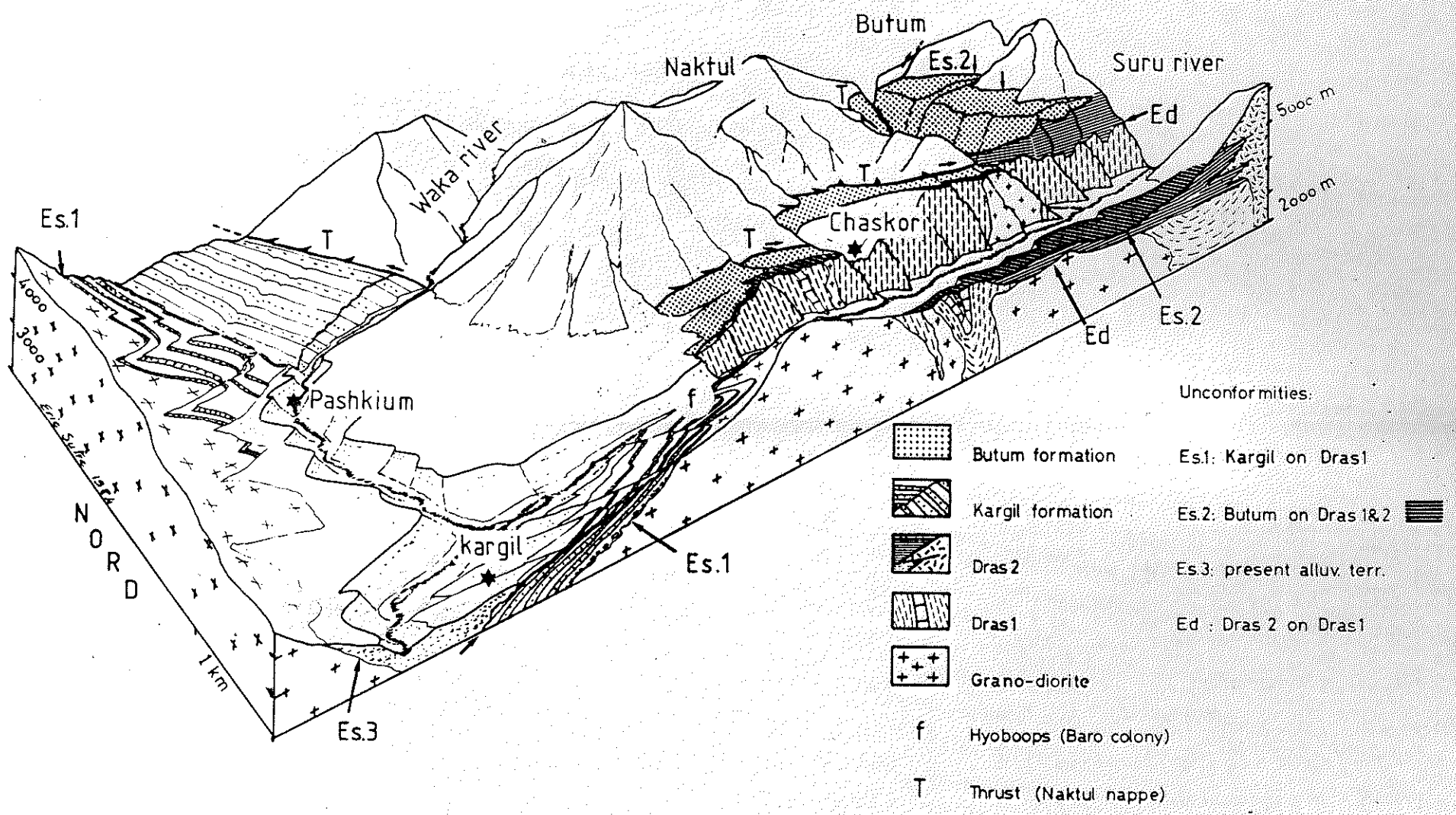
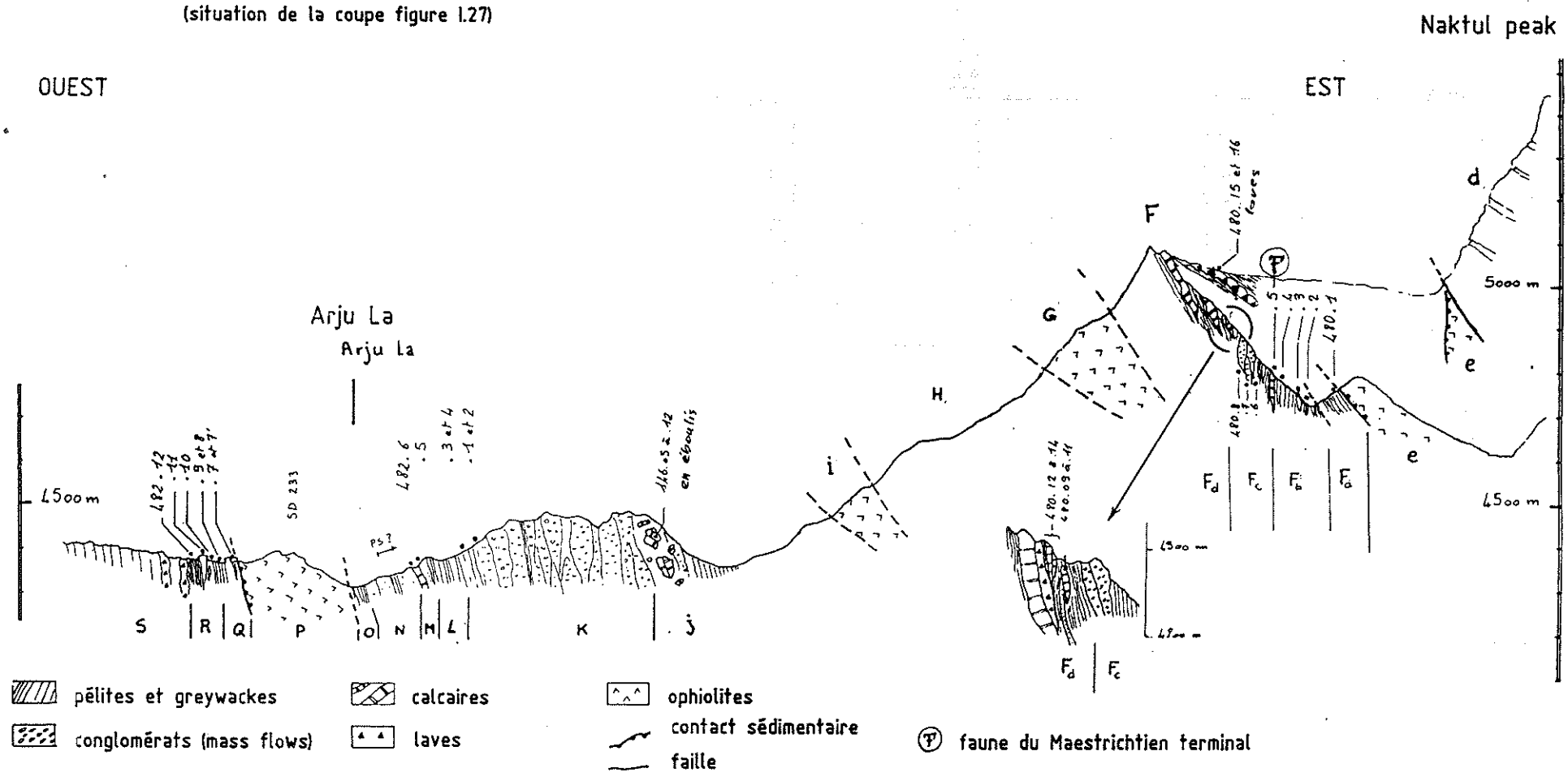


Fig. I.28 - Coupe de la crête del l'Arju La. Volcanisme: I. Reuber, sédimentaire: E. Sutre, 1986.

(situation de la coupe figure I.27)



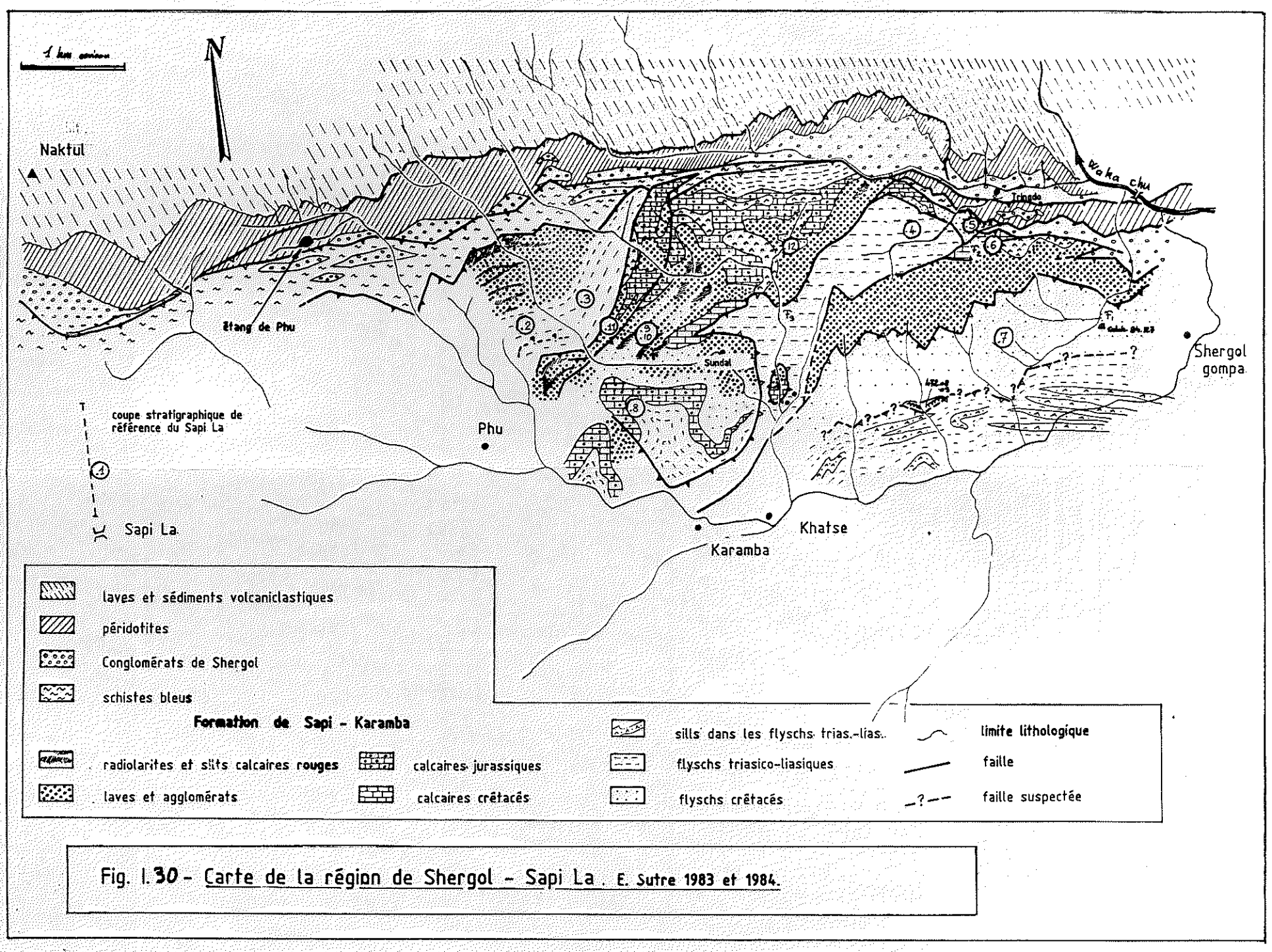
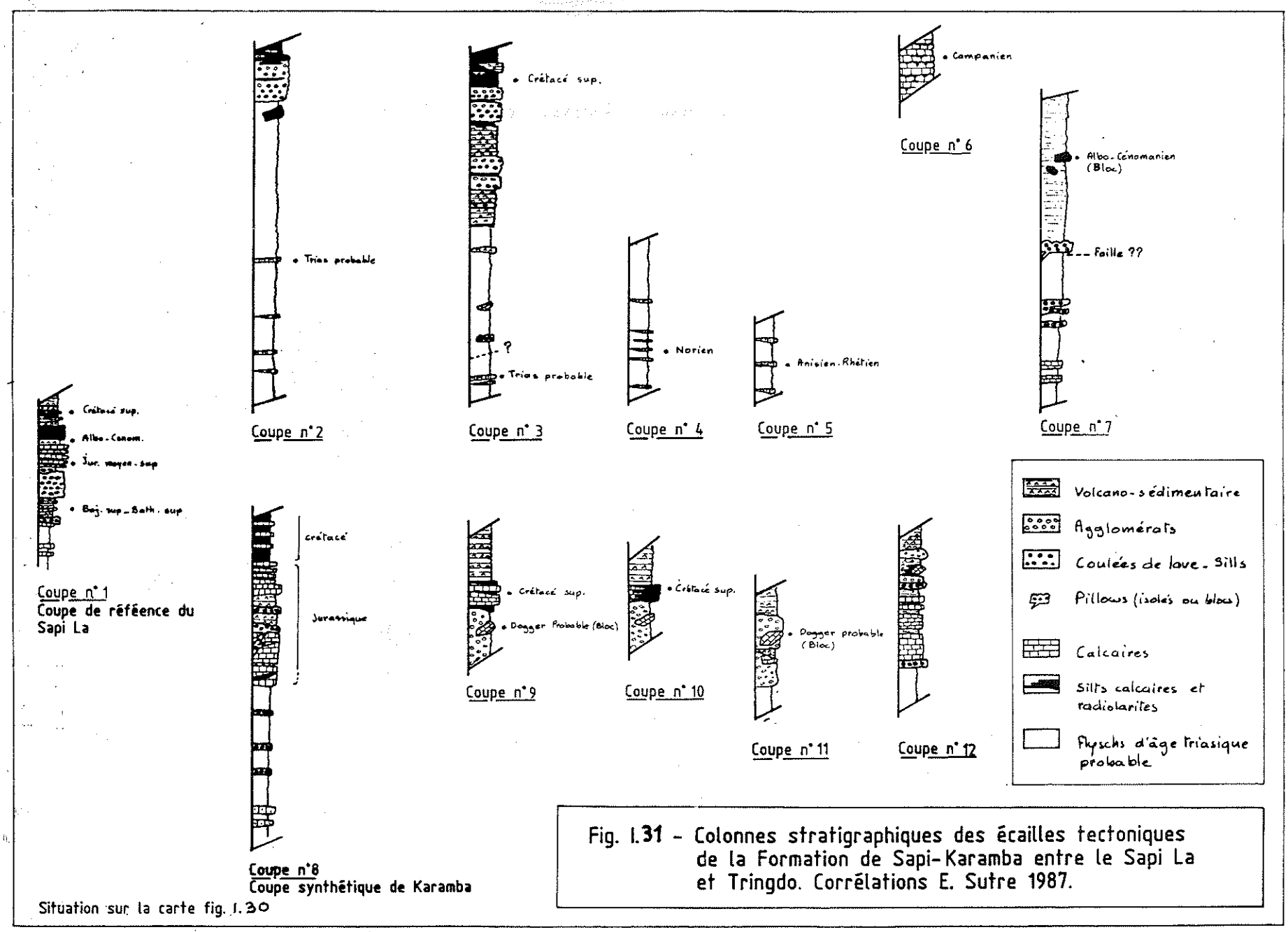


Fig. I.30 - Carte de la région de Shergol - Sapi La. E. Sutre 1983 et 1984.



Situation sur la carte fig. I.30

Fig. I.31 - Colonnes stratigraphiques des écailles tectoniques de la Formation de Sapi-Karamba entre le Sapi La et Tringdo. Corrélations E. Sutre 1987.

- 2.4 -

LES FORMATIONS D'AFFINITES PALEOGEOGRAPHIQUES DIVERSES

Dans la Bande Nord des Mélanges Colorés nous avons vu que les péridotites représentaient vraisemblablement le substratum des séries de marge Nord, et que les écailles de terrains sédimentaires étaient à rattacher au Groupe de l'Indus, donc à la marge nord.

De la Bande Sud des Mélanges Colorés nous avons retiré les formations de marge nord (la Formation à Blocs d'Urtsi et ses écailles tectoniques) et les formations continentales d'épisuture.

Dans cette partie, nous allons faire rapidement le tour des unités "résiduelles" de cette bande sud, en insistant sur la Formation de Sapi-Karamba sur laquelle j'ai plus particulièrement travaillé.

2.4.1 - LA FORMATION DE SAPI-KARAMBA

La description détaillée des écailles de la Formation de Sapi-Karamba est faite au tome II § 2.1.

Illustration de cette partie par la carte générale I.8, la carte de détail I.30 et les colonnes stratigraphiques figure I.31.

La formation étudiée se développe entre Mulbek et la Rusi-La. Au Sud elle est séparée par un contact tectonique de la nappe de la Mulbek Chu (Gilbert 1986). Ses écailles forment la partie Sud des Mélanges Colorés. Au Nord elle est en contact tectonique avec des écailles de schistes bleus et avec les péridotites formant le substratum des écailles du Naktul.

La Formation de Sapi-Karamba montre de rapides et importantes variations latérales de faciès, ainsi que de nombreux niveaux condensés.

Tous les niveaux des différentes écailles tectoniques ne sont pas datés et, dans les écailles composées uniquement de flyschs depuis le Trias jusqu'au Crétacé, les études pétrologiques n'ont pas été faites. Elles pourraient permettre de séparer les quartzwackes du Lamayuru "normal" des flyschs postérieurs au Lias, qui devraient se ranger dans les lithiques greywackes volcano-sédimentaires.

La partie traitant de la signification paléogéographique et géodynamique de la Formation de Sapi-Karamba sera développé ici, car nous nous pencherons par la suite uniquement sur l'évolution des dépôts de marge nord-néotéthysienne et sur l'évolution de la zone de suture.

HISTORIQUE

G. Fuchs, dès 1977, a pressenti l'originalité des formations de cette partie des Mélanges Colorés: il a dénommé **Rusi La Zone** l'ensemble des terrains situés entre les séries de Lamayuru "normales" et la bande des péridotites située au revers des écailles de Naktul.

L'originalité, selon lui, venait de ce que des faciès de type Lamayuru aient pu contenir des roches volcaniques.

En 1986, après la thèse de K. Honegger, il faisait de la Formation de Sapi-Karamba, qu'il avait cru reconnaitre à Omlung dans la Marka, un faciès distal de la Formation de Lamayuru, situé dans la zone de transition croûte continentale / croûte océanique.

Thakur et Bagati (1983) ne séparent pas la formation de Sapi-Karamba de celle de Lamayuru. Ils rangent tout ce qui est un peu exotique dans les mélanges ophiolitiques: les conglomérats de Shergol, les péridotites et les schistes bleus.

Honegger (1983) a le premier levé la carte détaillée de la région (fig. II.105).

Il a ainsi pu individualiser quatre formations:

- La Karamba Formation, qu'il range dans les séries de Lamayuru au sens large.

  Il en étudie les caractéristiques géochimiques du volcanisme dans ses publications de 1982 et 1988, donne les coupes dans sa thèse en 1984 (fig. II.106) et fournit le premier découpage lithostratigraphique.

  Il a daté le Crétace supérieur au sommet de la formation et le Trias-Lias à sa base.

- L'unité des Schistes Bleus.

- Une Formation à Blocs, d'âge probablement Crétacé supérieur, incluant des blocs de schistes bleus.

- La Formation des Conglomérats de Shergol (Konglomerat Fm): conglomérats post-Eocène.

J.P. Bassoullet, M. Colchen, I. Reuber (1983, 1984, 1985) ont travaillé en détail la coupe du Sapi La, en ayant pour but de dater le plus précisément possible les terrains sédimentaires.

Pour ma part, j'ai tenté de cartographier la région et d'étudier plus spécialement la nature des clastes des conglomérats d'épisuture.

Dans la Formation de Sapi-Karamba le Dogger a pu être daté par des fossiles, ce qui nous a donné également l'âge d'un épisode volcanique, puisqu'il existe des preuves montrant la simultanéité de la formation des oolithes, de la resédimentation des calcaires et des épanchements volcaniques.

Constatant la complémentarité de nos approches respectives, nous avons, avec K. Honegger, unis nos efforts pour l'étude de cette formation.

Tentant une synthèse de toutes ces informations, j'ai pensé, dans un esprit oecuménique, que cette formation appelée Karamba Formation par Honegger et Formation du Sapi La par notre équipe, devait être désignée désormais sous le nom fédérateur de "Formation de Sapi-Karamba".

DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

La figure I.31 regroupe les colonnes stratigraphiques issues des principales écailles tectoniques de la formation (repérage des colonnes fig. I.30).

Comme on peut l'observer, la sédimentation est caractérisée par d'importantes variations latérales de faciès, de nombreux niveaux condensés et, probablement, par des discontinuités.

Le Trias:

Dans les coupes de Karamba, Sapi La et Shergol, il est caractérisé par un flysch gréso-pélitique semblable au flysch de Lamayuru. A sa base, on trouve des bancs lenticulaires plurimétriques de calcaires à bioclastes et lithoclastes de plate-forme carbonatée peu profonde.

Des sills de lave alcalines sont situés stratigraphiquement au-dessus de ces bancs calcaires.

Certaines écailles (coupes 2, 3, 4 et 5) sont constituée de flysch et de calcaires silteux pélagiques à lamellibranches à test mince ("Daonelles"). Des bancs lenticulaires décimétriques de calcaires à Conodontes, ou de packstones et grainstones à bioclastes, lithoclastes et foraminifères, témoignent de l'arrivée de débris flows issus d'une plate-forme carbonatée proche. Quelques blocs de calcaires (coupe 3), témoignent du démantèlement de reliefs sous-marins proches.

Le Lias:

Il n'a été reconnu que dans la coupe n°8 de Karamba, où des calcaires contiennent de grands lamellibranches (Mégalodontidés ?). Il est constitué pour l'essentiel par des calcaires bréchiques. Localement, à Karamba, ces niveaux calcaires sont très développés, ailleurs ils manquent totalement.

Dans les autres coupes, le Lias doit être représenté par des sédiments flyschoïdes indiscernables sur le terrain de ceux du Trias.

Le Dogger:

Le Dogger est caractérisé, dans la coupe n°1 du Sapi La, par de minces bancs de calcaires resédimentés, par des sédiments volcaniclastiques, des coulées de laves et des agglomérats.

Dans la coupe n°8 de Karamba et la coupe 12, les calcaires sont plus épais: environ quelques dizaines de mètres.

Dans les coupes 2, 3 et 7 les calcaires manquent totalement et le Jurassique moyen à supérieur n'est plus représenté que par des laves, des agglomérats et des sédiments volcaniclastiques. Quelques lentilles de radiolarites et de silts calcaires rose sont interstratifiés dans les agglomérats.

Les coupes 9 et 10 sont composées d'agglomérats volcaniques renfermant des blocs de calcaires resédimentés du Lias ou du Dogger, témoignant du démantellement des calcaires par les arrivées volcaniques.

Après l'épisode volcanique, se développe une sédimentation formée d'une alternance de bancs pluridécimétriques de calcaires oolithiques et de silts calcaires rouges à radiolaires d'âge Jurassique moyen à supérieur. Ce membre est bien développé entre la coupe du Sapi La et celle de Karamba.

Localement le Dogger est flyschoïde (coupe 7).

Le Crétacé:

Dans la coupe du Sapi La, après une passée volcano-sédimentaire, l'Albo-Cénommanien a été daté dans des calcaires et silts calcaires rouges. Les dernières couches de la coupe sont volcano-sédimentaires.

Dans la coupe de Karamba, qui est analogue à celle du Sapi La, des silts calcaires rouges et des turbidites calcaires pélagiques à Globotruncana on livré des âges Sénonien et Campanien supérieur.

Localement le Crétacé supérieur est formé de calcaires pélagiques massifs à interlits de chert: c'est l'exemple de la coupe 6, qui montre une barre calcaire de quelques dizaines de mètres ayant livré des Globotruncana du Campanien.

Dans les coupes 9 et 10, les calcaires pélagiques passent latéralement aux silts calcaires rouges à Radiolaires et sont surmontés par des sédiments volcani-clastiques.

Dans les coupes 2 et 3, les silts calcaires rouges du Crétacé surmontent directement les agglomérats.

Le Crétacé de la coupe 7 est formé par des turbidites gréso-pélitiques montrant des lentilles de matériel grossier, ainsi qu'un bloc de radiolarites qui, s'il appartient bien à la formation et n'est pas un bloc éboulé, donnerait à ce flysch un âge post-Albo-Cénomanien.

Il y a donc des dépôts marins volcano-sédimentaires dans le Crétacé supérieur: sont-ils dûs à un volcanisme Crétacé, ou bien remanient-ils le volcanisme du Jurassique ? Celà reste à vérifier.

LE VOLCANISME DANS LA FORMATION DE SAPI-KARAMBA

Le volcanisme permo-triasique, dont on trouve des témoins dans la zone de suture, signe l'ouverture de l'espace océanique néotéthysien. Mais dans la Formation de Sapi-Karamba il existe également, comme nous allons le voir, un volcanisme d'ouverture océanique daté du Jurassique moyen à supérieur, voire du Crétacé supérieur. Comment peut-on comprendre cette persistance ou ces successions d'un volcanisme d'ouverture ?

Nous allons essayer d'apporter une réponse à cette question en étudiant les significations géodynamiques de ces épisodes volcaniques.

Mais, tout d'abord, replaçons les échantillons de laves dans les unité nouvellement définies, car il s'avère que les catégories de volcanismes crées par les auteurs regroupent des échantillons d'appartenances paléogéographiques différentes.

En effet jusqu'à ces derniers temps, qui ont vu se développer les études sur les "mélanges", l'analyse et l'interprétation de leurs roches volcaniques tenaient de la pêche à la ligne, puisqu'on ne savait pas à quelles formations les rattacher.

Historique des interprétations du volcanisme

Les données les plus récentes concernant le volcanisme sont celles d'Honegger (in Honegger et al 1982). Il n'est pas inutile d'analyser l'évolution historique de l'interprétation du volcanisme: elle permet de resituer les données des publications dans leur contexte.

Voyons donc dans quelles unités ou formations ont été rangés les échantillons de la Formation de Sapi-Karamba et inversement, les échantillons qui lui ont été indûment attribués.

Honegger et al 1982:

Les auteurs reconnaissent quatres types de volcanisme:

* Indus Tsang-po Suture Zone:

  - Lamayuru Unit s. l.:
    Séries volcaniques alcalines de marge continentale ou d'île océanique. Age: Permien terminal Trias inférieur ou moyen.

  - Ophiolitic Melange Zone:
    MORB (Mid Ocean Ridge Basalts) de l'océan téthysien. Age: Jurassique à Crétacé inférieur.

* Dras Volcanic Unit:
  Correspond au Dras Island Arc qui affleure entre la Suru River et Dras, plus la Formation du Naktul et vraisemblablement le Nindam au sens de Bassoullet et al 1978.
  Séries volcani-clastiques et basaltes d'arc insulaires. Age: crétacé.

* Trans Himalayan Batholith:
Volcanisme et plutonisme de bassin d'arrière arc dans le Bloc du Ladakh. Age: crétacé à tertiaire.

L'auteur n'a pas rangé les roches volcaniques de la Formation de Sapi-Karamba dans l'Ophiolitic Melange Zone: ce sort a été réservé aux roches de type MORB.

Les volcanites de la Formation de Sapi-Karamba ont été placées sous la rubrique "Lamayru Unit s. l." ou encore dans les "Triassic Volcanics". Indépendamment du fait que nous savons maintenant que ces volcanites n'ont pas un âge triasique, tous les échantillons de cette rubrique ne proviennent pas de la région de Shergol, et l'attribution de certains est douteuse: passons les en revue suivant leur provenance:

- Klippe de Spontang:
Echantillons douteux: HT 197 est une roche très spéciale (vulsinite) récoltée par A. Baud, or l'étude de Colchen et al (1988) montre la complexité de la formation des mélanges tertiaire et par conséquent la difficulté d'attribuer l'échantillon aux Triassic Volcanics.
- Bloc permien de Lamayuru:
Au bloc Permien lui-même la situation est assez confuse, mais il semble que les roches échantillonnées puissent appartenir au Trias.
- Au Sud d'Upshi:
Il s'agit des échantillons de la coupe D'Omlung (vallée de la Marka) récoltés par A. Baud (Baud et al 1982) dans une série où les laves sont associées à des calcaires marmorisés: il s'agit du Mélange d'Omlung (Talon 1988). Nous savons maintenant que ces laves ont un âge crétacé supérieur: il ne s'agit donc pas de Triassic volcanics.
- Lamayuru s. l. entre Mulbek et Dras:
Ce sont les laves de la Formation de Sapi-Karamba dans la localité type.

Après cette revue, nous voyons apparaître les problèmes suivants:

- Certains échantillons n'appartiennent pas à la Formation de Sapi-Karamba
- L'âge du volcanisme est systématiquement mis en relation avec la phase permo-triasique d'ouverture de la Néotéthys, alors que le volcanisme dans la Formation de Sapi-Karamba est, au moins localement, d'âge Jurassique moyen à supérieur.

Honegger et al 1988:

L'âge du volcanisme de la la Formation de Sapi-Karamba est révisé d'après les nouvelles datations de Bassoullet et al (1987): Trias supérieur à Jurassique inférieur. Il modifie ses classes de volcanisme et la répartition de l'échantillonnage de la manière suivante:

- Karamba volcanics (Lamayuru Unit s. l.):
Volcanisme alcalin basaltique à trachytique dans une séquence carbonatée condensée. Age triasique à Jurassique.

Contexte géodynamique: rifting de marge continentale (exemple: région Mer Rouge-Afar, plateau Ethiopien) ou isle océanique (exemple: Easter island, Ascencion island, Terceira dans l'archipel des Açores).

- The MORB type Basalts:
Présents dans l'Unités des Mélanges (employé très probablement au sens de Mélanges Colorés) et la base (le substratum) des Dras Volcanics. Il s'agit de basaltes de type MORB provenant d'une séquence ophiolitique démembrée.

- Dras Volcanics (Dras volcanic unit):
Séries d'arc insulaire basaltiques à dacitiques, d'âge crétacé.

- Ladakh volcanics (Ladakh Block):
Volcanisme de type andin andésitique à rhyolitique. Age Crétacé à Tertiaire.

Conclusions sur l'âge du volcanisme dans la formation

Volcanisme triasique

Il existe des sills dans les écailles triasiques de la formation, mais on n'a aucune preuve qu'ils représentent les feeders du volcanisme jurassique ou ceux du volcanisme triasique. D'autre part, on n'a jusqu'à présent pas trouvé de coulées de laves dans le Trias, sauf peut être les pillows alcalins de la coupe 7 (cf analyses en annexe 5), mais je ne sais pas s'ils sont interstratifiés dans les flyschs crétacés ou dans les flyschs triasiques.

Quoi qu'il en soit, le volcanisme triasique n'est pas une chimère: on le connait notamment dans les mélanges de la Klippe de Spongtang et au sommet du bloc permien de Lamayuru. Il en existe également à 100 mètres au Nord du gisement à Daonelles de Lamayuru, dans la Formation de Lamayuru s.s.

Volcanisme Jurassique moyen à supérieur

Il forme la grande majorité des sills, dykes, coulées, et agglomérats de la Formation de Sapi-Karamba. Son âge est donné par les datations éffectuées dans la coupe du Sapi La.

- Possibilité d'un volcanisme Crétacé supérieur:
Les sédiments du Crétacé supérieur sont localement volcaniclastique, d'autre part certaines coupes (2 et 3) montrent des conglomérats volcaniques grossiers: s'agit-il d'un volcanisme contemporain, ou bien du remaniement du volcanisme jurassique ?

Interprétation géodynamique et implications paléogéographiques

Partons de l'hypothèse, discutée ci-après § 2.3.4, que cette formation appartient à la marge indienne.

Au Trias, il se produit une phase de rifting dans la bordure nord de la marge indienne: l'espace néotéthysien s'ouvre.

Des reliques de ce volcanisme d'ouverture océanique se rencontrent dans les mélanges de la Klippe de Spongtang, sous forme effusive, dans la bloc Permien de Lamayuru, sous la forme d'un encroûtement polymétallique, et, peut être, sous la forme de sills dans les flyschs triasiques de la Formation de Sapi-Karamba.

Au Jurassique moyen, un volcanisme de type île océanique se développe dans la marge nord indienne. Le volcanisme se poursuit peut être au delà du Jurassique, jusque dans le Crétacé supérieur.

On peut relier cet épisode de volcanisme océanique aux grands bouleversements jurassiques: à cette époque, la Téthys alpine est affectées par de nombreux riftings et le bloc Afrique+Inde se déplace vers l'Est d'un bon millier de kilomètres. Dans la Néotéthys, ce bouleversement se traduit par l'ouverture, au Dogger, du canal de Mozambique : la dorsale néotéthysienne donc pu se modifier et une de ses branche a pu se développer dans une partie de la plate-forme indienne correspondant à la Formation de Sapi-Karamba.

INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUE

La Formation de Sapi-Karamba possède d'incontestables similitudes (évolution sédimentaire, micro-faciès, lithostratigraphie, faunes) avec les séries de marge indienne. De plus, elle est située du "bon côté" de la suture; je veux dire que l'accident qui la sépare des séries du Lamayuru "normal" a toutes les caractéristiques d'un accident interne à la marge nord-indienne.

Nous placerons donc cette unité vers la pointe Ouest de la marge nord-indienne.

Replaçons son évolution sédimentaire dans le contexte géodynamique de la marge sud-néotéthysienne.

- Trias:

Si nous considérons que l'ouverture de la Néotéthys c'est produite vers le Permo-Trias, la marge nord-indienne de cette époque est une marge passive en phase de subsidence thermique, impliquant une structuration en blocs basculés limités par des failles listriques.

Nous avons figuré cette marge à la fig. I.38, ainsi qu'un agrandissement de cette marge, qui représente plus précisément le lieu de dépôt de la formation de Sapi-Karamba telle qu'elle affleure, à ceci près

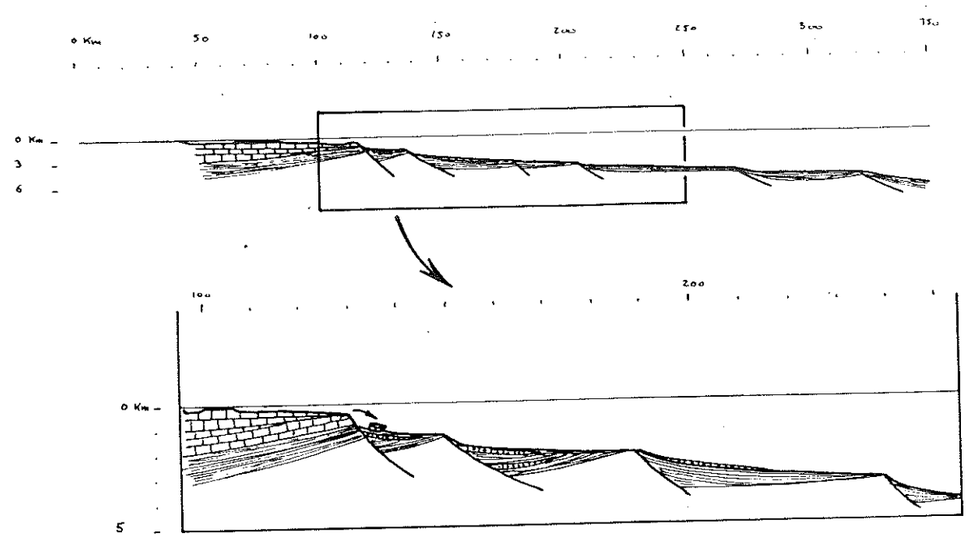


Fig. I.32 - Formation de Sapi-Karamba : paléogéographie durant le Trias.

que le bloc basculé sud ne nous est pas connu, mais représente l'hypothétique source des carbonates détritiques que seuls nous observons.

Pour garder des proportions vraisemblables, je me suis basé sur des exemples actuels de marges passives équivalentes d'un point de vue sédimentaire, ce qui explique les chiffres graduant les échelles horizontales et verticales.

Au Trias, les parties actuellement exposées de la Formation de Sapi-Karamba se sont déposées sur des blocs basculés, sous forte tranche d'eau (comme le montre la présence de calcaires pélagiques) mais suffisamment proche d'une plate-forme carbonatée de forte énergie, comme le montrent les oolites ainsi que la nature des bioclastes des débris flows.

- Lias

A cette époque (fig. I.33), la sédimentation de brèches calcaires s'accroit localement. Ces bioclastes et lithoclastes proviennent d'une plate-forme carbonatée de faible profondeur, comme l'atteste la présence de bioclastes de polypiers.

Ces accumulations de calcaires comblent les creux de la topographie, ou forment de petits cônes sous-marins. La taille des éléments, la forte proportion de matrice calcaire, l'absence de mélange avec les pélites détritiques, démontrent la proximité de la plate-forme alimentant les dépôts.

Cette plate-forme doit former une barrière protégeant le lieu de dépôt des arrivées directes de terrigènes. Ainsi les flyschs, de granulométrie fine, doivent-ils représenter des dépôts de terrigènes en suspension.

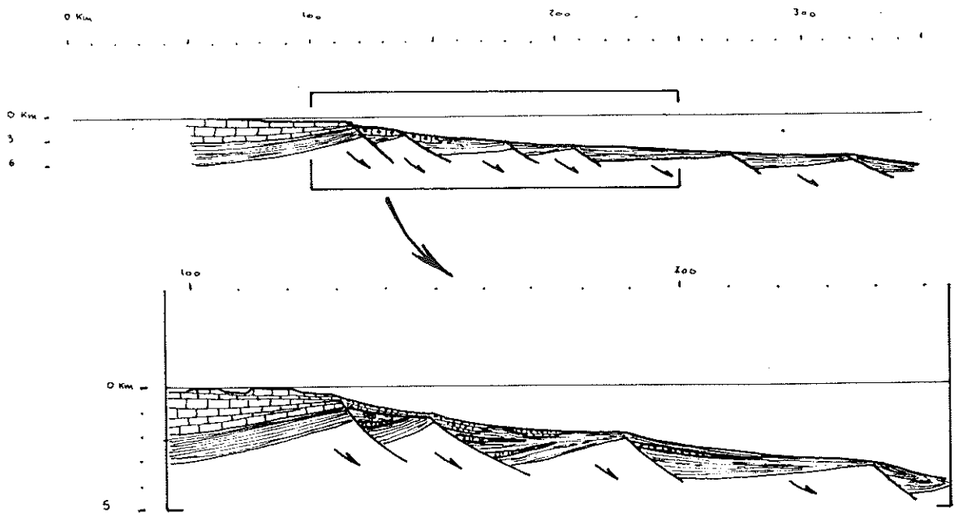


Fig. I.33 - Formation de Sapi-Karamba : paléogéographie durant le Lias.

- Dogger

Le schéma du haut de la figure I.34 montre le contexte global de la marge qui consiste, en accord avec les résultats du volcanisme évoqués au paragraphe précédent, dans le développement d'un volcanisme d'isle océanique, probablement associé à l'initiation d'une nouvelle dorsale (Honegger 1988) dans la marge distale de la corne ouest de la marge nord-indienne.

Le contexte de blocs basculés peut expliquer les variations latérales rapides de sédimentation, tel qu'il est représenté par le schéma du bas de la figure.

Selon I. Reuber, les coulées de laves de la coupe du Sapi La montrent des faciès qui plaident en faveur d'une faible tranche d'eau. On peut expliquer cette remontée, depuis le milieu pélagique, aux effets du bombement thermique général lié à la dorsale, associés à des soulèvements locaux de plus grande ampleur dûs au magmatisme.

La présence, dans les grain flows de la formation, d'oolites à nuclei volcaniques, implique que la plate-forme peu profonde sur laquelle se formaient ces oolites ait été elle aussi affectée par le volcanisme.

Le dépôt des radiolarites et silts calcaires rouges marque, tout du moins dans la coupe du Sapi La, la fin du volcanisme. Ici encore, la présence de grain flows oolitiques interstratifiés marque la présence d'une plate-forme carbonatée proche. Les argile des radiolarites doivent dériver de l'altération de volcanites et on constate encore une fois le rôle de barrière, vis à vis des apports directs de détritiques terrigènes continentaux, de la plate-forme carbonatée.

En faisant les mêmes réserves que dans l'analyse des séries de l'arc à la première partie, on peut tenter une analyse séquentielle basée sur la courbe des variations eustatiques de Vail et al (1988). Ainsi, cet épisode radiolaritique (non daté ici) pourrait-il être corrélé avec la tendance transgressive à long terme du Callovien à l'Oxfordien.

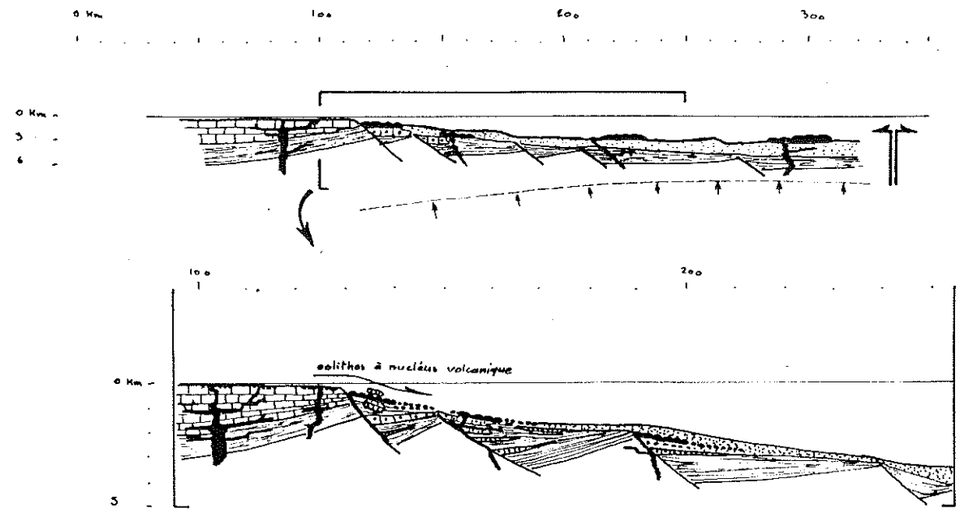


Fig. I.34 - Formation de Sapi-Karamba : paléogéographie durant le Dogger

De la même manière, s'il ne s'agit pas d'un nouvel épisode magmatique, le retour de sédiments volcanodétritiques avant l'Albo-Cénomanien daté du Sapi La, pourrait s'expliquer par la grande régression du Portlandien-Crétacé inférieur, qui aurait conduit à un remaniement des volcanites jurassiques.

- Crétacé (fig I.35).

Nous avons parlé du Crétacé inférieur (non daté dans la série), auquel serait à rattacher une partie au moins des sédiments volcaniclastiques. Tous les sédiments datés du Crétacé supérieur montrent des faciès pélagiques: radiolarites, calcaires pélagiques à Foraminifères passant latéralement à des silts calcaires rouges, flyschs volcano-sédimentaires à blocs de radiolarites.

Deux causes peuvent expliquer l'approfondissement du milieu de dépôt: d'une part la subsidence thermique de la marge succédant au développement de la dorsale, et d'autre part la grande transgression du Crétacé supérieure, qui conduirait alors au développement de dépôts d'intervalle transgressif formés de silts calcaires.

La présence simultanée de ces silts et des turbidites souligne encore la morphologie contrastée des milieux de dépôt, certains étant protégés des terrigènes, d'autres les piégeant.

Nous avons évoqué la possibilité du développement d'une dorsale dans la Formation de Sapi-Karamba, dorsale qui auarait eu pour effet de la séparer de la marge nord-indienne. Cette situation pourrait expliquer les caractéristiques spéciales de la sédimentation post-Dogger: dérivant vers le Nord et de plus en plus éloignée de la source de détritiques constituée par la la marge indienne, seuls des silts argilo-calcaires auraient pu sédimenter dans la formation.

On ne peut pas aller très loin dans cette hypothèse parce que la date de la fin de l'accrétion de la ride médio-néotéthysienne jurassique

n'est pas connue. De même, il faut savoir que l'expansion océanique dans le canal du Mozambique n'a pas été très importante et qu'il s'agissait plutôt d'une zone de décrochements transformants: nous savons que la majorité du déplacement de l'Inde vers le nord s'est produite au début Crétacé entre l'Inde et Madagascar, mais nous connaissons peu de choses sur la situation de la lithosphère océanique située au Nord de la corne NW de l'Inde.

En conclusion

Nous avons donc décrit l'évolution d'une série distale de la marge nord-indienne de la Néotéthys qui se caractérise dans un premier temps par une évolution classique de marge passive, puis dans un deuxième temps par l'irruption d'un volcanisme d'ouverture océanique et enfin par une nouvelle phase d'évolution en marge passive distale.

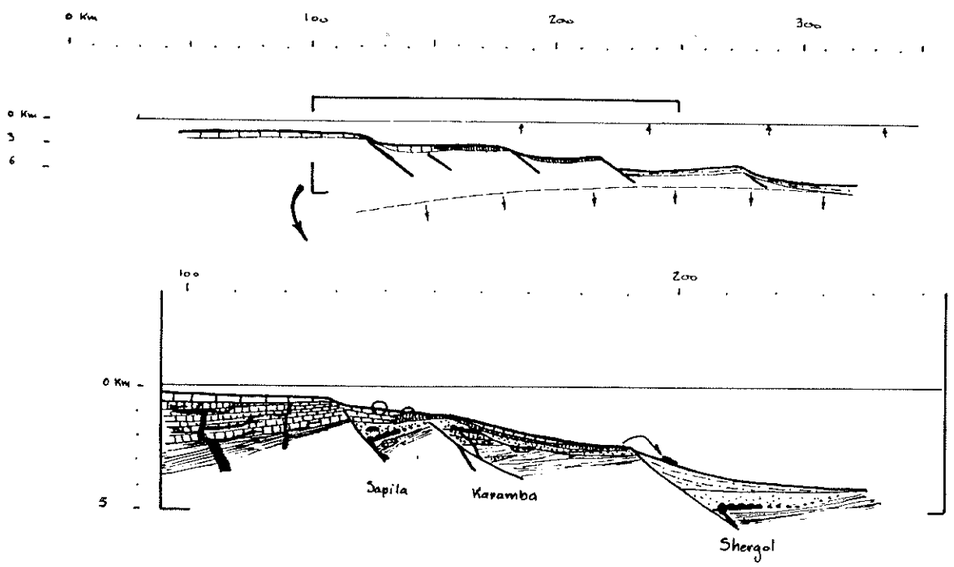


Fig. I.35 - Formation de Sapi-Karamba : paléogéographie durant le Crétacé supérieur.

ESSAI D'INTERPRETATION DE L'EVOLUTION SEDIMENTAIRE EN RELATION AVEC LES VARIATIONS EUSTATIQUES

Au Trias, nous avons situé cette formation sur la marge nord-indienne , assez proche d'une plate-forme carbonatée peu profonde. Les sédiments de cette époque sont composés de flyschs gréso-pélitiques pélagiques, admettant quelques passées lenticulaires (mass flows) de calcaires bréchiques à bio- et lithoclastes (fig. I.36)

Rappelons que le Permo-Trias est l'époque du début de l'ouverture de la Néotéthys: pour cette raison nous placerons cette série dans un contexte classique de marge passive en subsidence termique. Nous en aurons confirmation par la suite, car la sédimentation, qui montre d'importants et rapides passages latéraux de faciès, ainsi que des blocs éboulés, s'explique aisément par l'existence de blocs basculés séparés par des failles listriques.

Au Jurassique inférieur, les oolithes, les bio- et lithoclastes provenant de la plate-forme s'accumulent localement pour donner des calcaire bréchiques.

Au Dogger, un volcanisme sous-marin de type rifting dans une marge continentale se développe dans la formation, donnant des coulées de laves avec leur cortège de hyaloclastites et d'agglomérats. Nous interprétons ce volcanisme comme lié au développement d'un segment de dorsale océanique dans la marge, en relation, par exemple, avec l'ouverture du canal Mozambique . Ce volcanisme présente des caractères qui indiquent une faible profondeur d'eau, ce qui est confirmé par la matrice carbonatée abondante des brèches calcaires. On reliera cette diminution de la profondeur des dépôts (par rapport au Trias) au bombement thermique et aux soulèvements locaux dus au magmatisme, ainsi qu'à la régression qui culmine à la limite Bathonien-Callovien.

Le volcanisme a pu continuer jusqu'au Malm et éventuellement jusqu'au Crétacé supérieur, bien qu'il semble que les sédiments volcaniclastiques crétacés soient dûs au remaniement du volcanisme jurassique.

Alors que des produits du volcanisme forment par endroit des épaisseurs importantes (quelques centaines de mètres), ils manquent totalement à d'autres, ou continue à se développer les séries flyschoïdes.

Au Malm, non caractérisé paléontologiquement dans la formation, la profondeur de dépôt augmente brutalement, dûe probablement à la grande transgression du Jurasique supérieur et à une nouvelle phase de subsidence thermique de la marge. Ceci expliquerait l'apparition de mass flows de calcaires oolithiques interstratifiés dans des silts calcaires rouges et dans des radiolarites.

La réapparition de sédiments volcaniclastiques au **Crétacé inférieur** peut éventuellement s'expliquer par la grande régression du Portlandien-Aptien, qui remobilise les volcanites du Dogger appartenant à des reliefs à nouveau émergés.

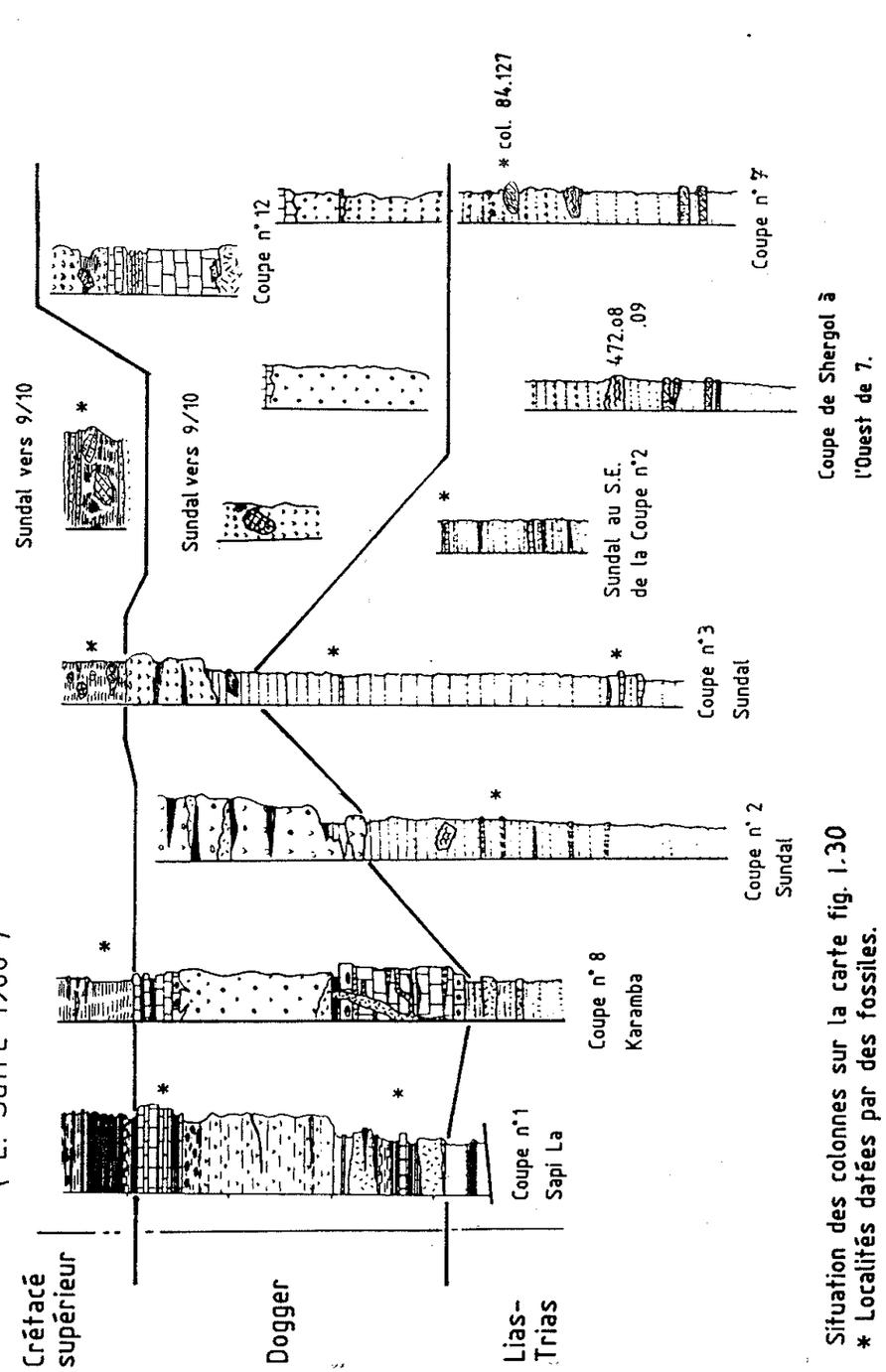


Fig. I.36 - Corrélations stratigraphiques entre les écailles de la form. de Sapi-Karamba.
(E. Sutre 1986)

Situation des colonnes sur la carte fig. I.30
* Localités datées par des fossiles.

Au Crétacé supérieur, les radiolarites réapparaissent, en même temps que les calcaires pélagiques, ce qui peut s'expliquer par la transgression du Crétacé supérieur, combinée au subsidence thermique.

Dans certaines parties de la marge, les séries Crétacé voient se poursuivre la sédimentation de flyschs volcaniclastiques.

On notera le parallélisme avec l'évolution de la sédimentation des séries classiques de la marge nord-indienne.

Relations avec les autres unités de marge indienne

Dans la vallée de Shergol, elle est en contact tectonique la nappe de la Mulbeck Chu formée des séries de faciès type Shillakong.

Latéralement, vers l'Est, ses relations avec les séries de type Lamayuru ne sont pas bien connues. Mais on notera une grande similitude entre les flyschs triasiques des deux unités.

Le seul critère discriminant serait alors la présence de volcanisme dans la Formation de Sapi-Karamba. Effectivement, le volcanisme n'est pas connu, même à l'état détritique, dans les séries de Lamayuru du Trias au Crétacé. Sauf dans la localité de Lamayuru, ou il existe un sill de laves près de la localité à Daonelles: serait-ce une écaille tectonique de la Formation de sapi-Karamba ? Concernant "Le Lamayuru" de la localité type, cela mérite réflexion car sur une coupe Nord-Sud passant par Lamayuru, les flyschs d'âge triasique à crétacé de Lamayuru ne contiennent pas de détritisme volcanique.

On envisagera donc que la Formation de Sapi-Karamba soit un équivalent plus distal des séries de Lamayuru, ce qui expliquerait sa position septentrionale actuelle, mais alors comment expliquer les arrivées de carbonates de plate-forme, qui auraient dû passer par dessus les séries de flyschoïdes duLamayuru, puisque la plate-forme devait se trouver au Sud ? On doit donc envisager des plates-formes distales équivalentes à celles décrites par Reuber et Colchen (1987) dans la Klippe de Spontang.

On doit donc séparer cette formation des séries de Lamayuru, tout en la laissant très près d'une plate-forme carbonatée de haute énergie, donc de faible profondeur. Un emplacement possible serait la corne NW de l'Inde. En effet, dans cette région, la variation depuis les faciès proximaux vers les faciés distaux profonds peut se faire dans des directions EW, alors que dans la marge indienne, le variation va du Sud vers le Nord.

C'est donc ici (fig. I.59) que nous placerons la Formation de Sapi-Karamba; dans une région où, il faut l'avouer, le contexte géodynamique et notamment la position des dorsales et failles transformantes est encore très mal appréhendé.

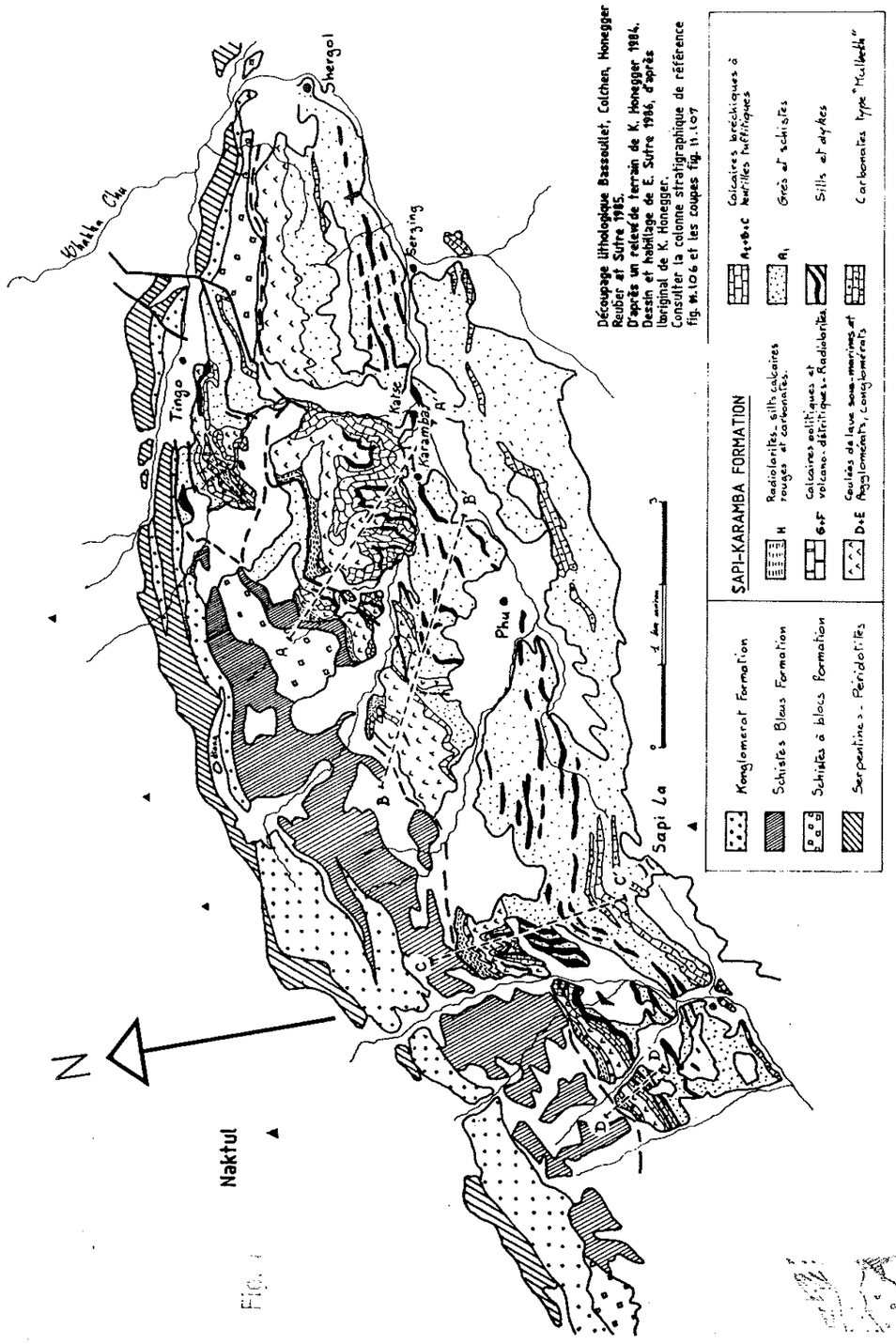


Fig. I.37 - Carte de la vallée Shergol-Sapi La. K. Honegger 1983.

2.4.2 - UNITES DIVERSES

Témoins d'îles océaniques métamorphisés dans le faciès schistes bleus

K. Honegger et al. (1988) ont décrit les terrains de la vallée de Shergol métamorphisées dans le faciès schistes bleus: il s'agirait de restes d'île océaniques. Le métamorphisme est daté à 100 Ma, soit Albien moyen (carte fig. I.37).

Il ne s'agit pas de témoins métamorphisés de la Formation de Sapi-Karamba puisqu'à l'Albien l'Inde, dont la marge était située au Sud de 20° Sud, n'avait pas encore commencé son mouvement vers le Nord et que le bloc du Ladakh était situé vers l'Equateur (sf chapitre 3).

La provenance paléogéographique de cette île ne peut donc pas être précisée.

Mélange d'Omlung

Décrit par C. Talon en 1988 (cf fig. II.11), il s'agit de péridotites sur lesquelles reposent des radiolarites et calcaires pélagiques du Maestrichtien supérieur, suivis par des calcaires massifs, puis par des laves sous-marines.

Le substratum de péridotites du Mélange d'Omlung est responsable d'une bonne part du détritisme ophiolitique de la Formation de Skyu-Chiling, entre Hankor et la Latho Chu. On peut également se demander si les masses d'ophiolites situées plus à l'Ouest, entre Marka Village et Chiling, voire même Urtsi, ne sont pas à rattacher à cette unité.

Sa situation paléogéographique est pour l'instant inconnue.

Le Bloc Permien de Lamayuru

- au-dessus du village de Lamayuru affleure le bloc permien de Lamayuru (fig. II.42) qui se rattache aux blocs semblables des mélanges de la Klippe de Spontang (Reuber et al 1987);

La Klippe de Spontang

Il s'agit d'un témoin d'une portion distale de la marge indienne (I. Reuber et M. Colchen 1987) charrié vers le Sud sur les sédiments de marge indienne.

Témoins probable de la Formation de Sapi-Karamba

- dans la gorge de la Yapola (fig II.42) affleure une formation contenant un bloc de radiolarite en contact avec un sill de lave trachy-andésitique dont la faciès rappelle les laves de la Formation de Sapi-Karamba (communication orale K. Honegger, cf analyse en annexe 5);

- 2.5 -

LES FORMATIONS CONTINENTALES D'EPISUTURE

2.5.1 - INTRODUCTION

La Bande Sud des Mélanges Colorés :
une zone à la signification géodynamique remarquable

Les premières études géologiques du Ladakh visaient a établir la stratigraphie des principales unités lithostructurales. De ce fait, l'étude des nombreuses petites unités, plus ou moins tectonisées et mêlées aux ophiolites qui affleuraient dans la zone de suture, avait été repoussée, le temps qu'on en sache suffisamment sur le contexte global de la Néotéthys pour pouvoir les interpréter.

En effet, on pensait que ces unités représentaient les restes de provinces néotéthysiennes disparues, et qu'elles n'avaient a priori aucun lien avec les sédiments des deux marges affleurant dans la zone de suture.

Les critères retenus pour classer ces unités dans les Mélanges Colorés étaient surtout basés sur leur étrangeté par rapport aux unités adjacentes.

Ainsi, la Formations à Blocs d'Urtsi (fig. II.32), qui jouxtaient les terrains du Nindam régulièrement stratifiés, avaient-elles été rangées dans les mélanges, ainsi que tout ce qui contenait des ophiolites.

L'usage ayant rapidement consacré le terme et la signification qu'on y attachait, la cartographie de cette "Unité" n'a commencé à poser des problème que lors des premières études de détail des terrains qui la constituaient. Par exemple, nous avons vu que la Formation à Blocs d'Urtsi formait la base de la Formation de Nindam, et nous verrons que certaines ophiolitiques sont en réalité des épandages de conglomérats continentaux monogéniques d'ophiolites.

D'une manière générale, nous nous sommes apperçu que le rôle de la tectonique, appliqué au caractère chaotique de certaines unités des Mélanges Colorés, avait été surestimé, conduisant à une interprètation systématique de celles-ci en termes de mélange tectonique et de prisme d'accrétion.

Tant que la zone de suture était réputée contenir un mille-feuille où s'intriquaient dans le plus grand des désordre des écailles tectoniques, voire une bouillie de terrains des deux marges, alors la définition d'une unité des Mélanges Colorés se justifiait.

Maintenant que les études de terrain montrent au contraire une suture où tous les terrains sont rangés dans l'ordre: ceux de marge nord au Nord, ceux de marge sud au Sud, où même les position relatives à l'intérieur de chaque marge sont respectées, où la tectonique empêche rarement l'étude stratigraphique, alors la définition d'une telle unité ne peut plus reposer sur un contenu lithologique précis débouchant sur une zone cartographiable, mais doit découler de la signification géodynamique globale d'une zone dont les contours n'ont pas besoin d'être précisément définis.

La Bande Nord des Mélanges Colorés se définit donc comme une zone géodynamiquement remarquable, où la collision a mis en contact:

- les sédiments des deux marges;
- des écailles tectoniques de celles-ci;
- des écailles de domaines néotéthysiens inconnus ailleurs;

et où, après la collision, des conglomérats d'épisuture sont venus tout recouvrir.

Dans cette Bande Sud des Mélanges Colorés nous avons déjà étudié les terrains qui appartenaient à la marge nord et ceux d'affinités plus incertaines, nous allons maintenant nous intéresser aux conglomérats d'épisuture.

Conglomérats d'épisuture : définition

Ce que l'on nomme couramment au Ladakh "zone de suture", est constitué par la Bande Sud des Mélanges Colorés: c'est la zone où sont en contact les sédiments des deux anciennes marges néotéthysiennes. Mais le mouvement principal accommodant la convergence des deux plaques ne se fait plus dans cette suture, qui représente uniquement la limite entre les terrains des deux marges dans une partie bloquée de la superstructure de la chaîne ; la trace en surface de ce plan de mouvement a migré vers le Sud au cours de la collision.

Pendant les premiers temps de la collision, elle représentait à la fois le lieu d'affrontement entre les unités des deux marges et la trace en surface du plan de chevauchement des deux plaques.

Ensuite, la trace en surface du chevauchement des deux plaques a migré dans la plaque indienne, et les mouvements dans l'ancienne zone de suture n'ont plus intéressé que la superstructure.

Suivant en celà G. Mascle et al. (1986), nous appellerons donc "conglomérats d'épisuture" les conglomérats déposés sur la zone de suture définie comme la limite qui sépare en surface les sédiments des deux marges: nous les trouverons donc dans la Bande Sud des Mélanges Colorés.

2.5.2 - LA FORMATION DE SKYU-CHILING

2.5.2.1 Entre Nimaling et Chiling

Bibliographie:

On consultera, entre autres, les publications suivantes: Baud et al (1982), Brookfield et al (1984), Frank et al (1977), Fuchs (1984, 1986), Mathur (1983), Pal et al (1977), Sah et al (1980), Sterne (1979), Stutz (1988), Steck (1986), Thakur (1981), Van Haver (1984, 1986).

Christian Talon, de l'Université de Lausanne, soutiendra bientôt une thèse sur les Mélanges Colorés de la vallée de la Marka.

Situation géographique:

On se réfèrera à la carte et aux coupes des figures I.38 et I.39.
Description détaillée des coupes du secteur tome II, § 1.1.

A l'Ouest de la zone décrite, les terrains de la bande sud des Mélanges Colorés forment le sommet qui suplombe la localité de Chiling.

Cette bande de terrain, bien visible sur les scènes Landsat, traverse ensuite la rivière Zanskar, pour affleurer en rive droite de la vallée de la Marka, juste en dessous de la ligne de crête.

A l'Est, elle disparait au niveau du Gongmaru La, par biseautage tectonique.

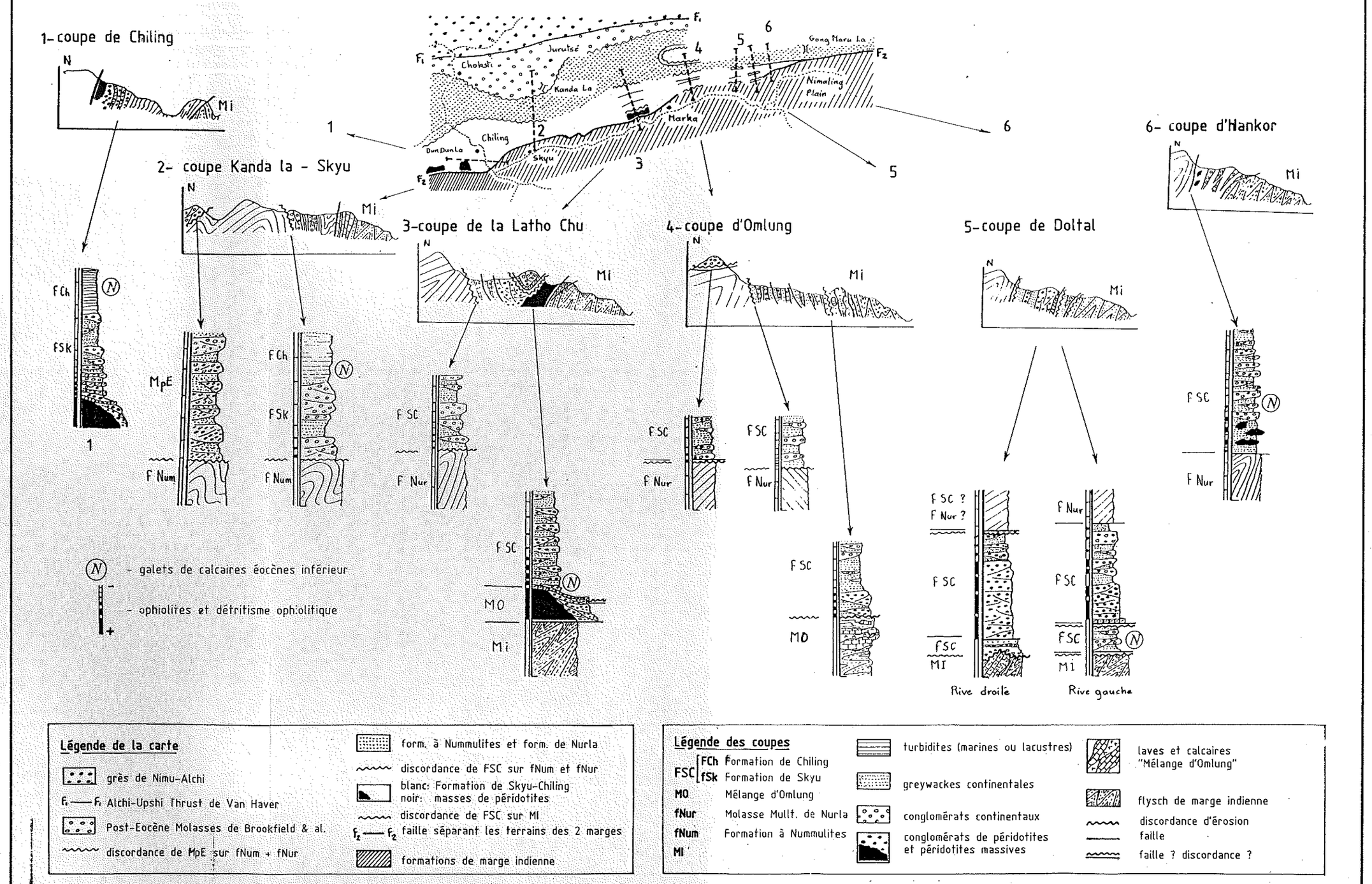
Elle réapparait beaucoup plus à l'Est, dans la zone interdite, au niveau des Nidar ophiolites (V.C. Thakur et al 1983).

Dans la vallée de la Marka, il n'y a pas d'endroit où l'appellation Mélanges colorés puisse mieux se justifier: cette bande de terrains, coincée entre les sédiments gris argenté de la marge indienne et ceux, rouges, du Groupe de l'Indus, montre des alignements de conglomérats péridotitiques vert foncé, soulignés au Sud par un liseré de dolomie calcaire orangée, qui contrastent avec les couleurs brunes et rouges des greywackes et des corps conglomératiques pointant vers le ciel, dégagés par l'érosion.

Sur le terrain, une première constatation s'impose: 95% des mélanges colorés de la Marka sont des conglomérats continentaux post-ilerdiens et post-suturation.

Il s'agit donc de formations qui cachètent la zone de suture.

Fig. I.38 - Coupes, colonnes stratigraphiques synthétiques et carte de la bande sud des mélanges colorés entre Nimaling plain et la rivière Zanskar. E. Sutre 1983 et 1984.



Ces Mélanges Colorés sont actuellement étudiés en détail par Christian Talon, de l'Université de Lausanne. Les coupes que je vais présenter ne mettent pas en relief la complexité des différents corps sédimentaires que Talon est en train de cartographier, mais elles permettent de poser les principaux problèmes.

Je ne séparerai pas toujours **la formation des molasses de Chiling** décrite par Sterne (1979) des **conglomérats de Skyu** (ou Skio), au sens de Fuchs (1984).

De toutes façons, les Mélanges Colorés sont des unités tectoniques cartographiquement discontinues, ils ne sont pas datés et leurs faciés lithologiques ne sont pas discriminants (puisque semblables): il est donc pour l'instant quelque peu illusoire de vouloir à tout prix les regrouper sous des noms de formations. Toutefois, on sent bien, par leur lithologie, que ces unités lithostructurales ne font pas partie d'unités stratigraphiques fondamentalement différentes.

Contexte structural

La géométrie globale est exposée sur les coupes de la figure I.39. Du Nord vers le Sud on rencontre les unités suivantes:

- les Grès de Nimu-Alchi limités au Sud par une faille F1 ;

- les Post Eocène Molasses de Brookfield et al (1984). Cette formation est, selon ces auteurs, en discordance sur la pile sédimentaire de l'Unité de Manlung (Formation de Nindam, "Formation à Nummulites" et Formation de Nurla).

  Les conglomérats d'épisuture sont successivement discordants, depuis le Kanda La jusqu'au Gong Maru La, sur toutes les formation de l'Unité de Manlung.

  Les conglomérats d'épisuture sont composés des formation de Skyu et Chiling ;

- dans la zone des Mélanges colorés affleurent d'autres corps sédimentaires sur lesquels sont discordants les conglomérats d'épisuture: des masses d'ophiolites, essentiellement des péridotites, et les "Mélanges" d'Omlung ;

- au Sud de l'accident principal affleurent les formations de marge indienne (Flyschs de la Marka de Baud 1982). Il est très probable que les conglomérats d'épisuture soient également discordants sur celles-ci.

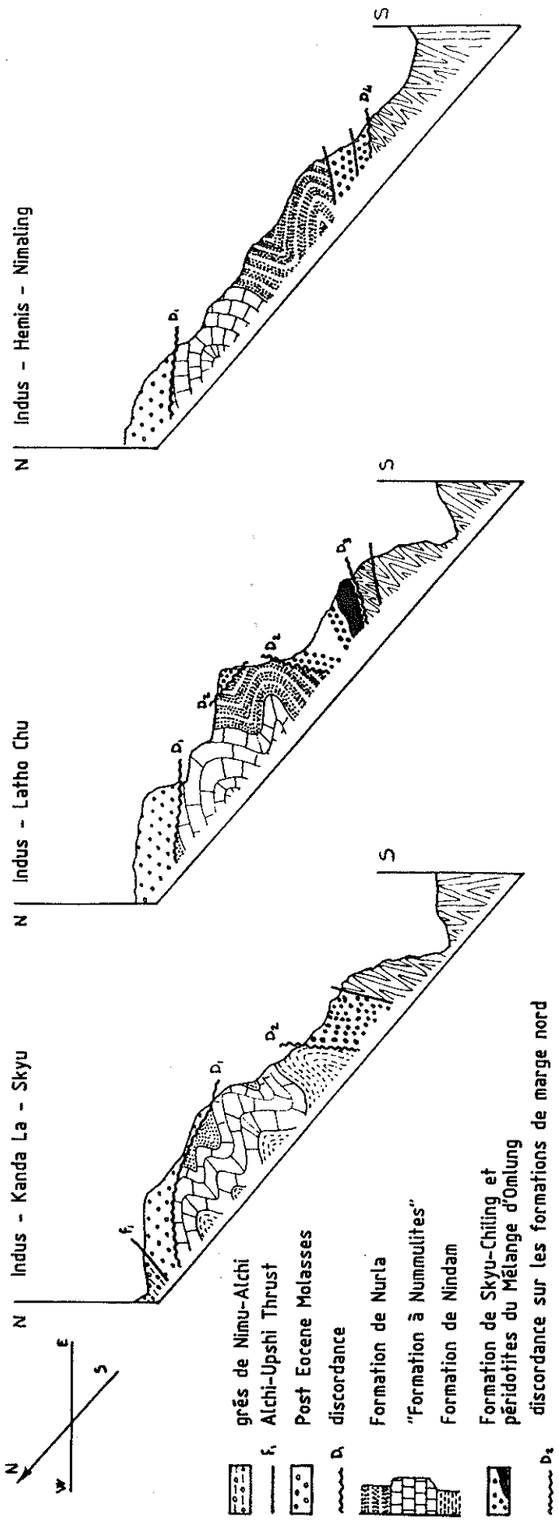


Fig. I.39 - Hypothèses de corrélations entre les formations de la bande sud des mélanges colorés entre Zanskar et Nimaling.

E. Sutre 1984.

Description

En ce qui concerne les conglomérats d'épisuture , la figure I.38 montre que les failles, les discordances d'érosion, les trop rares polarités sédimentaires observées, le faible nombre de datations, ainsi que les lacunes des relevés de terrain (notamment en ce qui concerne les corrélations entre coupes), ne permettent pas de proposer un schéma cohérent à partir de toutes les données récoltées dans cette zone, puisqu'en effet, certaines sont contradictoires du fait des lacunes d'observation.

Toutefois, on peut avancer un certain nombre de certitudes, et bâtir quelques hypothèses.

*** Discordances:**

Les conglomérats d'épisuture sont discordants:

- *Sur les terrains de marge nord*, où ils érodent les terrains du flanc sud de l'Anticlinal de Miru, c'est à dire, de l'Ouest vers l'Est: les flyschs crétacés de la Formation de Nindam, la "Formation à Nummulites" et la Formation de Nurla.

- *Sur des masses de péridotites*, témoins de croûte océanique dont l'origine est à rechercher aussi bien dans la plaque indienne, que dans la plaque asiatique de la Néotéthys. En ce qui concerne la masse d'Omlung, nous pouvons l'attribuer, semble-t-il, à la plaque indienne.

Situées à la base de la formation, ces masses s'observent toujours en contact tectonique avec les sédiments de marge indienne (coupes de Chiling et de la Latho Chu). Ce sont les "isolated thrusted masses" de Fuchs (1984).

- *Sur le "Mélange" d'Omlung.*

- *Sur les terrains plus proximaux de marge sud (Flyschs de la Marka)*: mais ce point gagnerait à être revérifié.

*** Lithologie**

La principale caractéristique de ces terrains continentaux est qu'ils contiennent une part importante de détritisme ophiolitique (sables et galets).

Dans la coupe du Kanda La à Skyu, ainsi qu'entre Chiling et le confluent Marka-Zanskar, on peut séparer les formations de Skyu et de Chiling, sans savoir pour autant si cette division à un intérêt, car il est probable qu'elle ne reflète que des variations de sédimentation très locale.

On conviendra d'appeler Formation de Skyu les sédiments qui renferment un détritisme ophiolitique visible à l'échelle macroscopique, cette formation constituant la base de la colone stratigrapjhique

On consultera la nommenclature des produits du détritisme ophiolitique au tome II, § 3.5.

- *La Formation de Skyu*

Son "substratum" est constitué de masses d'ophiolites ou de brèches ophiolitiques marines autour desquelles des conglomérats ophiolitiques monogéniques continentaux s'organisent en auréoles détritiques.

Au contact des péridotites, se développent des sols, colluvions et alluvions provenant de l'altération et de l'érosion de ces péridotites. Ces sédiments remarquables, car monogéniques, forment la majorité des terrains de couleur sombre qui s'observent sur la photo satellite.
On les observe dans les coupes de Chiling, de la Latho Chu, ainsi que dans les coupes de Doltal.

A ces conglomérats monogéniques sont associés des bancs de dolomie conglomératique péridotitiques qui s'observent à plusieurs niveaux:
Directement sur les péridotites, ils forment un niveau continu de paraconglomérats qui peut s'interprêter comme une minéralisation due à des circulations d'eau au toit d'un imperméable.
A l'intérieur des lentilles conglomératiques, ils se présentent sous la forme d'ortho- et de paraconglomérats qui représentent des niveaux de playa, voire des mass flows lacustres.

Les clastes de ces conglomérats monogéniques sont, soit des ophiolites massives, auquel cas les conglomérats sont de type brèches continentales ophiolitiques monogéniques monogénétiques, soit des brèches marines ophiolitiques, auquel cas les conglomérats sont de type brèches continentales ophiolitiques monogéniques polygénétiques (ie dont les clastes sont eux mêmes formés de brèche ophiolitiques marines).

Des masses hectométriques de péridotites ou de brèches ophiolitiques marines sont présentes à l'état d'olistolites dans une sédimentation lacustre.

Au conglomérats ophiolitiques monogéniques succèdent des conglomérats, arénites et greywackes polygéniques, dont le détritisme ophiolitique, d'importance variable, va des sables serpentineux aux galets. On y rencontre, dans les premières centaines de mètres, de nombreux bancs de dolomie conglomératique qui témoignent d'environnements variés: des turbidites calcaires lacustres, des boues calcaires de bordure de lac, des calcaires de playas et des croûtes calcaires continentales.
Hors les ophiolites, le reste du détritisme est formé de greywackes et de granites dérivés des sédiments de marge nord.

- *La formation de Chiling*:

Elle est caractérisée, à Chiling, dans sa localité type, par des turbidites (sables grossiers en bas de rythme) au fort détritisme chloriteux (serpentineux ?).

Elle admet des niveaux conglomératiques dans lesquels on rencontre des galets de calcaires à faune Eocène inférieur.
L'ensemble doit représenter un environnement fluvio-lacustre localement turbiditique.
Le détritisme, greywackes, laves, granite, provient de la marge nord.

Dans la coupe de la vallée de Doltal, les Flyschs de la Marka semblent recouverts en discordance par une formation conglomératique.
Ces conglomérats renferment des galets de calcaire d'âge Eocène inférieur (Nummulites, Assilines). La provenance (marge Nord ou Sud) de ces calcaires est inconnue.
Ils ne semblent pas contenir de détritisme ophiolitique, du moins à l'échelle macroscopique.
Il se pourrait que ces conglomérats soient discordants sur la Formation de Skyu-Chiling.

2.5.2.2 Entre Chiling et Lamayuru

Entre Chiling et la Konskri La (carte générale fig. I.9 et carte détaillée fig. II.32), les conglomérats de la Formation de Skyu-Chiling se divisent en deux branches: l'une est discordante sur la Formation de Nindam dans l'unité sud du Konskri La, l'autre est discordante sur la Formation de Nindam dans l'Unité de Manlung.

Entre le Konskri La et Urtsi ils sont discordants sur la Formation à Blocs d'Urtsi, et sur des écailles de formations à blocs qui en font peut-être partie.

Au delà d'Urtsi les conglomérats affleurent sous forme de petites écailles tectoniques dont les relations avec les unités adjacentes sont confuses; notamment, on ne peut pas mettre en évidence leur discordance sur la Formation de Lamayuru, bien qu'ils contiennent des clastes qui puissent en provenir.

Les conglomérats d'épisuture entre Chiling et le Konskri La

Description détaillées des coupes dans le tome II, § 1.2.1 et carte générale fig. II.21.

Dans les branches nord et sud, les conglomérats de la Formation de Skyu-Chiling sont en même position structurale et montrent des successions lithologiques semblables.

Ils sont en position stratigraphique normale, en discordance (accordance) sur la Formation de Nindam en position stratigraphique inverse.

Lithologie

Leurs premiers niveaux sont, soit des bancs dolomitiques de type playa à fantômes de racines, soit des ortho- ou paraconglomérats à matrice dolomitique renfermant du détritisme ophiolitique micro- à macroscopique.

Suivent ensuite des greywackes et conglomérats provenant de l'érosion de la Formation de Nindam. Le détritisme ophiolitique se fait alors plus discret (faible fraction de sables serpentineux).

Sédimentologie

Ce sont principalement des colluvions peu évoluées, et des alluvions de fleuves à chenaux en tresses.

Climat

L'analyse des argiles des conglomérats (annexe 2) a mis en évidence la quasi absence de fraction gonflante, démontrant la présence d'un climat aride, comme l'atteste également la présence des niveaux dolomitiques de playa.

Les conglomérats d'épisuture entre le Konskri La et Urtsi

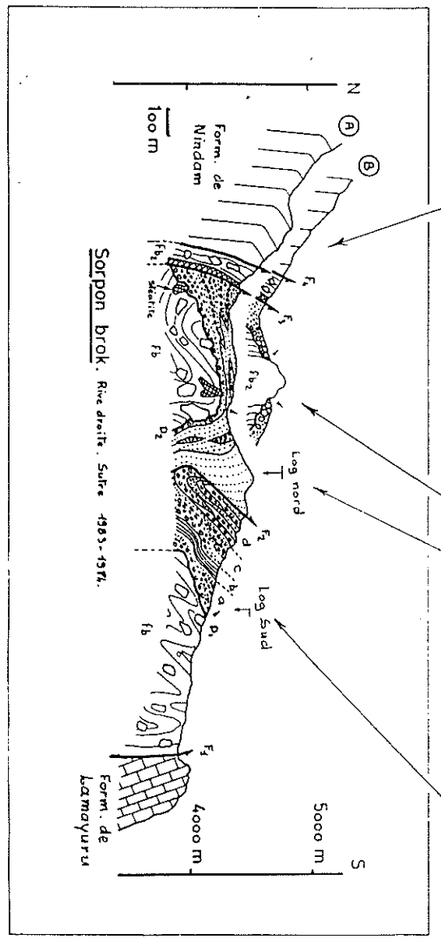
Description détaillée des coupes au tome II, § 1.2.2 et carte générale fig. II.32.

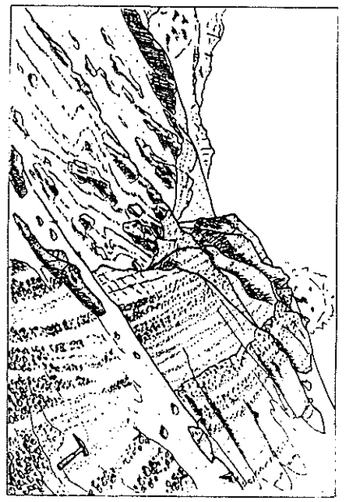
Les conglomérats d'épisuture sont discordants sur la Formation à Blocs d'Urtsi. Ils contiennent également à leur base des dolomies (cf analyse des dolomies en annexe 3) à détritisme ophiolitique, notamment des galets décimétriques dans la coupe d'Urtsi rive droite.

Le détritisme ophiolitique est présent dans les conglomérats de la coupe de Sorpon sous la forme de sables serpentineux mêlés aux matériaux provenant de la Formation à Blocs d'Urtsi et de celle de Nindam. On notera également la présence de galets de granite.

En rive droite d'Urtsi, ils contiennent des clastes de calcaires triasico-jurassiques à micro-filaments, qui proviennent de la marge sud.

Localement (rive gauche d'Urtsi) on observe des dépôts de sables lacustres à ripples dans lesquels viennent s'intercaller des corps conglomératiques grossiers. Dans cette localité, les sens des courants lacustres vont de l'est vers l'Ouest, et les positions des galets des conglomérats montrent des sens Nord-Sud. On peut s'imaginer une paléovallée Est-Ouest, bordée par des reliefs très proches dont les arrivées détritiques grossières débouchaient directement dans un lac.





discordance des conglomérats de Wanlah, sur les formations à blocs d'Urtsi
vue vers l'Ouest: Rive droite du ruisseau de Sorpon Brok (4100m)

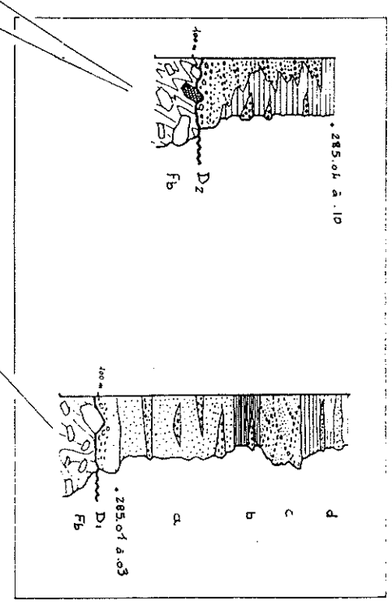


Fig. I.40 - Discordance de la Formation de Skyu-Chiling sur la Formation à Blocs d'Urtsi.

2.5.2.3 Les niveaux carbonatées

Rappelons que ces formations sont composées de sédiments continentaux de piédmont d'âge post-Ilerdien.

L'analyse granulométrique (cf annexe 1) ainsi que l'étude sédimentologique nous a permis de caractériser des cônes alluviaux proximaux et distaux, des dépôts de pentes, des dépôts de plaine alluviale avec leurs fleuves divaguants et des milieux lacustres et de playa.

Une grande partie du détritisme est de nature ophiolitique, ce qui confère un cachet très particulier à ces formations dont le volume est par ailleurs relativement peu important à l'échelle de la chaîne.

L'analyse de la fraction argileuse des dépôts (cf annexe 2) montre le peu d'importance de la phase gonflante issue de l'altération des phyllites détritiques, caractérisant par là même un climat aride.

Une des caractéristiques de ces formations est le fort pourcentage du ciment carbonaté: en moyenne 30% du poids dans les rudites et arénites (cf annexe 1). Il existe également des boues carbonatées conglomératiques à clastes jointifs ou non jointifs, ainsi que des brèches et microbrèches de calcaires ilerdiens remaniés. Pour ces dernières, l'origine des carbonates est connue: ils proviennent de l'érosion des derniers niveaux marins de la Néotéthys, mais pour les autres, quelles peuvent être les sources en carbonates et les milieux de dépôt?

Utilité stratigraphique

Ils peuvent tout d'abord, s'ils sont primaires, nous aider à caractériser des milieux de dépôts, et s'ils sont secondaires, nous renseigner sur la circulation des fluides dans les formations.

De plus, des bancs carbonatés conglomératiques jaune orangé d'extension kilométrique se suivent d'Est en Ouest tout le long de la zone des Mélanges Colorés: peuvent-ils nous servir de niveau repère stratigraphique ?

Dès lors, il s'agit essentiellement de pouvoir déterminer si l'on a affaire à des calcaires de précipitations chimiques souterraines, auquel cas les limites de minéralisation auront de fortes chances de recouper les limites sédimentaires, ou à des calcaires de playa (précipitation chimique dans un lac temporaire avec "imprégnation" des couches sous jacentes) ou à des calcaires lacustres (précipitations chimiques et éventuellement dépôts bioclastiques ou biochimiques), dans ce cas, nous auront affaire à des niveaux repère d'un point de vue stratigraphique.

Composition chimique

En annexe 3, une analyse à la microsonde sur un échantillon d'Urtsi donne une bonne idée de la composition de ces carbonates : ce sont des proto-dolomies avec un excès de magnésium.

L'analyse ne porte que sur un échantillon, mais la dolomie est visible au microscope dans toutes les plaques minces et l'on peut généraliser sans grand risque à l'ensemble des niveaux carbonatés de la zone des Mélanges Colorés.

Sources des carbonates

Il est courant de trouver des carbonates dans les molasses : les molasses alpines en renferment énormément et les sources de calcium sont bien connues, ce qui n'est pas le cas au Ladakh, où je me contenterai de faire un inventaire des possibilités.

- Les roches du Batholite : les granites ne libèrent pas d'eaux très chargées en calcium, par contre elles sont très agressives vis-à-vis des carbonates qu'elles pourront rencontrer et déplacer.

- Les terrains continentaux du groupe de l'Indus: ils ont pu libérer des eaux chargées en carbonates.

- Les couches marines du groupe de l'Indus: tous ces terrains, depuis la formation de Mongyu, en passant par les couches volcano-sédimentaires et jusqu'à la "Formation à Nummulites" contiennent un fort pourcentage de calcaires qui ont pu être remobilisés.

- Les péridotites: quantitativement elles ont une grande importance pour les formations de Skyu - Chiling puisque leur volume, toutes formes confondues (masses, conglomérats, sables... etc) doit avoisiner la moitié du total.

  La présence des péridotites, dont les pyroxènes reliques sont des enstatites et des diopsides, peut expliquer la forte proportion en magnésium et calcium (libérés par altération) constatée dans les niveaux à ciment carbonaté dont le détritisme est monogénique et ophiolitique.

Milieux de dépôt

Comme nous l'avons vu par ailleurs, ces calcaires se sont déposés en milieu continental, sous un climat aride. A quels types appartiennent ceux des formations de la Bande Sud des Mélanges Colorés

* **Les calcarénites:**

  Ce sont calcaires resédimentés, des microbrèches de la taille maximum des graviers, à ciment calcaire. Les clastes sont des calcaires ilerdiens de la série à Nummulites.

  Au contraire de Fuchs, je ne considèrerai pas que ces clastes calcaires proviennent forcément des séries éocènes du ZansKar (marge Indienne), et ceci pour deux raisons: premièrement parce qu'il n'est pas possible de différencier les faunes éocènes des deux

marges, et deuxièmement parce que je rattache les séries des Mélanges Colorés à celles du Groupe de l'Indus, dans lèsquelles les calcaires à Nummulites ne manquent pas.

Peu fréquentes, je n'ai rencontré ces calcarénites que dans l'Hankor Chu, dans des dépôts lacustres.

*** Les minéralisations carbonatées liés à la circulation de nappes phréatiques**

Elles sont venues boucher la très forte porosité de ces sédiments lessivés de leur fraction fine (cf annexe 1).

Dans les dépôts de pente du type de l'échantillon 120.06 (fractions fines lavées, donc larges pores, voir annexe 1) ou dans les ortho-conglomérats de type de l'échantillon 44.01 (coupe figure II.10), la croissance du premier ciment, quand il est conservé, est palissadique. Une forte porosité subsiste. Les clastes sont rongés ou pseudomorphosés par la calcite. Il se peut qu'une bonne part de la fraction fine ait été "digérée" de cette façon, faussant ainsi l'analyse granulométrique et rendant plus difficile leur distinction d'avec les boues carbonatées de playa et de lacs.

On sait que ces niveaux de minéralisations calcaires souterraines migrent facilement dans les profils, surtout dans les pays à climat chaud, et qu'ils sont très agressifs vis-à-vis de leur encaissant.

*** Les carbonates de playa (fig. I.41 et I.42)**

Caractéristiques de lacs temporaires sous climats arides, ils sont issus de cycles où alternent des dépôts lacustres classiques d'eau libre, et des dépôts liés à l'évaporation des eaux de surfaces des nappes phréatiques affleurantes.

Cette évolution dans le temps est complétée par une évolution latérale dans les faciès, les dépôts de playa étants situés en bordure des lacs (On consultera notamment la figure 7 page 91 in "Sandstones depositionnal environnements" P. A. Sholle & D. Spearing ed., The Am. Assoc. of Petroleum Geologists, 1982).

La dénommination "calcaire de playa" caractérise donc un environnement dans lequel se dépose différents types de calcaires.

Je prendrai les définitions suivantes

- Calcaires palustres ou de playa: les roches issues de précipitation en zone marécageuse de bordure de lac.
- Calcaires lacustes: issus de précipitation en eau libre, ou turbidites lacustres

Critères de reconnaissance des calcaires palustres ou de playa

- Ils peuvent être associés à des sulfates et à du sel: je n'ai pas trouvé de sel sous forme de cristaux macroscopiques, par contre j'ai

trouvé un peu de gypse dans la coupe de la Doltal Chu, mais il peut s'agir d'un claste.

- Traces d'assèchements: nous avons observé des fentes de dessication entre Lasgo bridge et le Dun Dun La.

- Paléosols: certains niveaux de boues calcaires (discordances Di de la vallée de Sumda Chen) présentent des structures qui rappellent celles des sols, ainsi que des traces que l'on pourrait interprêter comme des racines.

- Les limites pétrographiques carbonatées des bancs (surtout la limite supérieure) sont les mêmes que les limites sédimentaires. Ce critère permet de vérifier qu'il ne s'agit pas d'une minéralisation phrétique profonde sécante sur les bancs (condition nécessaire mais pas suffisante: une telle minéralisation peut être parallèle aux bancs). Ce critère est difficilement applicable quand tous les dépôts sont imprégnés de carbonates, comme c'est le cas ici.

Des niveaux calcaires ortho-conglomératiques de la région de Chiling - Dun Dun La peuvent être de ce type

*** Les carbonates lacustres:**

Si les carbonate de playa sont essentiellement formés par précipitation dans des eaux sursaturées en sels dissous (concentration due à l'évaporation), les carbonates lacustres se forment aussi grande partie grâce à des processus biogéniques.

Ils se forment en eau libre, ce qui permet le développement d'un autre type de sédiment: les turbidites lacustres à matrice calcaire (microdensity flows de la figure I.42).

La figure I.42, où est schématisée l'organisation des terrains nés d'une transition lacustre, passe en revue les différents types de sédiments possibles dans ce type d'environnement. Voyons si les carbonates des formations que nous avons rencontrées s'insèrent dans ce schéma:

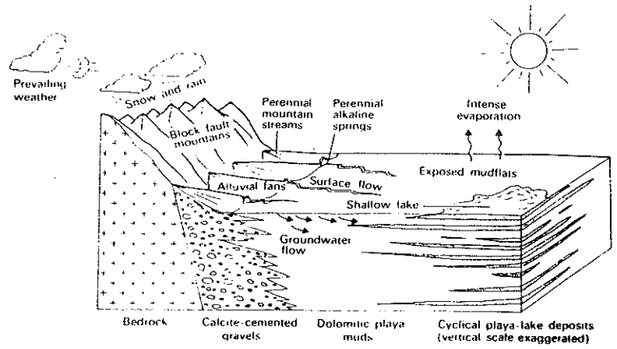
- Niveaux calcaires conglomératiques, fréquement discontinus, du type de ceux de la figure II.8: para-conglomérat à boue carbonatée. Figures de base de banc, lamines au sommet: ils sont issus de courants de densité, ce sont des turbidites lacustres.

Les conglomérats calcaires de Sumda Chen seraient également de ce type.

- Les niveaux plus ou moins conglomératiques de la coupe figure II.5 sont plutôt dûs à des courants de traction en milieu lacustre.

-Les niveaux de marnes calcaires lumachelliques (fig. II.5 et II.6) seraient les platy limestones ou les carbonates laminites de la figure I.31.

- Des niveaux de brèches péridotitiques de la région de Chiling - Dun Dun La seraient les closed work breccias de cette figure.



(Fig. 4.7.) Schematic block diagram showing general depositional framework envisaged for Wilkins Peak Member (after Eugster and Hardie, 1975).

Fig. I.41 - Les dépôts de playa (J.D. Collinson 1980).

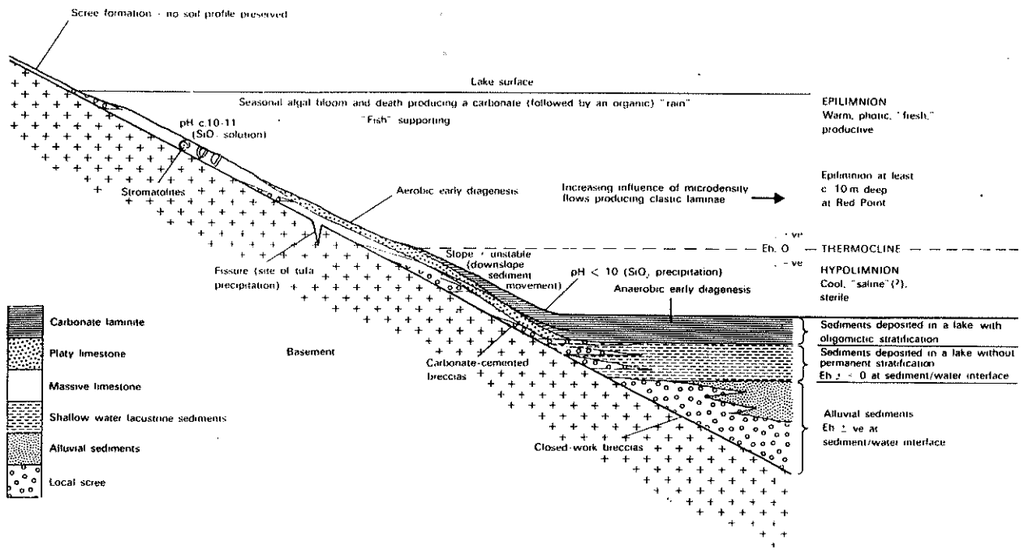


Fig. 4.15. Model for the margin of the Devonian Orcadian Basin, Scotland, illustrating vertical and lateral facies relationships and sedimentary processes which influence sedimentation of a *coincident* margin during lake transgression (after Donovan, 1975).

Fig. I.42 - Transgression de faciès lacustres.
J.D.Collinson in "sedimentary environments and facies"; H.G. Reading ed., Blackwell scientific publications, 1980.

Nous voyons donc qu'une grande majorité des carbonates formant les niveaux carbonatés orangés sont à rattacher à des faciès de transgression lacustre.

*** Précipitations carbonatées le long d'accidents tectoniques:**

Selon G. Talon, il faudrait invoquer ce mécanisme pour les niveaux carbonatés C_2 et C_{1-2} situés dans la coupe de la Doltal Chu (fig. II.9 et II.10). Personnellement, je n'ai pas vu de contact tectonique à cet endroit. J'interprèterai plutôt cette limite comme une discordance d'érosion. Selon moi, il s'agit de carbonates plus ou moins conglomératiques de type playa, ou de type minéralisation souterraine, à l'interface entre deux séries sédimentaires de lithologie différentes: la série de base étant formée d'arénites à la porosité très inférieure à celle des conglomérats susjacents.

Il interprète de la même manière les carbonates des contacts C_3 et C_4. Je ne nie pas que des contacts tectoniques ultérieurs aient pu emprunter ces limites lithologiques, mais je persite à penser qu'il s'agit de minéralisations souterraines liées à des mouvements de nappes phréatiques.

*** Minéralisations d'origine hydrothermale:**

Talon signale des minéralisations sécantes sur la stratification, dans des diaclase: minéralisations hydrothermales (post-éocènes ou océaniques ?) ou minéralisations phréatiques dans des nappes ?

Evolution des niveaux carbonatés.

Je prendrai comme exemple l'échantillon 79.06 examiné par avec l'aide de Monsieur Ducloux du laboratoire de pédologie de Poitiers. Il s'agit d'un niveau jaune orangé situé dans le petit synclinal rive droite, 600m en amont du village d'Urtsi. Il est situé à la base de la discordance d'érosion sur les formations à blocs de la formation d'Urtsi. C'est un conglomérat qui remanie les terrains sous-jacents et qui comprend quelques galets décimétriques de péridotites. On peut observer les faits suivants:

- Formation d'une boue micritique.
- Micritisation et nodulisation des clastes.
- Silicification dans des fentes: fracturation à relier aux évènements tectoniques ayant structurés ce bassin sédimentaire. On peut relier cet épisode avec celui qui affecte tout le groupe de l'Indus dans cette région.
- On placera ici la phase de dépôt d'oxydes de fer, bien qu'elle puisse avoir eut lieu très précocement.
- Microsparitisation, puis éventuellement une remicritisation.

En résumé

Les formations de Skyu - Chiling renferment deux types principaux de carbonates:

- *Des ciments carbonatés* vraissemblablement très précoces (minéralisations associées à des circulations phréatiques), très agressifs vis-à-vis des clastes, au point de les pseudomorphoser en grandes quantité. Localement, ils forment des encroûtements métriques à l'interface de bancs dont la lithologie et la porosité sont très contrastés.

- *Des bancs de calcaires de playa, ou de milieux palustres équivalents situés en bordure de lacs.*
A l'intérieur des formations, il peut être envisagé de les prendre comme niveaux stratigraphiques repères.

Par contre, il existe un liseré de ces calcaires situé juste au dessus de la discordance d'érosion des formations de Skyu-Chiling, que j'interprète comme un niveau de transgression lacustre diachronique. Il marquerait, dans la Marka, l'avancée de faciès lacustres sur les séries de l'anticlinorium de Miru, et, dans les vallées de Sumda et de Hinju-Urtsi, l'avancée de ces faciés sur les formations des marges néotéthysiennes.

On peut très bien s'expliquer le télescopage des séries lacustres et de cône alluvial proximal: la topographie au moment du dépôt des formations de Skyu-Chiling devait être celle d'une vallée étroite où les cônes alluviaux pénétraient directement dans les milieux lacustres, et où, dans des zones où les rives des lacs étaient bordées d'escarpements, des pans de falaise ou des blocs tombaient dans des faciés argilo-silteux protégés des détritiques les plus grossiers (explication des olistolites de péridotites de l'Hankor Chu).

Toutefois, il existe vraisemblablement des affleurements dans lesquels ce niveau carbonaté puisse corespondre à une minéralisation équivalente à celle du contact C_{2-1} de la coupe de la Doltal Chu: minéralisation parallèle aux bancs. Cela pourrait être le cas pour la bande Nord des formations de Skyu-Chiling qui affleure dans les vallées tributaires rive gauche à Sumda Chen.

2.5.2.4 Le problème des ophiolites et du détritisme ophiolitique

Les témoins de la série ophiolitique situés dans la bande sud des Mélanges Colorés, et tout spécialement ceux situés entre Nimaling et Chiling, nous content une histoire complexe.
En effet, il ne s'agit pas de masses ou de détritiques "normaux" dans des séries continentales: ils représentent le domaine océanique, et leur incorporation dans cet orogène implique toute une série d'évènements bien particuliers (cf tome II § 3.5).

Il ne s'agit pas, dans cette partie, de donner l'histoire des ophiolites de cette région, mais seulement de reconnaitre les milieux de formation possibles des différents produits de démantellemnt dont nous avons fait une typologie au paragraphe 3.5 du tome II.

Les récentes découvertes de C. Talon (1988) montrent qu'il faut chercher à distinguer les brèches de la séquence ophiolitique, des brèches de pillows provenant de la partie supérieure (Maestrichtienne à Paléocène) du Mélange d'Omlung. Seules les analyses chimiques des laves peuvent permettre de trancher ce problème, si toutefois ce volcanisme peut se distinguer d'un point de vue géochimique de celui de la séquence ophiolitique.

Après quelques considérations sur les origines des ophiolites, nous nous intéresserons à leur modes d'affleurement et à leur modes d'altération.

Origine des ophiolites

Nous allons nous intéresser plus spécialement au contexte qui régnait au Crétacé supérieur, pendant la subduction, pour recenser les provenances possibles ou prouvées des ophiolites. Il est évident que seules les ophiolites associées à des sédiments nous permettrons de donner une provenance.

- Ophiolites de la plaque indienne:

Les ophiolites formant le substratum de la formation des mélanges à matrice Vraconnien-Eocène de la Klippe de Spontang doivent être rangées dans cette catégorie (Reuber et al 1987 et 1989).

- Ophiolites situées entre la dorsale néotéthysienne et la zone de subduction:

Il est très peu probable que celles-ci ayent été été préservées, bien que l'exemple de Taïwan (J. Suppe et al 1981) montre que le prisme d'accrétion puisse intrégrer des "râclures" la plaque plongeante et notamment des ophiolites. Mais en général, ce sont plutôt les appareils

volcaniques et les îles volcaniques qui sont préservés, comme tendrait à le prouver la présence de témoins d'île océanique dans les schistes bleus de Shergol.

Deux autres faits vont dans le sens d'une telle évolution: les ophiolites préservées - celles de la Klippe de Spontang et du "Mélange d'Omlung" - sont toutes attribuées à la marge indienne distale.

- Ophiolites situées au Nord de la zone de subduction.

Elles peuvent avoir plusieurs origines:

- Anciennes ophiolites du début de l'ouverture néotéthysienne, leur âge serait alors triasico-liasique, dans l'hypothèse où ce domaine nord-néotéthysien a été séparé du domaine sud-néotéthysien par la Proto Faille Transformante (P.F.T.) dès le Lias (les conceptions de Girardeau (1986) sont exposées dans la partie géodynamique du chapitre 3 de ce tome).

- Ophiolites équivalentes à celles de la ride de Xigaze, dues à une expansion océanique située au Nord de la proto-faille transformante . Leur âge pourrait alors s'étendre du Jurassique au Crétacé inférieur.

A ce sujet, on notera que l'âge de formation des péridotites de la localité de Dras (Reuber et al 1989) est Jurassique moyen (Aalénien). Comme il s'agit d'une période charnière et que les précisions manquent, on s'interdira donc d'en conclure quoi que soit.

Les affleurements de péridotites massives

L'affleurement type est celui de la Latho Chu ("Mélange d'Omlung" fig. I.38 et fig. II.13)

Il s'agit d'une masse kilométrique d'harzburgite très peu serpentinisée. S'agit-il d'une nappe de grande extension: et on pourrait alors parler d'obduction, ou d'une simple écaille tectonique ?
Les couches de cette coupe étant verticales, la dimension exacte nous est inaccessible.
Quoi qu'il en soit, elle est la source du détritisme ophiolitique qui s'étale en auréole autour d'elle, dans les formations post-ilerdiennes de Skyu - Chiling .

La masse du Dun Dun La (fig. II.18) est également de ce type, mais il n'en affleure que le sommet.

Les "arènes ophiolitiques" continentales

J'entends le terme au sens dans lequel il est communément employé dans l'expression "arène granitique", c'est à dire: altération continentale avec formation, sur place, de parallélépipèdes aux arêtes plus ou moins arrondies, emballés dans leurs produits d'altération et de désagrégation.

Ce type de terrain est représenté par les masses ophiolitiques de Sanak brok et du Dun Dun La, entre Chiling et Lasgo Bridge (fig. II.20).

Il doivent résulter de processus post-ilerdiens, puisqu'il est maintenant démontré que c'est le début de l'âge d'émersion des ophiolites (Garzanti, 1987).

Les produits obtenus sont des blocs dont les dimensions, relativement constantes, reflètent le maillage du réseau de fracture hérité, et dont l'arrondi est très semblable à celui d'un bloc transporté sur une assez longue distance par des torrents.

L'affleurement de péridotites situées à 700m au Nord de Lamayuru Gompa montre leur altération actuelle, sous un climat probablement assez semblable à celui qui régnait pendant le dépôt des formations de Skyu-Chiling. On y remarque que les blocs obtenus sont de taille semblable et sont bien émoussés.

Retenons donc que l'altération continentale des péridotites donne des blocs arrondis et de même taille. Ce processus est comparable au processus d'arénisation des granites.

Les sédiments continentaux monogéniques peu évolués

D'âge post-ilerdien, à peine remaniés par les eaux de ruissellement, ce sont des rudites dont l'exemple type est représenté par l'échantillon 120.06 analysé dans l'annexe 1. Cet échantillon succède directement à l'arène ophiolitique de Sanak Brok (fig. II.20). C'est un sable grossier à granules, uniquement composé de clastes de péridotites altérées. Une matrice de calcaire dolomitique remplit la forte porosité de ce sédiment lavé (les fines sont pratiquement absentes). Cette dolomie a tendance à "digérer" ou à pseudomorphoser les clastes.

Ce sont des dépôts de pente remaniant les arènes ophiolitiques, dans lesquels l'altération chimique des péridotites est plus poussée. Le transport est faible. Ces sédiments représentent une bonne part des niveaux de conglomérats rouges situés entre Urtsi et Nimaling.

Les conglomérats continentaux ophiolitiques monogéniques poly- ou monogénétiques

Les plus spectaculaires sont visibles entre la Doltal Chu et la Latho chu: ce sont des alignements de chenaux ou d'épandages conglomératiques monogéniques. La matrice est formée d'un sable serpentineux cimenté par un calcaire dolomitique. Les blocs et galets sont compris dans une moyenne de 10 à 40 cm, leurs arrêtes sont émoussées, leur forme est parfois franchement arrondie. Ce sont des chenaux ou des épandages de plaine alluviale lors de crues importantes. l'âge de ces conglomérats est postilerdien.

Ils combinent deux caractères généralement ressentis comme antinomiques:

- *Ils sont monogéniques*. Ce qui implique un transport assez court pour qu'il n'y ait pas eu de mélange avec des apports détritiques de nature différente.
- *Les blocs et galets sont bien émoussés, bien arrondis*, ce qui caractérise généralement un transport assez long.

En fait, cette contradiction n'est qu'apparente: le caractère monogénique prime sur l'émoussé, ce dernier caractère étant dû à l'arénisation des péridotites qui livre à l'érosion des blocs déjà arrondis (cf supra).

Ces épandages grossiers monogéniques correspondent donc à la partie proximale de l'auréole de désagrégation de masses ophiolitiques du type de celle de la Latho Chu.

La nature pétrographique des clastes ophiolitiques trouvés dans ces conglomérats est très particulière:

- péridotite massive (dunites, wherlites ou hartzburgites).

- brèche de péridotites lithifiée, admettant pour clastes des dunites, wherlites ou hartzburgites et plus rarement des pillows, dans une matrice lithifiée de sable exclusivement péridotitique (serpentineuse).

  La lithification de ces brèches est incomparablement plus poussée que celle des sédiments postilerdiens qui les remanient à l'état de clastes.

  A première vue, ces brèches font penser aux brèches et sables serpentineux formés en milieu océanique (Lagabrielle , 1982). Un examen macroscopique rapide des échantillons conduit à proposer plusieurs types possibles de formation pour ces brèches: brèches de failles intraocéaniques, brèches de pied de falaises sous marines, ou une conbinaison des deux (voir le paragraphe 3.5. du tome II).

  Je range ces brèches dans les brèches marines ophiolitiques au vu des critères suivants: la matrice est exclusivement serpentineuse, au contraire des brèches continentales ophiolitiques qui sont cimentées par de la dolomie, et la lithification est beaucoup plus poussée que dans les sédiments postilerdiens.

Christian Talon est en train d'aborder ce problème en tentant de voir si les différentes générations de minéraux serpentineux permettent de caractériser les environnements géodynamique dans lesquels ont eu lieu les bréchifications. Schématiquement, on peut espérer séparer ce qui ressortit à l'altération hydrothermale au niveau du rift, de ce qui appartient à la formation de dépôts de pied de pente (sous-marine ou non, car il parait difficile de séparer les deux).

On retiendra donc qu'il existe deux types de "faciès ophiolitiques" dont les produits de démantellement se retrouvent dans les conglomérats monogéniques continentaux postilerdiens:

- des faciès bréchiques (sédiments de pied de pente sous-marine, ou brèches tectoniques) qui donnent des conglomérats continentaux ophiolitiques monogéniques et polygénétiques (brèche continentale de brèche ophiolitique marine
- des faciés de péridotites massives qui donnent des conglomérats ophiolitiques monogéniques monogénétique (ophiolites massives bréchifiées une seule fois en régime continental).

Les olistolites et blocs éboulés de l'Hankor Chu

On retrouve (fig. II.4 à II.7), dans ces blocs décamétriques à hectométriques "échoués" dans des sédiments lacustres ou de plaine alluviale postilerdiens, les deux mêmes faciès que dans les conglomérats grossiers: certains blocs sont composés de péridotites massives (dunites, wherlites ou harzburgites), d'autres de brèches de ces péridotites. Ces brèches sont interprétées de la même manière que celles présentes dans les conglomérats: la bréchification n'est pas à rapporter à l'histoire continentale post-ilerdienne, mais à un histoire antérieure, possiblement océanique.

Part du détritisme ophiolitique dans les formations tertiaires de la zone des Mélanges Colorés

Nous avons parlé du détritisme bien visible dans le paysage, mais il prend souvent des formes plus discrètes et parfois surprenantes. Ainsi, le banc de conglomérats de la coupe de la figure II.10, dans lequel a été pris l'échantillon 44.01, a-t'il toutes les apparences d'un conglomérat de galets calcaires lavé de ses fines. Mais l'analyse en lame mince montre qu'en réalité il est formé de péridotites complètement pseudomorphosées par de la dolomie. S'agit-il d'ophicalcites formées en phase océanique, ou de dolomitisation continentale ?

En dehors de ce cas spectaculaire, les formations de Skyu-Chiling sont toujours composées d'une forte proportion de détritisme ophiolitique.

Malgré les problèmes posés par la tectonique, une certaine organisation dans la sédimentation des formations de Skyu-Chiling semble se dégager:

* Dans un premier temps, des masses ophiolitiques se mettent en place.

* Elles s'arrêtent et commencent à alimenter les dépôts monogéniques situés à leur pied, ces dépôts sont de plus en plus polygéniques vers le Nord, puisqu'ils se mélangent avec les autres apports détritiques.

Ces dépôts sont discordants sur les sédiments des deux marges.

Les clastes venant du Nord: volcaniques, plutoniques, volcano-sédimentaires et calcaires des séries à Nummulites, proviennent du Batholite et des formations du Groupe de l'Indus.

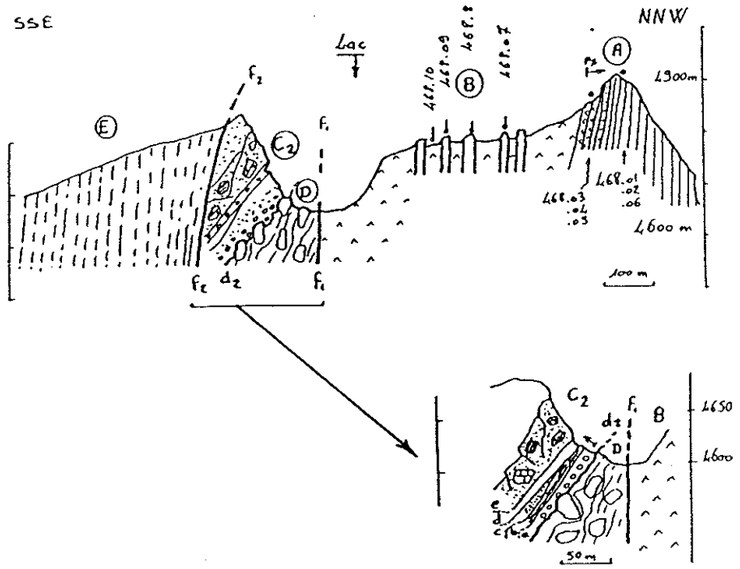
On pourra objecter qu'une discordance en milieu continental a toute les chances d'être diachrone, du fait des reprises d'érosion possibles. Celà ne semble pas être le cas ici, **car partout entre Urtsi et Nimaling le détritisme ophiolitique grossier semble confiné aux premiers niveaux discordants.**

* Dans un dernier temps, qui correspondrait au dépôt de la formation de Chiling au sens de Fuchs dans la région de Skyu-Chiling, et peut-être à celui de l'unité 4 de ma coupe de la Latho Chu, les masses ophiolitiques étant ennoyées dans les sédiments, le détritisme ophiolitique se fait plus discret et n'est plus représenté que par des spinelles, ou par des teneurs en chrome, vanadium ou titane anormalement fortes .

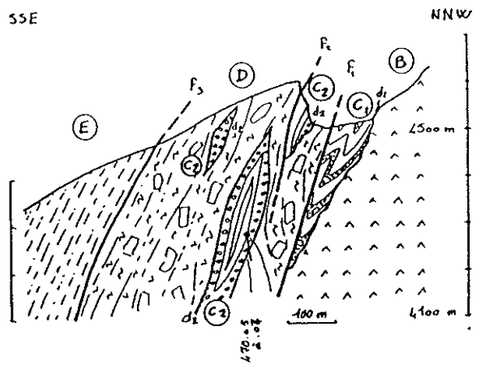
2.5.3 - LES CONGLOMERATS DE SHERGOL

Ces formations continentales affleurent depuis Bod Karbu jusqu'au Sapi La. Elles sont très tardives, puisque discordantes à la fois sur des formations de marge nord et de marge indienne.

Nous allons décrire successivement les différents types de discordance (cf coupes II.94 à II.102). La figure I.43 expose le plus complètement les faits:



Coupe n°11 de l'étang de Phu.



Coupe n°10 en-dessous de l'étang de Phu.

Fig. I.43 - Les Conglomérats de Shergol. Coupes n°10 et 11.

Les conglomérats discordants sur les péridotites
Unité C_1 de la coupe 10.

Les péridotites, sur lesquelles ils sont discordants, forment la majorité des clastes. On y trouve toutefois quelques clastes de gabbros (qui proviennent des dyckes des ophiolites), des schistes bleus, des volcani-clastites de l'Unité de Naktul ainsi que des calcaires à Nummulites de l'Ilerdien.

D'après la granulométrie et du fait qu'il n'y a pratiquement pas de mélange de plusieurs sources détritiques, nous nous trouvons en tête de réseau hydrographique: ce sont des colluvions de pente et des dépôts fluviatiles à faible indice d'évolution.

Les conglomérats discordants sur les schistes bleus
Unité C_2 des coupes.

Il s'agit de sédiments continentaux fluviatiles au départ (de a à c), discordants sur les schistes bleus qui forment la majorité des clastes de la couche de base.

Mais les affleurements de péridotites n'étaient pas loin, qui se manifestent ensuite sous la forme de coulées boueuses à clastes uniquement péridotitiques anguleux.

Les sédiments de la Formation de Sapi-Karamba arrivent quand à eux sous la forme de galets roulés, mais aussi sous forme de blocs plurimétriques: il devait exister au SSE une falaise individualisée dans la Formation de Sapi-Karamba, dont les blocs arrivaient sous forme d'éboulis se mêlant au détritisme ophiolitique et au détritisme des schistes bleus.

Conglomérats à blocs de calcaires à Orbitolines et à Nummulites

M. Colchen (1984) a signalé l'existence, dans la coupe du Sapi La, au nord des schistes bleus, d'une formation contenant des galets et blocs de calcaires à Orbitolines et Rudistes, dont la forme extrêmement irrégulière, à la fois contournée et anguleuse, faisait penser à une formation sédimentaire à blocs d'âge Crétacé (coupe "13" figure II.102).

En 1985, I. Reuber et M. Colchen ont trouvé dans cette formation des galets de calcaires à faune éocène: il s'agit donc de conglomérats d'épisuture.

La forme irrégulière des blocs de calcaires à Orbitolines peut s'expliquer par des phénomènes karstiques antérieurs au dépôt de ces blocs.

Les calcaires crétacés doivent provenir de l'Unité de Naktul, alors que les galets éocènes peuvent aussi bien provenir de terrains de marge indienne, que de terrains de marge nord-néotéthysienne.

Ces conglomérats contiennent également des schistes bleus.

De ce fait, on peut se demander si la "Melange Unit", que K. Honegger signale à l'Ouest du Sapi La (cf supra § 2.4), ne serait pas en réalité constituée par de tels conglomérats d'épisuture.

Chapitre troisième

CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES
STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE
EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE

SOMMAIRE

3,1 - CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA MARGE NORD

3,1,1 Le substratum des dépôts de l'arc crétacé 187

3,1,2 Sédiments antérieurs à l'arc 188

3,1,3 Premières formations liées à l'arc et plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur

3,1,3,1 Formation à Blocs d'Urtsi 189

3,1,3,2 La Formation de Mongyu et la Formation des calcaires de Kahlsi 193

3,1,3,3 Les plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur 195

3,1,4 Les cônes sous-marins volcano-détritiques

3,1,4,1 Formation Verte de Tar (Unité de Tar) 196

3,1,4,2 La Formation de Nindam dans l'Unité de Malung 196

3,1,4,3 La Formation de Nindam dans l'Unité du Tar La 198

3,1,4,4 Formation de Dras I (Unité du Batholite, Ouest-Ladakh).. 199

3,1,4,5 Formation de Dras II (Unité du Batholite, Ouest-Ladakh). 201
3,1,4,6 Ecailles du Naktul 201
3,1,4,7 Corrélations Nord-Sud dans la région Est-Ladakh 202
3,1,4,8 Corrélations entre régions Est- et Ouest-Ladakh 204
3,1,4,9 Reconstitutions paléogéographiques schématiques 204

3,1,5 Les derniers sédiments marins
3,1,5,1 Introduction 205
3,1,5,2 "Formation à Nummulites" ; paléogéographie 207

3,1,6 Passage au milieu continental 209

3,2 - STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DANS LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE

3,2,1 Présentation de la méthode 211
3,2,2 Un point de repère; l'évolution de la marge indienne 215
3,2,3 Stratigraphie séquentielle dans la marge nord 216
3,2,4 Conclusions 220

3,3 - FORMATIONS CONTINENTALES D'EPISUTURE; CORRELATIONS ET RELATIONS AVEC LES AUTRES FORMATIONS CONTINENTALES POST-ILERDIENNES

3,3,1 Corrélations entre Formation de Skyu-Chiling et Conglomérats de Shergol 221
3,3,2 Relations entre les différentes formations continentales post-ilerdiennes 222

3,4 - EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE

3,4,1 Avant la subduction
3,4,1,1 Contexte global 225
3,4,1,2 Données paléomagnétiques 226
3,4,1,3 Position du bloc du Ladakh pendant la subduction 228
3,4,1,4 Composition du bloc du Ladakh 230

3,4,2 Pendant la subduction
3,4,2,1 Début de la subduction 237
3,4,2,2 Période Aptien-Abien moyen 239
3,4,2,3 Albien supérieur 239
3,4,2,4 Du Cénomanien au Maestrichtien 241
3,4,2,5 Paléocène inférieur et base du Paléocène supérieur 243
3,4,2,6 Paléocène supérieur 246
3,4,2,7 Eocène inférieur 247

3,4,3 Pendant la collision
3,4,3,1 Période fin Eocène - début Oligocène 255
3,4,3,2 La zone de suture pendant le dépôt des formations d'épisuture 257
3,4,3,3 Déversement vers le Nord des terrains de la zone de suture 259
3,4,3,4 Serrage final, situation actuelle 261

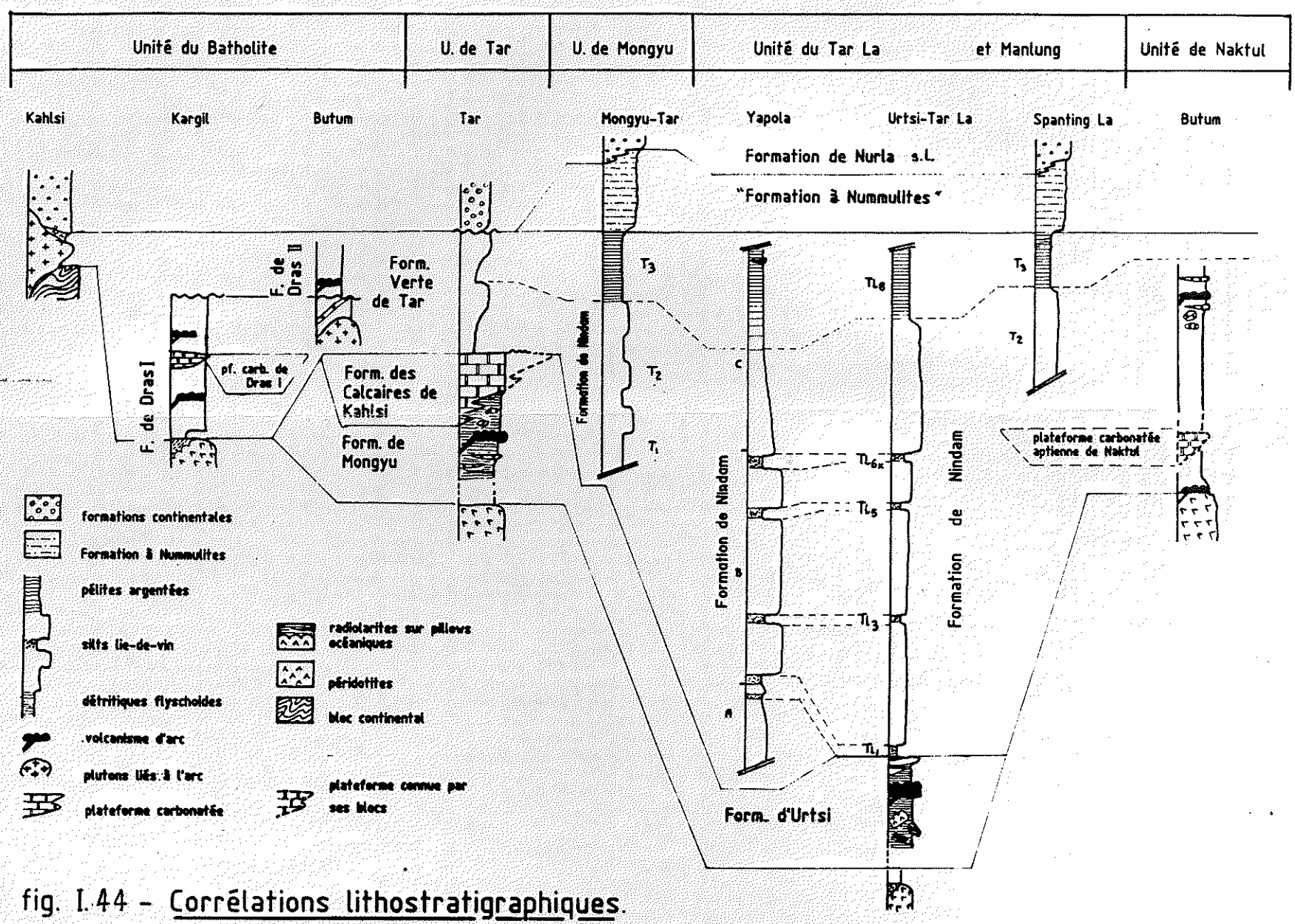


fig. I.44 - Corrélations lithostratigraphiques entre unités structurales de marge nord néotéthysienne. (E. Sutre. 1988)

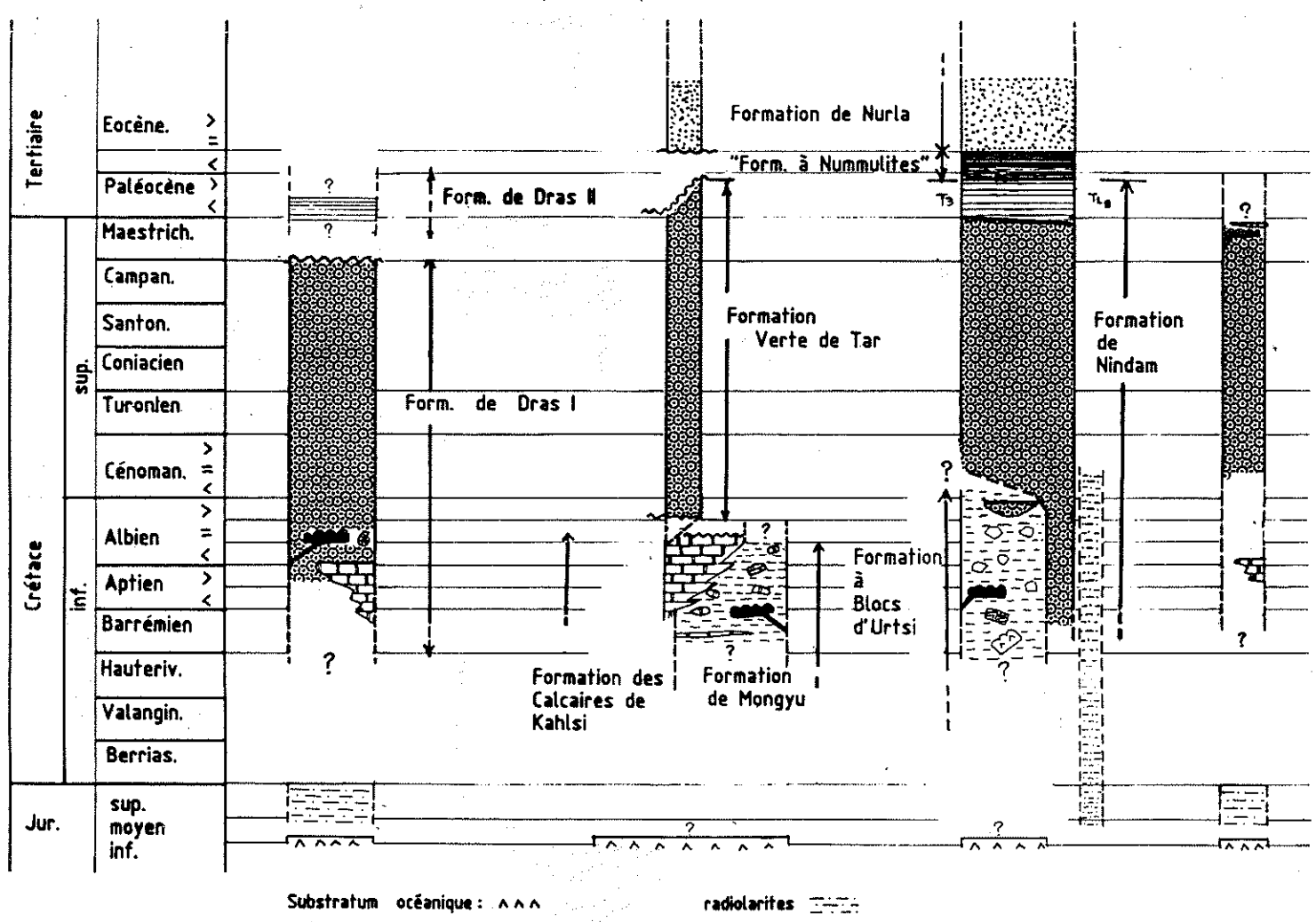


fig. I.45 - Age des formations de marge nord néotéthysienne. (E. Sutre 1988).

- 3.1 -

CORRELATIONS LITHOSTRATIGRAPHIQUES

EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA MARGE NORD

3.1.1 - LE SUBSTRATUM DES DEPOTS DE L'ARC CRETACE

La figure I.4 montre, d'Ouest en Est, les différents types de substrata appartenant à l'Unité du Batholite:

- de la croûte océanique néotéthysienne, dont d'âge Jurassique moyen, affectée d'un épisode tectono-métamorphique d'âge Jurasique supérieur (région de la Suru, substratum du Dras I), et qui porte des radiolarites d'âge Callovien-Tithonique;

- un ensemble continental, appartenant au Bloc du Ladakh, formé de sédiments probablement triasico-jurassiques, et d'un granite daté à 235 M.a. ;

- dans la Shyok (I. Reuber, à paraître): une croûte océanique néotéthysienne d'âge inconnu, portant des calcaires à rudistes et orbitolines.

L'Unité des écailles du Naktul

- Les écailles de l'unité du Naktul reposent sur des péridotites anté-kimméridgiennes traversées par les dykes alimentant les coulées sous-marines de l'arc.

Le substratum des autres unités peut être discuté (fig. I.44 et I.45):

- dans l'Unité de Tar la Formation de Mongyu a très probablement un substratum océanique;

- la Formation à Blocs d'Urtsi dans l'unité du Tar La possède elle aussi très probablement un substratum océanique, de même que l'Unité de Manlung;

Ainsi voit-on se dessiner la paléogéographie de la région où va se développer l'arc crétacé: une étendue de lithosphère océanique d'âge jurassique moyen structurée au Jurassique supérieur, admettant par endroit des micro-blocs de nature "continentale".

De cet espace, il ne va subsister dans le Bloc du Ladakh actuel que les parties intrudées par les plutons de l'arc (l'unité du Batholite), constituant l'autochtone, et des témoins parautochtones de cônes sous-marins dont le substratum océanique n'a pas été intrudé (les unités de Tar, Manlung, Tar La, Konskri La et Naktul).

Les péridotites ne sont pas un substratum courant pour les dépôts de plate-forme carbonatée, et pourtant il semble fréquent dans l'Himalaya: J. Marcou (1987) signale au Tibet des calcaires du Crétacé inférieur déposés sur des ophiolites et I. Reuber a décrit des faits analogues au SE de Leh (communication à paraître).

3.1.2 - SEDIMENTS ANTERIEURS A L'ARC

Dans la région Est, il existe des blocs de radiolarites dont l'âge est Callovien-Tithonique, Berriasien-Hauterivien, Berriasien-Albien et Albien-Cénomanien.

Si ces blocs appartiennent tous à la Formation d'Urtsi, ce sont les seuls témoins de la sédimentation antérieure ou contemporaine des premiers dépôts de l'arc.au développement de l'arc.

Dans la région de Kargil, les seuls sédiments candidats sont les radiolarites portées par des pillows, dont l'âge est Callovien-Tithonique.

La quasi-absence de sédiments d'âge intermédiaire est troublante: dans la base du Dras I, comme dans la base du Naktul, le volcano-sédimentaire d'arc est directement discordant sur les péridotites: ce fait suggère une éventuelle deuxième phase de structuration de la croûte océanique postérieurement au Jurassique, dans le Néocommien, au tout début de la suduction, juste avant le démarrage du volcanisme d'arc.

3.1.3 - PREMIERES FORMATIONS LIEES A L'ARC ET PLATES-FORMES CARBONATEES DU CRETACE INFERIEUR

Nous venons de discuter l'éventualité d'une phase de structuration néocommienne dans la région Ouest-Ladakh.

Dans la région Est-Ladakh, les bases de la Formations à Blocs d'Urtsi et de la Formation de Mongyu contiennent des blocs de grès et de chert de provenance inconnue, ainsi que des blocs de pillows provenant de

la croûte océanique: leur présence peut s'expliquer par l'existance de falaises sous-marines.

Du point de vue chronostratigraphique, plusieurs formations liées à l'arc débutent au Crétacé inférieur:

Dans l'unité de Tar:

- la partie inférieure de la Formation de Mongyu et son équivalent latéral à partir de l'Aptien inférieur: la Formation des Calcaires de Kahlsi.

Dans l'Unité du Tar La:

- la base de la Formation de Nindam dans la Yapola (avant l'Aptien): nous la décrirons dans la partie dévolue aux cônes sous-marins;

- La partie inférieure de la Formation à Blocs d'Urtsi, qui est pro-parte l'équivalent latéral de la base de la Formation de nindam dans la Yapola, les faciès turbiditiques "type nindam" n'arrivant qu'au Cénomanien-Turonien (Cénomanien d'après la stratigraphie séquentielle, cf infra);

Dans l'Unité du Batholite à l'Ouest:

- La partie basale de l'Unité de Dras I, jusqu'aux plates-formes carbonatées.

Dans l'Unité du Naktul:

- les blocs témoins d'une plate forme carbonatée aptienne et les parties cénomaniennes des écailles.

Nous allons décrire dans ce paragraphe les formations à blocs de Mongyu et Urtsi et les plates-formes carbonatées

3.1.3.1 Formation à Blocs d'Urtsi

Base de la formation

La base de la formation est un flysch à blocs (fig I.46).

Si les radiolarites de la rivière "J" et le bloc de pillows portant des radiolarites de Wanlah sont bien des blocs appartenant à la formation, alors sa base pourrait être formée de radiolarites déposées au Callovien-Tithonique sur la croûte océanique néotéthysienne, puis remaniées ensuite sous forme de blocs.

De toutes façons, la présence de blocs de MORB prouve une paléotopographie de bassin à escarpements sous-marins individualisés notamment dans de la croûte océanique.

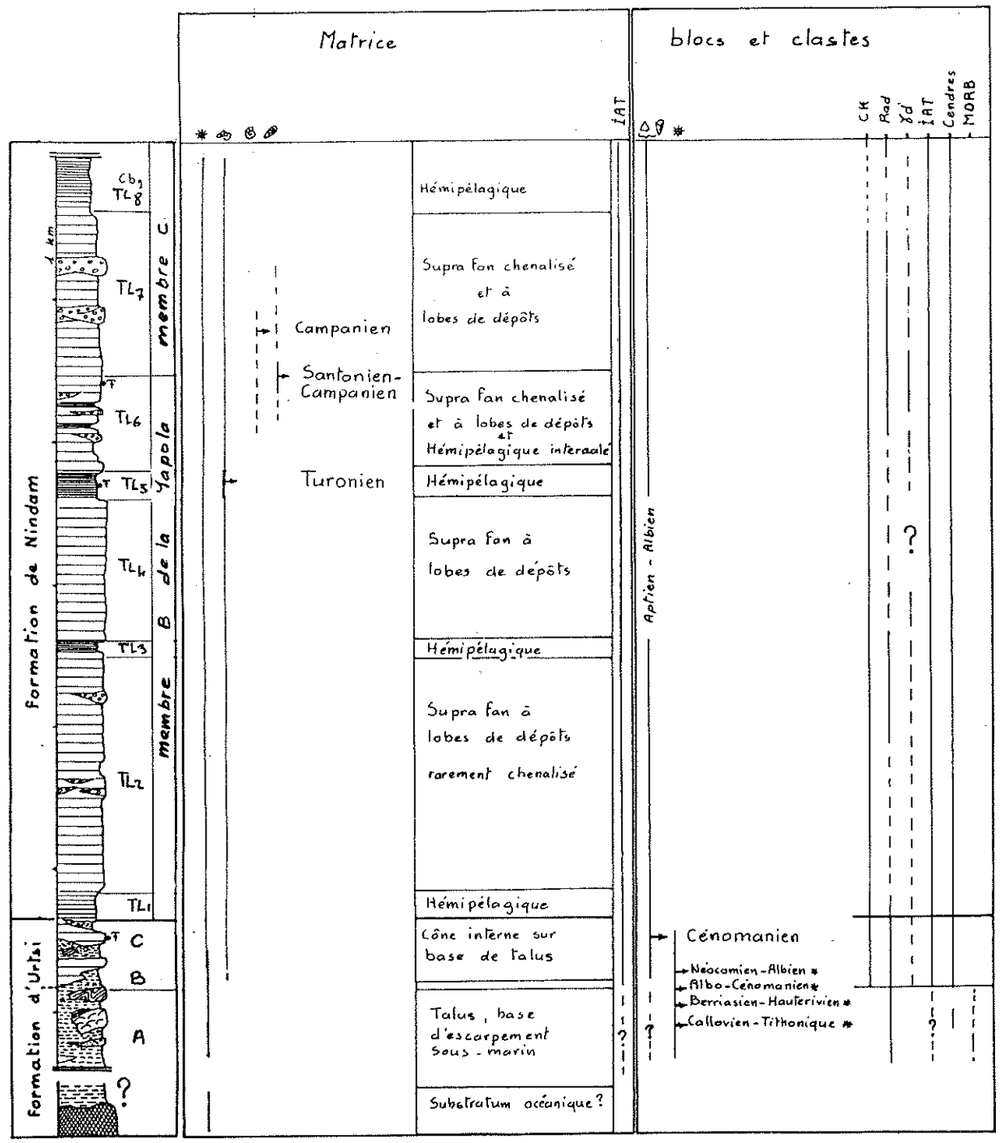


Fig. I.46 - Colonne stratigraphique de la Formation de Nindam (U. Tar La).

Les autres blocs (grès plus ou moins calcaires) sont d'affinités incertaines: on ne peut pas savoir s'ils dérivent de parties continentales de l'unité du Batholite, ou de sédiments détritiques déposés sur une croûte océanique.

Par contre, la nature de la matrice de cette formation à blocs indique l'existence d'une source émergée de terrigènes.

Nous nous trouvons en domaine bathyal, au pied d'escarpements sous-marins individualisés dans une croûte océanique.

La finesse des terrigènes de la matrice indique probablement que ce membre est antérieur au dépôt de la Formation de Nindam.

Membres B et C de la Formation à Blocs d'Urtsi

Nous assistons ensuite à l'irruption soudaine d'un volcanisme d'arc qui s'exprime, soit directement dans le bassin sous forme de pillows, soit sous la forme de débris-flows volcano-sédimentaires. Parallèlement, les turbidites volcano-sédimentaire de la Formation de Nindam se déposent plus à l'Ouest.

La présence de lentilles de stéatite confirme l'hypothèse de l'expression du volcanisme directement dans le bassin, si toutefois elles ne sont pas dûes à des phénomènes hydrothermaux postérieurs au dépôt de la formation.

Des débris d'une plate-forme carbonatée (désagrégation syn-sédimentaire et/ou démantèlement après émersion) prouvent la relative proximité de la source détritique.

Des blocs de pillows de type MORB et des radiolarites pélagiques continuent à tomber dans le bassin sous forme de blocs arrachés à des escarpements sous-marins individualisés dans des parties supérieures de la série ophiolitique.

Dans la coupe d'Urtsi ces premières bouffées détritiques grossières sont les signes précurseur de l'installation du cône sous-marin. Le dépôt de ces débris flows a sans aucun doute été guidé par une paléotopographie contrastée.

Il faut sans doute y voir, avec la divaguation des lobes de dépôt du cône, l'explication du diachronisme de la base de la Formation de Nindam, puisque les détritiques volcano-sédimentaires se déposaient dès l'Aptien à une dizaine de kilomètres de là.

La présence de galets et gravelles de calcaire de Kahlsi indique l'existence (au Cénomanien), d'appareils volcaniques aériens et de terres émergées où affleuraient des portions de la barre des calcaires de Kahlsi.

En résumé: la Formation à Blocs d'Urtsi voit la manifestation d'un volcanisme d'arc, mais celui-ci est mal daté: anté Aptien supérieur-Cénomanien (cf Favusella fig. I.24).

Les grains flows de turbidites volcano-sédimentaires à galets calcaires n'apportent pas plus de précision sur la date des dépôts.

Son sommet est également diachrone:

- Anté-Aptien dans la Yapola;
- Cénomanien dans la coupe d'Urtsi.

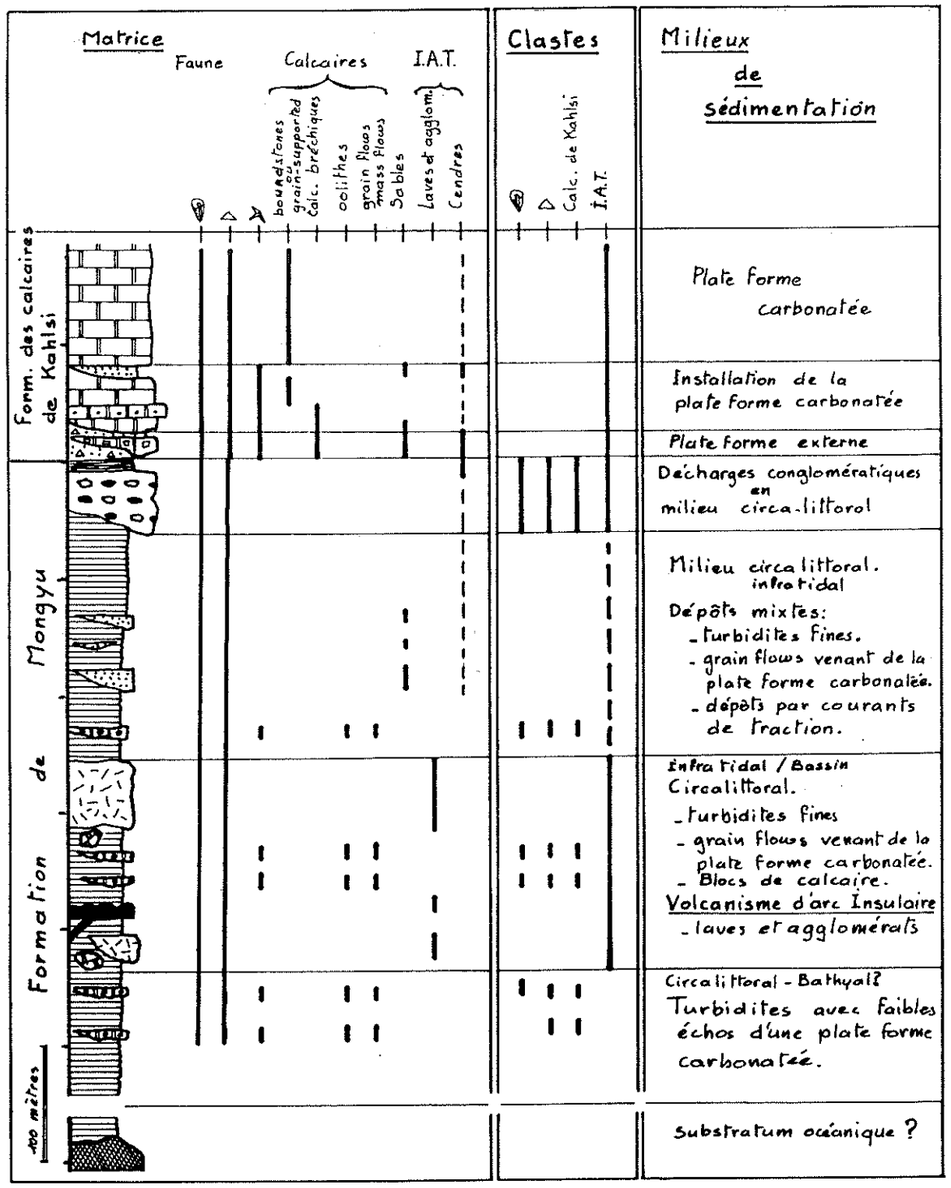


Fig. I.47 -. Colonne stratigraphique synthétique des formations de Mongyu et des calcaires de Kahlsi (E. Sutre 1984).

3.1.3.2 La Formation de Mongyu et la Formation des Calcaires de Kahlsi

La Formation de Mongyu

dans la coupe de Mongyu les dépôts les plus bas stratigraphiquement de la Formation de Mongyu contiennent des orbitolines: ils ne sont donc pas plus vieux que le Barrémien.

* Les sédiments de la Formation de Mongyu se déposent au départ dans un bassin (milieu de dépôt infra-tidal), probablement dans un lobe latéral de cône sous-marin, ce qui expliquerait l'absence de conglomérats terrigènes et le fort pourcentage de silts calcaires hémipélagiques.

  Ces turbidites volcano-sédimentaires indiquent le démantèlement d'appareils volcaniques émergés.

  De minces lits de grain-flows de calcaires s'intercalent dans ce fond terrigène, prouvant l'existence d'une plate forme à rudiste assez proche.

  On observe le démantèlement du substratum de dépôt de ces séries: ce seraient les masses de chert de Sapta et les oolites (probablement des oolites jurassiques resédimentées).

  Manifestations aériennes (chutes de cendres) d'un volcanisme aérien.

* Un volcanisme sous-marin de type arc insulaire (cf annexes 5 et 10) fait irruption dans le bassin de la Formation de Mongyu au barrémo-aptien inférieur, tandis que le détritisme provenant de la plate-forme à rudiste se fait plus grossier, la taille des blocs de calcaire atteignant le mètre.

  La plate-forme progradante des Calcaires de Kahlsi est elle aussi affectée par le volcanisme. Elle s'appuie vraisemblablement sur des appareils volcaniques émergés et sur les parties continentales du bloc du Ladakh qui fournissent la Formation de Mongyu en turbidites volcano-sédimentaires et en chutes de cendres.

* Ensuite, le milieu de dépôt de la Formation de Mongyu est protégé par endroit des apports détritiques terrigènes grossiers par la plate-forme carbonatée. Seuls les chutes de cendres et les dépôts en suspension et traction viennent alimenter la sédimentation.

  Localement des conglomérats grossiers de calcaires et de laves viennent se sédimenter. Les calcaires annonçent l'installation de la plate-forme en voie de progradation: nous sommes en milieu de plate-forme carbonatée externe. Les galets de laves indiquent des zones d'épandage de sédiments.

* Dans la coupe de Tar, la Formation des Calcaires de Kahlsi s'installe à l'Aptien inférieur, alors que dans la coupe de Mongyu elle ne débute que dans l'intervalle Aptien supérieur-Albien moyen

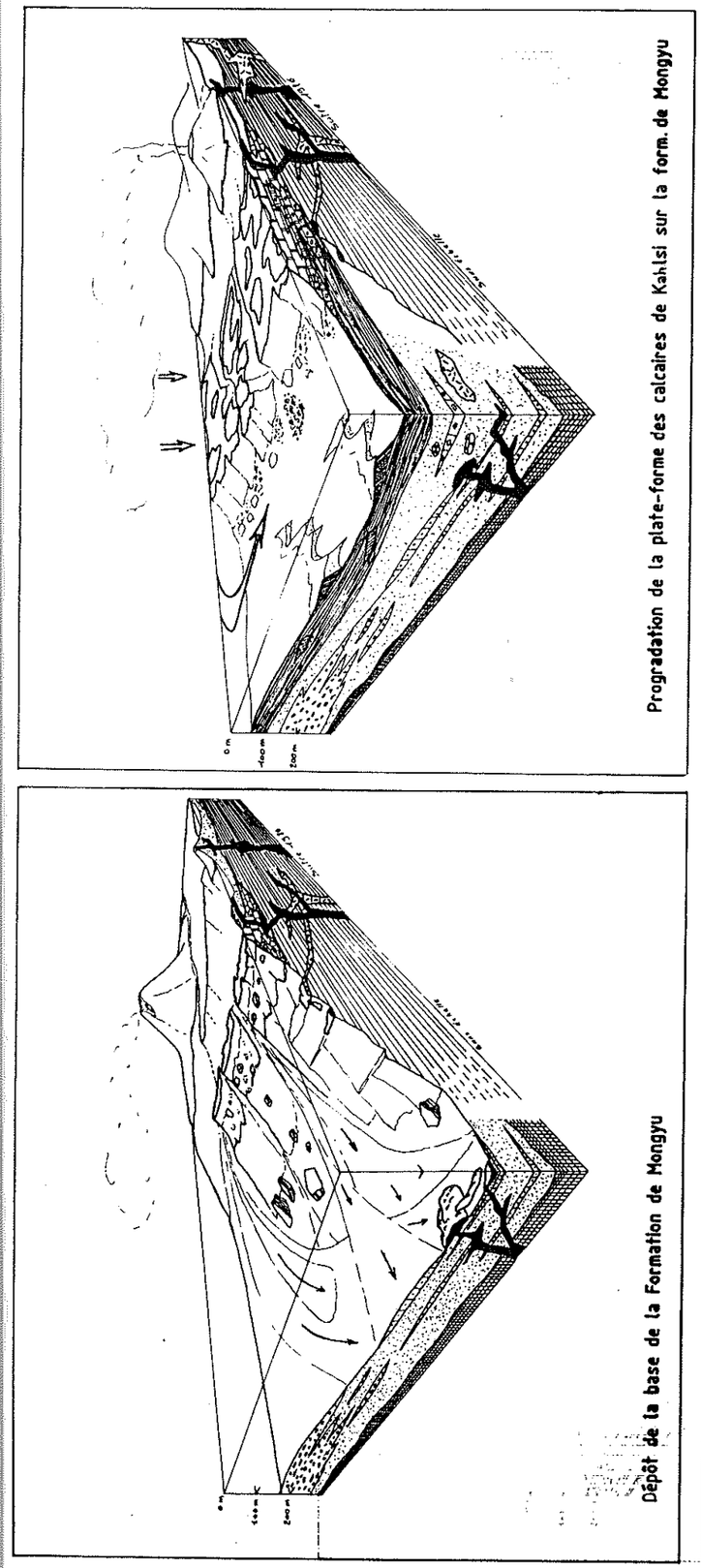


Fig. I.48 - Paléogéographie lors du dépôt des formations de Mongyu et Kahlsi (Unité de Tar) au Crétacé inférieur. E. Sutre 1986.

mass flows conglomératiques
lobes de dépôts latéraux et distaux
grains flows calcaires provenant de la plate-forme
blocs de calcaire éboulés
interne
plate-forme
brèches externes
plate-forme carbonatée
dykes, sills, laves en coussin d'arc insulaire
silts et silts calcaires noirs
méga ripples de sables
conglomérats mixtes : laves et calcaires
substratum de nature continentale
blocs éboulés de substratum continental
sbstratum de nature océanique
sens des courants de turbidité
apports de sédiments fins en suspention
chutes de cendres volcaniques

3.1.3.3 Les plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur

Durant l'Aptien-Albien on peut s'imaginer une paléotopographie d'îles volcaniques plus ou moins étendues, bordées de plateformes carbonatées. Faut-il toutes les mettre dans une seule formation ? Je ne le pense pas car elles sont, par nature, lenticulaires et d'extension restreinte. D'autre part il est intéressant de pouvoir les désigner individuellement.

- **La Formation des Calcaires de Kahlsi** est la mieux étudiée:

Elle débute à l'Aptien inférieur à Tar et à l'Aptien supérieur-Albien moyen à Mongyu (fig. I.47).

Son sommet est marqué par une discontinuité qui se place dans l'Albien moyen.

Dans l'Unité de Tar, elle repose sur la Formation de Mongyu sur laquelle elle prograde. Elle n'existe pas dans l'unité du Tar La

Par contre, la présence de blocs et galets à faconnement continental de Calcaires de Kahlsi dans la Formation Verte de Tar et dans la Formation de Nindam implique le développement de la plate-forme sur l'Unité du Batholite, cette dernière étant ensuite affectée par un soulèvement portant une portion de la plate-forme à l'affleurement.

- Les calcaires de la Shyock, d'âge Barrémo-Cénomanien reposent directement sur des péridotites (I. Reuber, à paraitre).

- La, ou **les plates-formes du Dras I**, dans la Suru, sont antérieures aux plutons qui les métamorphisent: elles sont anté-Albien.

- La plate-forme des écailles du Naktul ne nous est connue que par des blocs éboulés, et son âge est Aptien.

La simultanéité de l'apparition, puis de la disparition, des plateformes carbonatées dans toutes les unités est frappante. Nous reviendrons sur son explication.

3.1.4 - LES CONES SOUS-MARINS VOLCANO-DETRITIQUES

Le volcanisme d'arc a produit un énorme volume de sédiments volcano-détritiques qui ont édifiés de vastes cônes sous-marins. Ces faciès turbiditiques verts et massifs ont été regroupés dans plusieurs formations:

- la Formation Verte de Tar, dans l'Unité de Tar;
- la Formation de Nindam, dans les unités de Manlung et du Tar La;
- les agglomérats et turbidites volcano-sédimentaires de l'Unité des écailles du Naktul;
- les formations de Dras I et II

3.1.4.1 La Formation Verte de Tar (Unité de Tar)

Au-dessus de la surface durcie couronnant la Formation des Calcaires de Kahlsi, se déposent des shales et grès de milieu marin externe à céphalopodes qui forment la base de la Formation Verte de Tar (base de l'Albien supérieur).

les dépôts sont des turbidites volcano-sédimentaires à blocs de cône sous-marin qui s'organisent en deux mégaséquences : la première s'étend de la base de l'Albien supérieur jusqu'au Maestrichtien, la seconde est d'âge Paléocène (T. Van Haver 1984). L'apport de l'analyse séquentielle nous permettra de préciser l'âge de cette deuxième séquence: vraisemblablement le Paléocène inférieur.

La formation contient un grand volume blocs et galets de calcaire provenant de la Formation de calcaires de Kahlsi.

La paléogéographie de la région était très contrastée, comme le prouvent de fortes variations lithologiques latérales et des variations d''épaisseur de 1 à 10 (cf T. Van Haver 1984).

Dans les coupes de Tar et Mongyu, les bases des mégaséquences appartiennent au suprafan à lobes de dépôts, alors que les sommets sont situés dans le cône interne.

Ensuite les sédiments continentaux des Molasses Multicolores de Nurla se déposent directement sur la Formation Verte de Tar. Par endroit (Lardo Brok) la deuxième mégaséquence est érodée.

3.1.4.2 La Formation de Nindam dans l'Unité de Manlung

Le substratum de cette formation n'est pas connu: elle est limitée à sa base par une faille qui la sépare de l'Unité du Tar La (fig. I.51).

Elle représente une portion de cône détritique sous-marin. Les figures de base de banc sont nombreuses: groove , flute, chevron, frondescent, bounce casts ... etc

Les directions et sens de courant qu'elles ont enregistrés seront discutés ci-après, car ils posent un problème de reconstitution paléogéographique.

- De la base du membre T1 jusqu'à la barre conglomératique n°2 de T3

Les dépôts sont des turbidites volcano-sédimentaires caractérisés par:

- une majorité de turbidites dont le terme grossier est constitué de greywackes, et dont le terme sommital est formé de shales plus ou moins calcaires. Les clastes sont essentiellement des épiclastes volcaniques et des grains de quartz rhyolitiques. On rencontre également des clastes de granite et de rares roches foliées métamorphiques.

- des mass flows qui contiennent notamment des granules de calcaire de type Kahlsi et des galets mous décimétriques de remaniement synsédimentaire;

- de grands épandages de conglomérats grossiers à galets de laves, de granites et de calcaires de type Kahlsi d'âge Aptien-Albien à façonnement continental. Les passées de greywackes à débris de plantes sont localisés à proximités de ces faciès grossiers.

Les deux premiers types doivent représenter les faciès C et D, et peut être B1 de la figure II.128.

Les niveaux conglomératiques, et notamment les niveaux repère 1 à 3, sont des corps sédimentaires de moins de 50 mètres d'épaisseur, dont l'extension latérale Est-Ouest est pluri-kilométrique.

Je n'ai pas regardé le détail des stratifications dans ces conglomérats. Ils pourraient représenter des faciès B1 (biseautage sur grande distance, cf fig. II.129).

D'un point de vue topographique, la zone examinée devrait alors se situer au **débouché du supra fan chenalisé, dans la partie supérieure du supra fan à lobes de dépôts.**

- De la barre n°3 de T2 jusqu'à son sommet

Au dessus de la barre n°3 de T2, on trouve des dépôts de schistes à galets qui se rencontrent dans **le supra fan chenalisé** (grès à galets ou pebbly sandstones de la figure II.128). On y rencontre des accumulations de Foraminifères marins provenant d'un milieu infra à circa-littoraux datant le Maestrichtien terminal.

Ensuite prennent place des détritiques très fins formant des bancs de cherts fréquement slumpés. Ils sont composés en majorité d'acicules de verre volcaniques: **chutes de cendres et dépôts latéraux de type D du supra fan chenalisé.**

Le sommet de T2 est constitué de greywackes et conglomérats renfermant des faunes provenant du milieu infra à circa-littorales identiques aux précédentes. Ces conglomérats, inorganisés, caractériseraient une **portion plus haute du supra fan, voire le cône interne** (cf fig. II.128).

- **Membre T3**

Il est composé de silts calcaires et de greywakes calcaires dont la taille est inférieure aux sables grossiers. Une grande part de ces dépôts est formée d'acicules de verre volcanique: chutes de cendres directes dans la mer et épiclastes volcaniques.
Ils renferment des faunes pélagiques de Foraminifères.

Ce sont des dépôts turbiditiques de type D (cf fig. II.128 et II.129) et des hémipélagites

On peut les placer dans la le cône externe, ou dans une partie latérale du supra fan.

3.1.4.3 La Formation de Nindam dans l'Unité du Tar La

Base de la formation

Nous avons déjà traité du diachronisme de la base de la formation: Cénomanien à Urtsi, anté-Aptien dans la Yapola.

Proposons une histoire possible du dépôt de la base de la formation (fig. I.46):

- dépôt des turbidites de cône moyen ou externe du Membre A de la Formation de Nindam de la coupe de la Yapola ;
- Puis, pendant que les turbidites fines de la Yapola continuent à se déposer, divaguation des chenaux et dépôts épisodiques de débris flows à Urtsi dans le Membre B de la Formation à Blocs d'Urtsi de la coupe d'Urtsi ;
- ensuite, simultanément dans les deux coupes, sédimentation des interturbidites rouges de la base du membre B dans la Yapola et du Membre TL1, base de la Formation de Nindam, à Urtsi.

Membre B de la coupe de la Yapola

Ce membre est à dominante conglomératique, et doit correspondre à un environnement de type suprafan chenalisé.
Dans la coupe d'Urtsi-Tar La, où il correspond aux membres TL1 à TL6, il est composé de grès massifs à plus rares passées plus grossières à granules de TL1 à TL5, puis de grès massifs et de conglomérats dans TL6.
Deux interprétations: soit nous sommes dans des faciès de débordement de chenaux latéraux par rapport à la Yapola, soit nous sommes

dans une partie plus distale, vers la limite suprafan chenalisé / suprafan à lobes de dépôts.

Les interturbidites silteuses rouges correspondent bien à des pauses dans la sédimentation à l'échelle de l'unité, puisqu'elles se retrouvent sur les deux coupes, dans des environnement différents: ce sont donc des dépôts synchrones utilisables en chronostratigraphie.

Membre C de la coupe de la Yapola

A partir de la base de ce membre, la sédimentation devient de plus en plus fine. Sa moitié supérieure, qui correspond au Membre TL8 de la coupe du Tar La, n'est plus formée que de greywackes fines et de silts calcaires à fort contenu en échardes de verre volcanique. Les faunes indiquent toujours un environnemment pélagique, et les bouffées détritiques grossières troublent rarement la sédimentation.

Le volcanisme ne cessant pas et le taux de sédimentation restant fort, il faut en conclure à un déplacement du cône interne et de ses chenaux: dans les deux coupes nous sommes dans une partie latérale de lobe de dépôt.

3.1.4.4 Formation de Dras I (Unité du Batholite, région Ouest-Ladakh)

Les sédiments liés au fonctionnement de l'arc sont des volcaniclastites, des agglomérats, des turbidites et des schistes sombres. Ces sédiments n'ont livré qu'une seule datation précise: l'Albien moyen, daté par Ammonite. Les Orbitolines des barres de calcaires de plate-forme (atolls), trop recristallisées pour être plus précisément déterminées, sont situées dans une fourchette de temps comprise entre le Barrémien et le Cénomanien, mais des plutons datés de la base de l'Albien les métamorphisent: elle sont donc d'âge anté-Albien.
Ces laves, qui ne forment pas la majorité de la formation, sont des tholéiites d'arc dont les plus anciennes datées donnent un âge Albien moyen. Une reconstitution est proposée à la figure I.49.

Le sommet de la formation est marqué par une discordance d'érosion qui résulterait d'une phase tectonique d'âge Campanien supérieur (I. Reuber & al. 1989).

Selon I. Reuber, deux générations de plutons grano-dioritiques liés au fonctionnement de l'arc intrudent le Dras I et son substratum:

- la première génération est composée de plutons s'étageant entre 110 et 90 Ma; elle est contemporaine de la première phase de développement de l'arc;

- la seconde génération, qui correspond à une phase pendant laquelle l'arc est affecté de mouvements cisaillants, est composée de plutons s'étageant entre 80 et 60 Ma.

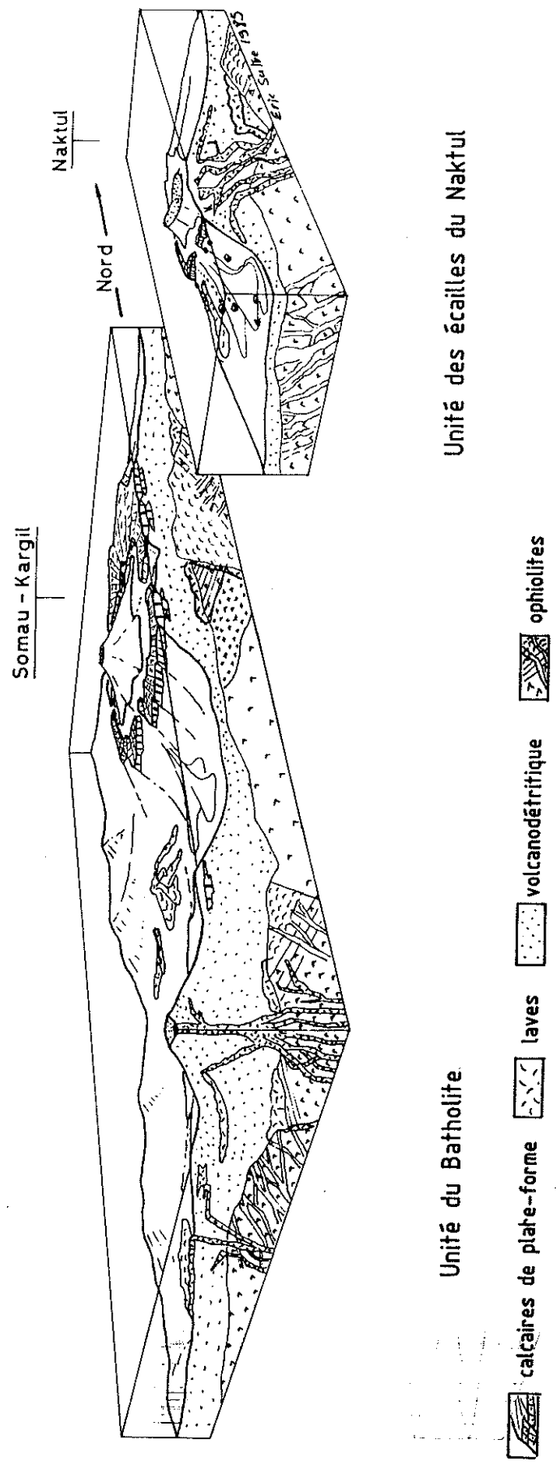


Fig. I.49 - Paléogéographie de l'Unité du Batholite et de l'Unité du Naktul (région Ouest-Ladakh) à l'APTIEN. E. Sutre 1985.

3.1.4.5 Formation de Dras II (Unité du Batholite, région Ouest-Ladakh)

Les terrains de Dras II sont en discordance angulaire sur le Dras I et sur le pluton du Somau lié au fonctionnement de l'arc.

Les couches de Dras II sont horizontales et montrent deux appareils volcaniques situés de part et d'autre de la Suru. Autour de ces deux centres émissifs s'organisent les dépôts volcaniques: au centre les brèches de cheminées, puis les dépôts grossiers et enfin les cinérites.

Les xénolithes proviennent de la lithosphère qui forment le substratum de Dras I, de Dras I lui même et de plutons granitiques.

Le volcanisme est de type explosif aérien, et on n'a pas pu y caractériser de sédiments marins.

Ces dépôts ne sont pas datés directement. On peut toutefois leur assigner une fourchette d'âge, car:

- ils sont discordants sur le Dras I structuré au Campanien supérieur
- ils sont recouverts en discordance par les conglomérats de Butum-Kargil d'âge Oligo-Miocène, et certains niveaux de cette formation pourraient être lutétiens.

La formation serait donc comprise dans l'intervalle Crétacé terminal-Paléocène, et pourrait monter jusque dans l'Eocène inférieur.

3.1.4.6 Ecailles du Naktul

Ces écailles montrent des paléoenvironnements très différents:

Dans la région Mulbek-Tringdo ce sont surtout des laves, des agglomérats volcaniques d'arc et des sédiments volcano-détritiques reposant sur des péridotites.

Les faits exposés dans les écailles de l'Arju La nous permettent de proposer la reconstitution suivante:

On peut imaginer (fig. I.49) une bordure de haut-fond (atoll et ile volcanique ?) autour duquel se déposaient par endroits des greywakes et conglomérats volcano-sédimentaire à débris de plantes, alors qu'ailleurs se sédimentaient des boues calcaires à foraminifères. Latéralement, des coulées de laves (tholéiites d'arc) sous-marines s'épanchaient sur des argilites noires, accompagnées par des agglomérats et hyaloclastites remaniant des galets et blocs calcaires.

Localement, des blocs et galets de calcaires à rudistes et orbitolines appartenant à une plate-forme d'âge aptien glissaient dans ce "bassin".

Ensuite, les sédiments grossiers se sont raréfiés, et au Maestrichtien terminal se déposaient uniquement des grès gossiers, suivis ensuite par des grès argileux.

3.1.4.7 Corrélations Nord-Sud dans la région Est-Ladakh

Dans cette région, on pourrait imaginer au Crétacé une paléotopographie identique à celle qui prévaudra à l'Eocène inférieur: une côte au N-E, de laquelle provienent les terrigènes, et un bassin de plus en plus distal et profond au Sud.

Mais les sens des courants de turbidité mesurés dans les unités de Manlung et de Tar La posent un problème (fig I.50):

Les sens mesurés sur les flute casts donnent des sens de courants se dirigeant vers le 330 à 335°, après restauration par rotation dans un plan vertical du pôle de la stratification, ce qui correspond à un simple basculement des couches autour de l'horizontale.

Si l'on tient compte des plis qui affectent les unités (axes 130-40 SE à 120-45 SE), les sens de courants tournent de 30 à 40° dans le sens horaire, et les sens restaurés sont alors N 10° à N 15°.

Si l'on suppose que l'axe actuel du Batholite définit l'orientation de l'ancienne ligne de rivage, soit approximativement N 300°, comment expliquer que les courants de turbidité soient dirigés vers cette côte, puisque leur sens est N 10° ?

Dans un premier temps, l'explication est à rechercher dans la structuration des unités structurales. On s'aperçoit qu'à l'Est les unités sont comprimées suivant une direction perpendiculaire à l'axe du Batholite, alors qu'à l'Ouest elles sont chevauchantes vers le Nord. Si l'on estime la rotation subie à une vingtaine de degrés, alors les sens de courants se retouvent vers N 0° à N 310°, suivant le type de restauration retenue.

Compte tenu de l'incertitude sur les déplacements tectoniques et sur la forme réelle de l'ancienne ligne de rivage, on peut avancer l'hypothèse de courants subparallèles à la côte, avec une source détritique située au SE.

Cette hypothèse expliquerait que l'on se situe à peu de choses près dans la même partie du cône, le cône moyen à interne, aussi bien dans l'Unité de Tar que dans celles de Manlung et du Tar La.

En conclusion, on peut dire que la Formation Verte de Tar est un équivalent latéral de la Formation de Nindam.

La première se dépose dés la base de l'Albien supérieur sur la surface des Calcaires de Kahlsi.

La seconde se dépose sur la Formation à Blocs d'Urtsi. Localement (gorges de la Yapola) elle st anté-aptienne.

Dans la vallée d'Urtsi, la base des turbidites massives est dans le Cénomanien. Mais les premiers débris flows de faciès "Nindam" se rencontrent dans le haut de la Formation à Blocs d'Urtsi.

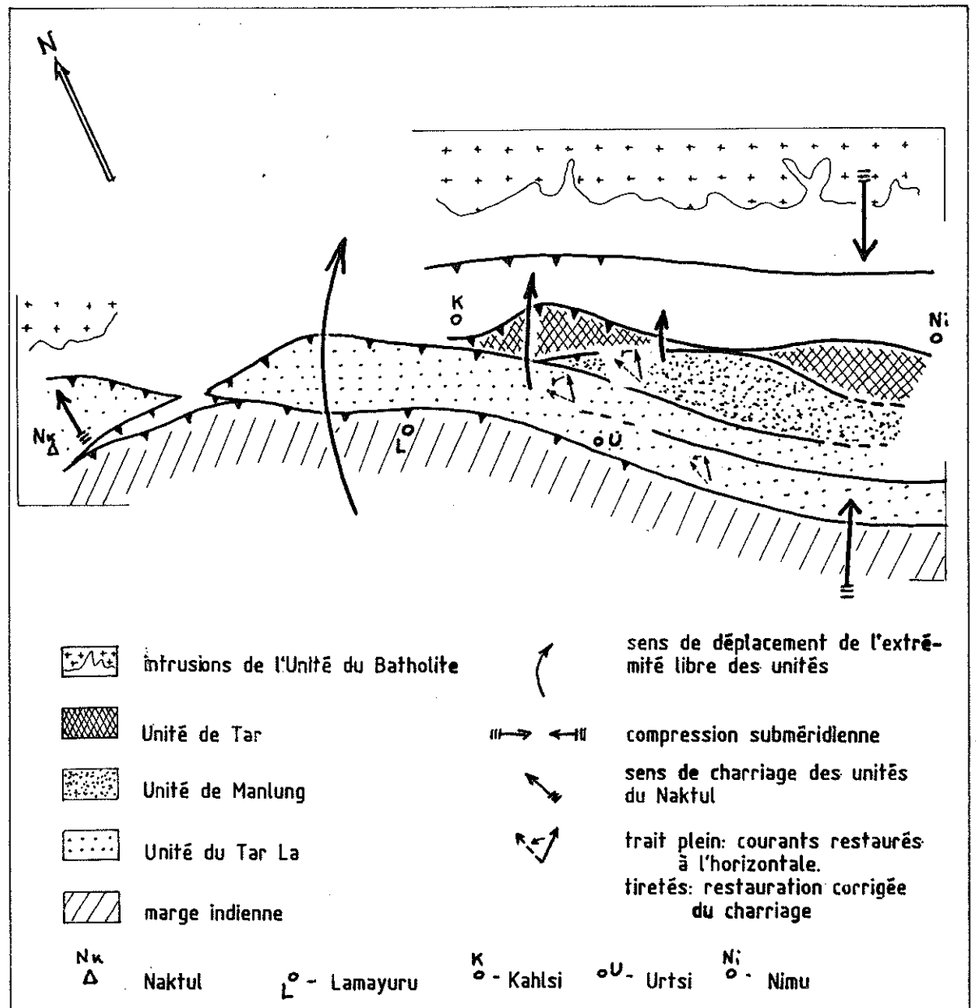


Fig. I.50 - Région Est-Ladakh: tentative de restauration des paléosens de courants de turbidité dans les cônes sous-marins du Crétacé supérieur.

3.1.4.8 Corrélations entre régions Est- et Ouest-Ladakh

La stratigraphie de la Formation de Dras I (Unité du Batholite) n'est pas assez avancée pour que l'on puisse opérer un découpage analogue à celui effectué dans les unités de Tar, Manlung et du Tar La.

En effet, on pourrait opposer les sédiments situés sous les barres calcaires Crétacé inférieur, plus pélitiques et de lithologie variée, aux turbidites massives qui leur font suite. La première unité serait alors l'équivalent des formations de Mongyu et d'Urtsi, la suivante serait l'équivalent de la Formation de Nindam.

Dans l'attente de nouvelles études, les formations de Dras I et II ont donc été corrélées en bloc avec la Formation de Nindam et la Formation Verte de Tar.

On retiendra donc que la Formations de Dras I et la Formation de Dras II (si toutefois elle ne dépasse pas le Paléocène inférieur) représentent une série choronostratigraphiquement équivalente à la série composée des formations à blocs, des calcaires de Kahlsi, de la Formation de Nindam et de la Formation Verte de Tar de la région Est-Ladakh.

Les écailles du Naktul,composée de coulées, d'agglomérats et de turbidites déposées sur des péridotites, puis de turbidites et de calcaires de plateforme, est équivalente aux ensembles formés par les formations basales à blocs et les formations Verte de Tar et de Nindam.

3.1.4.9 Reconstitutions paléogéographiques schématiques

Les régions Est- et Ouest-Ladakh forment deux ensembles distinct qui sont caractérisés par:

- **Région Est** est caractérisée parun substratum vraisemblablement ophiolitique et un volcanisme sous-marin peu important localisé dans les formations à blocs de Mongyu et d'Urtsi, pris en relai par des dépôts volcano-sédimentaires dont la source est à rechercher dans l'Unité du Batholite.

  Le magmatisme d'arc s'est donc développé dans l'Unité du Batholite, substratum mixte composé de témoins continentaux entourés de lithosphère océanique.

- **Région Ouest-Ladakh** est caractérisée par un substratum entièrement ophiolitique dans lequel s'est développé le volcanisme d'arc et les sédiments volcanodétritiques afférents.

3.1.5 - LES DERNIERS SEDIMENTS MARINS

3.1.5.1 Introduction

Extension géographique

La "Formation à Nummulites", située au-dessus des pélites argentées de la Formation de Nindam, voit le dépôt des derniers sédiments marins (fig. I.51).

- elle est connue dans les unités de Manlung et du Tar La;
- dans l'Unité de Tar elle n'existe pas: lacune de dépôt, ou plus vraisemblablement érosion;
- On ne la rencontre pas dans l'Unité du Batholite, car la sédimentation y est continentale dès le Maestrichtien;
- dans la région Ouest-Ladakh elle n'a pas été trouvée, soit que la région ait été émergée à cette époque, soit qu'elle ait été érodée.

Cractéristiques générales

Postérieurement à l'Aptien-Albien (age des clastes de calcaires de Kahlsi) la base de l'Unité de Manlung représente le supra fan chenalisé d'un cône sous-marin dont le détritisme provient du démantellement des appareils volcaniques et plutoniques de l'arc insulaire du Ladakh. Des portions de la barre des Calcaires de Kahlsi, portées à l'affleurement, alimentent la sédimentation en galets et granules.

Au Maestrichtien terminal le milieu de dépôt évolue vers le cône interne.

Au Paléocène inférieur (cf infra: datation d'après la stratigraphie séquentielle) le milieu change à nouveau, passant au cône externe ou latéral.

Au début du Paléocène supérieur (cf infra: datation d'après la stratigraphie séquentielle), s'installe une période transitoire où cohexistent des dépressions marneuses et des accumulations sableuses grossières: ces dépôts constituent la base de la "Formation à Nummulites". Eusuite, la sédimentation change totalement: du Cuisien basal à l'Ilerdien moyen s'installe une sédimentation infra littorale à littorale.

A partir de l'Ilerdien moyen à supérieur la mer se retire rapidement, pour laisser la place à une sédimentation continentale de plaine d'épandage proximale.

D'un point de vue paléogéographique, on observe la répartition suivante, dans la région de Mongyu-Spanting: faciès littoraux proximaux au Nord, faciès littoraux distaux plus profond au Sud. Van Haver (1984) a pu mettre en évidence des variations latérales Est-Ouest dans la zonation des dépôts.

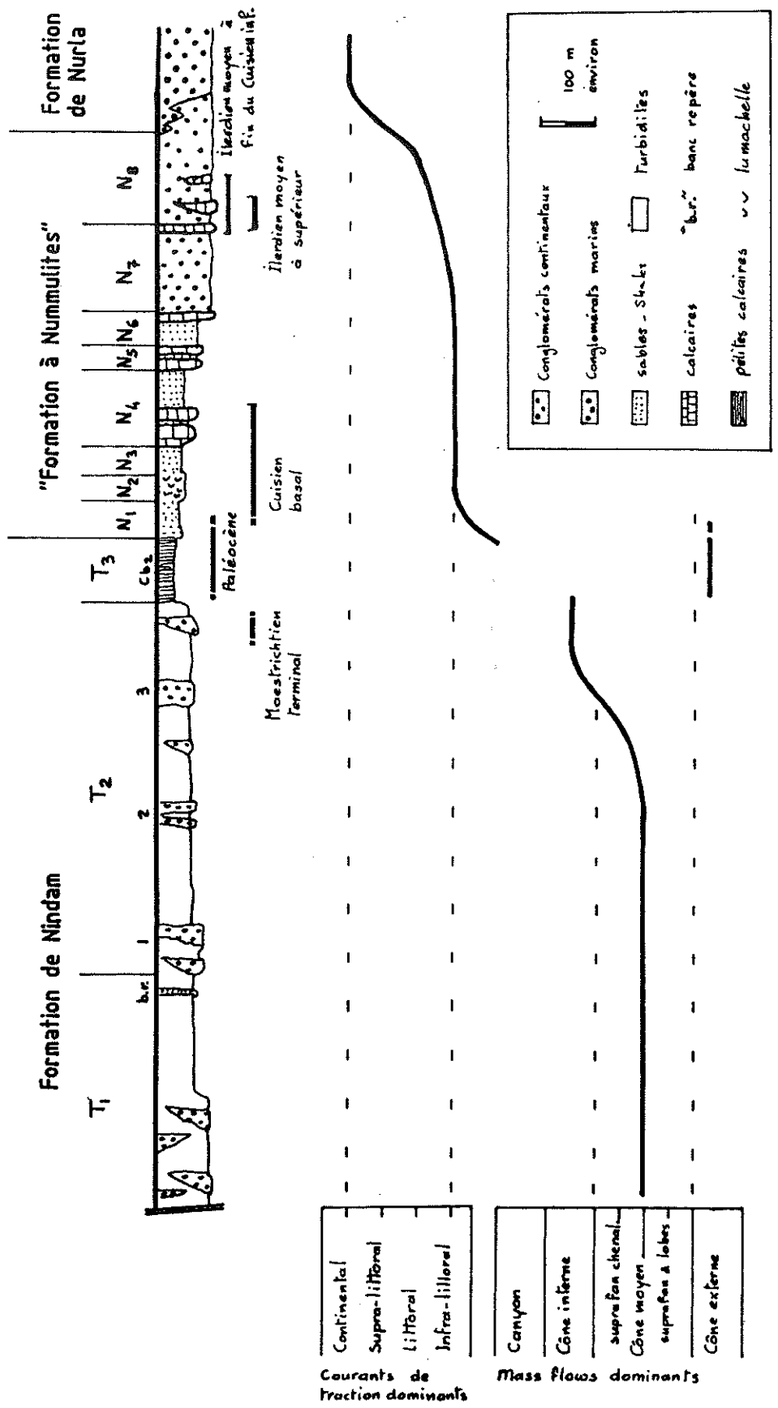


Fig. I.51 - Les formations sédimentaires de l'Unité de Manlung. E. Sutre 1984.

3.1.5.2 La "Formation à Nummulites" : paléogéographie

- Membre N1

Il existe d'importantes variations de faciès dans ce membre, dont nous allons recenser les principaux faciès:

* Des marnes noires à minces lits plus calcaires ou plus siliceux, notamment dans la vallée de Manlung.

* Des bancs de greywackes dans la coupe du col Manlung / Tsegar.

Nous ne sommes plus dans un cône sous-marin typique, mais dans environnement où des dépressions piègent des marnes plus ou moins calcaires,, alors qu'ailleurs des courants de traction font migrer des dépôts sableux grossiers: nous sommes dans l'infra-tidal (cf tome II chap. 3 § 6) , ou dans les dépôts épicontinentaux au sens de Boirie (fig. II.123), c'est à dire assez près de la côte, dans un milieu à forts courants.

- Membre N2

IL est constitué d'épandages de greywackes (sables grossiers et granules), ainsi que de niveaux de greywackes calcaires lumachelliques:
il s'agit de dépôts de courants de traction, en milieu épicontinental infra-tidal.
Ces dépôts montrent la transition depuis l'étage circa-littoral, jusqu'à l'étage infra-littoral.

Les orbitolités et astérodiscus se rencontrent aussi bien dans des grès et calcaires silteux fins (vallée de Manlung), que dans des greywackes grossières (col Manlung / Tsegar).

- Membre N3

Le milieu est toujours marin, mais les sédiments sont des greywackes vertes (sables grossiers) en bancs lenticulaires, ou des greywackes et arénites fines à orbitolités et astérodiscus.
On peut placer dans ces faciès les sables littoraux à nummulites du Spanting La (fig. II.20) décrits par Van Haver.

- Membres N4 et N5

Les détritiques sont des greywackes vertes ou rouges grossières en épandage, sans litage interne marqué (sables trop grossiers pour donner des ripples).

Les calcaires se présentent sous plusieurs formes:

- Bancs métriques de calcaires bréchiques à lithoclastes de calcaires type packstone et, fréquemment, de laves. Ces calcaires

renferment, tant dans les clastes que dans la matrice, des nummulites et alvéolines.

- Lentilles décamétriques de calcaires de type packstone à algues, bryozoaires et polypiers, ce sont des faciès de méga-ripples sous-marins infra-tidaux.

Certaines parties de bancs calcaires, telle la lentille notée "A" sur la figure II.20, ou même la Dent De Manlung, peuvent être des récifs construits à polypiers.

On observe une nette différenciation dans les dépôts:
- Les dépôts littoraux proximaux sont au Nord.
- Les dépôts littoraux distaux sont au Sud.

La côte devait donc se trouver au Nord.

Ces dépôts peuvent être placés dans l'étage infra-littoral.

- Membres N6 et N7

Ils présentent des alternances de niveaux greywackeux (sables grossiers) et de conglomérats grossiers.

Au sommet, on observe la réapparition de quelques bancs de calcaires plus ou moins greywackeux et de calcaires bréchiques à Nummulites et Alvéolines, interstratifiés dans des greywackes grossières.

Il s'agit toujours d'un milieu marin ouvert, mais proche d'embouchures de torrents.

Ces dépôts se situent à la limite de l'infra-tidal et de l'inter-tidal.

- Membre N8

A partir de la base de N8, les dépôts sont uniquement conglomératiques. Toutefois, la première centaine de mètres (au moins) de N8 est toujours marine, puisque la matrice de certains orthoconglomérats très grossiers est un wackstone à nummulites.

On peut se représenter la génèse de ce type de sédiment de la manière suivante:

- dépôt de conglomérats en bordure d'un littoral escarpé.
- enlèvement des fractions fines de ces conglomérats en milieu inter- à infra-tidal.
- sédimentation d'une boue calcaire à foraminifères dans les espaces séparant les galets.

On notera que Van Haver (1984) a rencontré des dépôts semblables au Parcha Kangri, avec cette différence que les foraminifères étaient dans une matrice gréseuse, ce qui lui posait des problèmes d'interprétation, car on pouvat considérer que les fossiles étaient remaniés.

Ce type de sédimentation rend très difficile l'observation du passage au milieu continental qui marquerait la base de la Formation de Nurla: il ne m'a pas été possible de le mettre en évidence sur le terrain.

3.1.6 - PASSAGE AU MILIEU CONTINENTAL

Dans la région Est-Ladakh

Dans l'Unité du Batholite nous savons (T. Van Haver 1984) que la sédimentation était de nature continentale dés le Maestrichtien.

Dans l'Unité de Tar il est probable que le passage au milieu continental ait été plus précoce que dans les unités plus distales de Manlung et Tar La: les Molasses Multicolores de Nurla sont discordantes sur la Formation Verte de Tar dont la mégaséquence supérieure est parfois érodée (T. Van Haver 1984).

Dans les unités de Manlung et du Tar La, la sédimentation devient continentale vers la fin de l'Ilerdien: ce sont les argiles et conglomérats des Molasses multicolores de Nurla (ie Formation de Nurla).

Plus à l'Est, au-delà de la Zanskar river, on observe les mêmes faits (T. Van Haver 1984), mais les formations ont pour nom "Pélites rouges du Gong Maru La.

Ces formations se composent de conglomérats, greywackes et de pélites silteuse s'étant déposés en milieu continental.

Elles renferment notamment des galets de calcaires à nummulites. Brookfield & al. (1984) signalent également, vers Zinchon, des galets de calcaire à orbitolines.

Le milieu de dépôt est de type plaine alluviale proximale alimentée par des chenaux divagants, avec de place en place, des lacs.

Le bassin molassique de Kargil-Butum

Ces conglomérats continentaux de plaine alluviale font partie de l'Unité du Batholite.

Encore appelés "Formation de Kargil" ils ont été décris notamment par Brookfield et Andrew-Speed (1984), Van Haver (1984) et Mascle et Van Haver (1984). Ils font actuellement l'objet de recherches de la part de K. Pickering de l'Université de Leicester (U.K.).

Ils se sont déposés en forte discordance angulaire sur le Dras I et ses plutons, ainsi que sur le Dras II.

Ce sont des dépôts continentaux fluvio-lacustres dont la base serait éocène-miocène, possiblement lutétienne.

A un kilomètre au Sud de Kargil, des niveaux sont datés de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur.

Des études sont en cours pour déterminer les relations entre les bassins de Kahlsi-Leh (Est-Ladakh) et de Kargil-Butum (Ouest-Ladakh).

- 3.2 -

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DANS LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE

3.2.1 - PRESENTATION DE LA METHODE

Les variations eustatiques

Les mouvements eustatiques du niveau de la mer ont largement influencé la nature et la succession des différents types de corps sédimentaires marins.

Vail (*in* Vail *et al* 1988 et Haq *et al* 1987) ont montré que les séquences sédimentaires marines de marge passive étaient étroitement dépendantes des variations eustatiques, dont l'effet à court terme est prépondérant sur les effets de la subsidence (thermique et de surcharge), du taux de sédimentation et de la tectonique, ces dernières causes venant moduler la cause principale.

On dispose donc d'un outil de corrélation lithostratigraphique basé sur la stratigraphie séquentielle.

Il existe deux limitations importantes à l'utilisation des courbes de variations obtenues:

- Elles ont été calculées à partir de données recueillies sur des marges passives de type atlantique: on peut s'attendre à ce que la tectonique et la morphologie très particulière des marges actives ne permettent pas toujours de démêler ce qui ressortit de la tectonique ou des variations eustatiques.

- Dans leur modèle, le taux de sédimentation est supposé constant et il ne dépend que de l'érosion d'un arrière pays, alors que dans un arc insulaire volcanique la surface des terres émergées soumises à l'érosion est très faible et le volume de terrigènes est essentiellement contrôlé par l'activité volcanique, cette dernière pouvant être très localisée dans le temps et dans l'espace.

Il ne s'agit pas ici de faire "coller" la courbe des variations eustatiques publiée par Haq en 1987 aux séries de la marge nord-néotéthysienne du Ladakh: la géométrie des corps sédimentaires est mal connue, une seule discontinuité datée a été mise en évidence - celle du sommet des calcaires de Kahlsi - et les datations sont trop peu nombreuses.

Il s'agit seulement de voir si l'on peut retrouver dans une marge active les tendances eustatiques à long terme (les supercycles, les ensembles de supercycles) et de discuter des influences possibles de la tectonique.

Marqueurs utilisés

Les variations eustatiques se traduisent par:

- des discontinuités sédimentaires: comme celle du sommet des calcaires de Kahlsi. Elles s'expliquent par les faits exposés au paragraphe suivant.

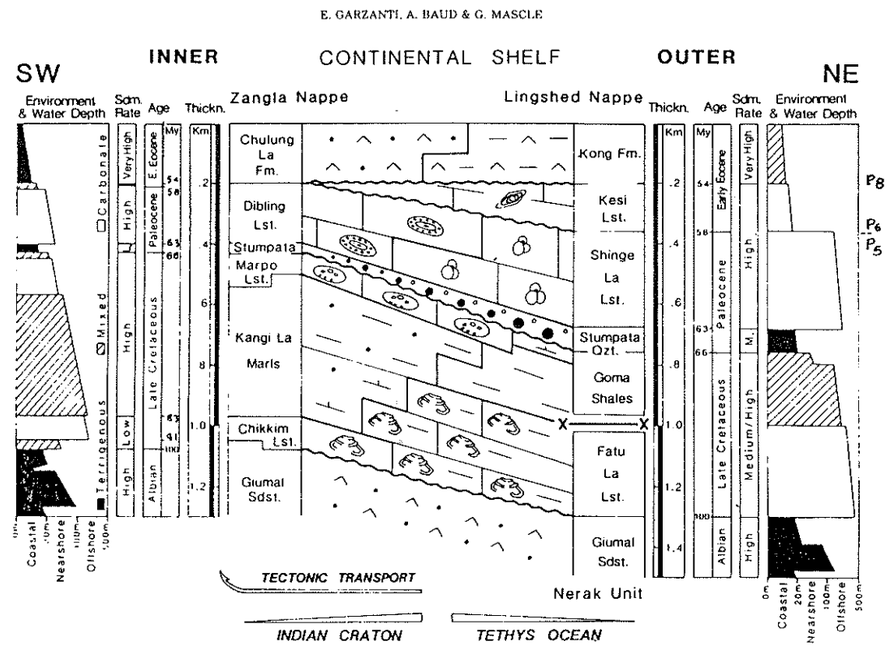
- Des modifications dans la zonation des dépôts.
  En schématisant on peut dire que:
  * en période de transgression il y a un déplacement des dépôts vers la côte (piégeage des détritiques plus en amont sur la plate-forme continentale) , avec corrélativement des séries condensées dans le bassin (notamment dépôts de silts ou d'argiles marines). Puis, quand la plate-forme est comblée, ce prisme, appelé "de haut niveau", migre vers le bassin.

  * Inversement, en période de régression, les dépôts se déplacent vers le bassin. On consultera Vail (1987) pour plus de précisions.

Je prendrai comme hypothèse que les silts calcaires roses que l'on rencontre dans la Formation de Nindam représentent des dépôts d'intervalle transgressif (IT) liés aux évènements transgressifs majeurs de la courbe.

Au Ladakh, nous sommes dans des cônes sous-marins volcanodétritiques: on pourra objecter qu'il puisse s'agir en réalité de pauses dans l'activité volcanique, ou de changements dans la direction des apports sédimentaires: celà ne semble pas le cas, car ces bancs repères se retouvent dans toutes les coupes.

Dans un premier temps, nous allons présenter succintement les effets des variations eustatiques sur les séries de la marge passive sud-néotéthysienne (ie indienne), afin de voir s'il est possible de les retrouver sur la marge nord.



— Cretaceous to Eocene stratigraphic framework for the inner (Zangla Nappe) and outer (Lingshed Nappe) Zanskar margin.

The lower part of the right column belongs to the Nerak Unit (Fig. 2), which is in tectonic contact with the Lingshed Nappe. The latter only contains latest Cretaceous to Tertiary sediments. Sedimentation rates (present thickness/time rates) are as follows : low = < 15 m/My; medium = 15 – 30 m/My; high = 30 – 50 m/My; very high > 50 m/My. Environmental interpretation after Gaetani *et al.*, (1985a) and Nicora *et al.*, (1986). Geochronological scale after Berggren *et al.*, (1985). Only major unconformities are indicated.

— Schéma stratigraphique crétacé à éocène des zones internes (nappe de Zangla) et externes (nappe de Lingshed) de la marge passive indienne au Zanskar.

Le Crétacé de la nappe de Nerak est figuré dans la partie inférieure de la colonne de droite. Au-dessus, nous avons le Tertiaire de la nappe de Lingshed qui est en contact tectonique avec la nappe de Nerak. Les valeurs non corrigées du taux de sédimentation (épaisseur actuelle/temps en MA) sont les suivantes : low = < 15 m/MA, medium = 15 – 30 m/MA, high = 30 – 50 m/MA, very high = < 50 m/MA. Interprétation des environnements pour la nappe de Zangla d'après Gaetani et al. *(1985a) et Nicora* et al. *(1986). Echelle géochronologique d'après Berggren* et al. *(1985). Seule les discordances importantes sont notées.*

Fig. I.52 - Schéma stratigraphique crétacé à éocène de la marge passive indienne (E. Garzanti et al. 1987):

3.2.2 - UN POINT DE REPERE: L'EVOLUTION DE LA MARGE INDIENNE

L'analyse s'appuie sur la publication de Garzanti *et al* (1987). Consulter la figure I.52.

Les Giumal Sandstones, datés de l'Albien, sont recouvert en discordance par des dépôts pélagiques qui peuvent s'interprèter de la manière suivante:

- Le sommet des Giumal Sandstones représenteraient des dépôts de haut niveau marin à relier au supercycle ZC-1.
- La discontinuité serait une surface de transgression à relier à la limite entre ZC-1 et ZC-2.

Ensuite, il n'est pas possible d'interpréter les formations du crétacé supérieur, faute de datations précises.

Par contre la coupure Crétacé-Cénozoïque est particulièrement bien marquée: elle correspond à la fin de l'ensemble ZUNI C (ZC). Les Stumpata Quartzit représentant alors un prisme de bas niveau, ou un dépôt transgressif du cycle suivant.

- Au Paléocène, le retour des Dibling limestones et Shinge La limestones peut être relié au supercycle transgressif TA1.
- La discordance entre les Shinge La et Kesi Limestones, située entre les biozones P5/P6 correspond clairement à la régression située entre les cycles 2.3 et 2.4 du supercycle TA2.

- Le développement des Kesi Limestones est à rapporter aux cycles 2.4 à 2.9 du supercycle TA2, et le retrait de la mer, daté de la limite P8/P9 est clairemement à attribuer au pic régressif de la limite TA2/TA3.

On doit souligner la soudaineté et la simultanéité du retrait de cette mer ilerdienne dans toute la chaîne himalayenne (cf Blobdeau et al. 1986).

Ceci s'explique très bien par la conjonction du pic régressif TA2-TA3 et du soulèvement tectonique lié à la collision Inde-Asie.

Garzanti et al interprétent la discordance Méso-Cénozoïque comme le résultat d'un soulèvement tectonique, et en déduisent que la collision Inde-Asie commence à cette date.

On notera qu'en toute rigueur la cause eustatique suffirait à elle seule à l'expliquer, puisque l'épaisseur des sédiments est de l'ordre de grandeur des fluctuations eustatiques.

De la même manière, l'enregistrement d'une évolution saccadée par les sédiments est uniquement attribuée aux effets de la collision. Certes, il ne s'agit pas de nier qu'il ait eu un soulèvement lié à la collision entre l'Inde et l'Asie, mais il convient de remarquer que les pics régressifs très importants qui marquent toute la période Paléocène-Eocène inférieur rendent extrèmement difficile la séparation des effets imputables à la tectonique de ceux imputables à l'eustatisme.

Entre autres hypothèses, on peut imaginer qu'un soulèvement continu, conjugué à des pics régressifs eustatiques, soit enregistré dans les sédiments sous la forme d'une évolution saccadée.

3.2.3 - STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DANS LA MARGE NORD

Figures I.44 et I.45.

Formation des Calcaires de Kahlsi

Reprenons les conclusions de Van Haver (fig. I.15):

Les mésoséquences A et B sont des faciès de plate-forme interne stable (Arnaud-Vanneau 1980), de profondeur 50 à 70 mètres, comme en temoigne la présence de rudistes que l'on ne retrouve jamais dans les deux mésoséquences sus-jacentes.

Au cours de la mésoséquence C la plate-forme interne, bien que présente, ne montre plus des conditions de stabilité telles que les rudistes puissent y prospérer. des apports détritiques y sont notables; ils sont plus importants dans la région de Kahlsi-Ouest que dans celle de Tar. La bathymétrie moyenne doit être alors comprise entre 70 et 90 mètres de profondeur (Arnaud-Vanneau, 1980).

la mésoséquence D annonce déjà la disparition de la plate-forme carbonatée envahie par les sédiments terrigènes au moment de la grande transgression de l'Albien supérieur (série Verte de Tar). La paléogéographie devient complexe, avec des zones encore hautes, où se développent des calcaires à nérinées (Tar, Kahlsi-Ouest) et des zones plus profondes où se déposent des calcaires marneux à hedbergelles (profondeur supérieure à 100 mètres, communication personnelle de A. Arnaud-Vanneau).

La tendance évolutive qui conduit à la transgression de l'Albien supérieur semble être constante à l'échelle de la Téthys (communication personnelle de A. Arnaud). La vire gréso-pélitique que l'on observe dans la base de la mésoséquence B se retrouve dans toutes les coupes de la plate-forme bédoulo-albienne du Moyen-Orient, où elle est datée par micro-faune de la base de l'Aptien supérieur - Albien inférieur

.../... Fin de citation.

L'installation de la plate-forme, à l'Aptien inférieur, correspond à la fois au pic régressif accusé de la base du supercycle ZB4, et également au début de la subduction et du volcanisme d'arc.

Cet abaissement du niveau marin, conjugué à un bombement tectonique et à l'édification d'appareils volcaniques, en portant des portions du substratum à des profondeurs compatibles avec le milieu de vie des rudistes explique le développement de la plate-forme.

Pendant la période Aptien inférieur-Albien inférieur qui suit, le niveau marin, après être remonté, se situe à une hauteur moyenne. Cet intervalle pourrait correspondre aux mésoséquences A et B, pendant laquelle les rudistes se développent, et serait à corréler avec ZB4 et la base de ZC1, la base de B pouvant être mise en regard du pic régressif séparant ZB4 de ZC1.

Ensuite, l'approfondissement du milieu de dépôt et la disparition des rudistes serait à relier avec le début de la transgression majeure de l'Albien moyen.

Autres plates-formes carbonatées du Crétacé inférieur

On remarquera la simultanéité du développement des plateformes dans les unités de Naktul et dans la Formation de Dras I.

De la même manière, leur installation peut être attribuée aux effets conjugués de la période de bas niveau marin de l'Aptien inférieur, du bombement tectonique lié au début de la subduction et du développement des appareils volcaniques de l'arc pouvant servir de supports.

Leur disparition au Crétacé supérieur peut être dû à la conjuguaison de plusieurs facteurs: transgression de l'Albien moyen, mouvements tectoniques négatifs, développement du volcanisme et donc des terrigènes.

Formation Verte de Tar

La base de la Formation Verte de Tar (fig. I.15) débute dans l'intervalle Albien moyen-Albien supérieur basal par une discontinuité non liée à une émersion, sur laquelle se développe des marnes calcaires à céphalopodes de la sous-zone à orbignyi.

La zone à inflatum, base de l'Albien supérieur, débute par la sous-zone à D. cristatum, à laquelle succède celle à H. orbignyi. Les marnes à céphalopodes sont donc situées vers la base de l'Albien supérieur, et sont située à la limite TS/HS du cycle 1.5 de ZC1, donc au maximum transgressif du cycle, ce qui pourrait au moins partiellement expliquer la disparition des calcaires et l'apparition des céphalopodes.

La mésoséquence A, comprise entre l'Albien supérieur et le Maestrichtien, est contemporaine de la période de haut niveau marin du Crétacé supérieur.

La mésoséquence B, située dans le Paléocène, suit la régression de la limite Méso-Cénozoïque, est contemporaine du supercycle TA1, la lacune de la "Formation à Nummulites" dans l'Unité de Tar pouvant être due à l'effet de la régression située entre les supercycles TA1 et TA2.

Effets de la tectonique dans l'Unité de Tar

Nous avons la preuve, comme celà semble normal dans un contexte d'arc, de mouvements tectoniques affectant les différentes unités structurales:

- Mouvements positifs:
  la présence de blocs et galets de Calcaires de Kahlsi arrondis à façonnement continental dans la Formation Verte de Tar nous

indique que certaines portions de la Formation des Calcaires de Kahlsi, situées par exemple dans l'Unité du Batholite, étaient émergées. On remarquera que l'unité qui se soulève est celle qui est est intrudée par les plutons, et que ce soulèvement correspond à la phase de plutonisme de l'Albien supérieur-Cénomanien mise en évidence dans la région de l'Ouest-Ladakh.

- Mouvements négatifs

En prennant l'hypothèse la plus mauvaise, ajoutons 70 mètres (profondeur maximale à l'Aptien inférieur), 230 mètres de calcaires, 200 mètres de Formation Verte de Tar (épaisseur maximum), nous obtenons 550 mètres: cette hauteur est largement supérieure aux 200 mètres de transgression eustatique, ainsi, pendant que les unités situées plus au Nord montaient, l'Unité de Tar s'enfonçait en bloc.

Formation de Nindam

Dans l'Unité du Tar La

Comme il n'y a pas de datation assez précises pour se raccorder avec les discontinuités de la courbe eustatique, on ne peut pas dire grand chose, mais seulement avancer des hypothèses qui seront à confirmer par de nouvelles datations.

- Le Membre TL5, silts calcaires roses datés du Turonien, peut s'interpréter comme un intervalle transgressif correspondant au pic transgressif de la limite Cénomanien-Turonien.

- On notera que la régression majeure du Turonien terminal pourrait expliquer le retour des conglomérats dans le Membre Tl6, d'âge Santonien-Campanien, alors que les niveaux de silts calcaires roses, pourraient être corrélés avec les oscillations eustatiques rapides de cette période.

Unité de Manlung

- Le sommet du Membre T2 est daté du Maestrichtien terminal. Il est caractérisé, dans l'Unité de Manlung, par le passage à des faciès grossiers situés à la limites des cônes moyens et interne. Ceci peut s'expliquer par la régression majeure de la Limite Méso-Cénozoïque (fin du supercycle ZC4).

- De manière inverse, la brusque transgression de la base du Paléocène (base de TA1) peut expliquer le développement du Membre T3 (ou TL8 dans l'Unité du Tar La) formé de pélites calcaires argentées.

Le Membre T3 serait alors d'âge Paléocène inférieur-base du Paléocène supérieur dans l'Unité de Mongyu, alors que sa base pourrait descendre dans le sommet du Maestrichtien dans les parties plus distales (TL8 dans l'Unité du Tar La).

"Formation à Nummulites"

Correspondances (cf annexe 4)

Le membre N2, dans lequel apparaissent les premiers calcaires bioclastiques est. Cuisien basal (sommet de le biozone P5), ce qui correspond aux cycles 2.2 et 2.3 du supercycle TA2.

Donc N1 doit se situer dans le cycle 2.1.

Les derniers sédiments marins datés sont situés dans l'intervalle Ilerdien moyen-sommet du Cuisien inférieur, ce qui correspond aux biozones P6-P7 inférieure, nous donnant une incertitude correspondant aux cycles 2.4 à 2.6 de TA2.

Hypothèses sur le Membre N1

La régression brutale de la fin du Paléocène (fin de TA1) peut expliquer le retour des terrigènes grossiers du Membre N1.

Les sédiments marneux du sommet de N1 marqueraient alors la transgression du cycle 2.1 (base de TA2).

Le Membre N1 serait alors d'âge Paléocène terminal, si l'hypothèse se vérifie.

Ce contexte peut expliquer pour une part le brusque passage d'un milieu bathyal à un milieu circa- à infralittoral. Nous avons vu que les mêmes faits se rencontrent sur la marge indienne, où ils sont marqués par une discontinuité; sur la marge Nord, la nature terrigène des sédiments ne permet pas de la mettre en évidence.

Dans l'Unité de Tar, la Formation à Nummulites n'existe pas, si la régression de la limite TA1/TA2 peut expliquer, dans un contexte plus littoral, une lacune de dépôt de N1, pourquoi la transgression TA2 ne voit-elle pas le dépôt des membres suivants qui font 1 km d'épaisseur dans l'Unité de Manlung ? Il y a deux solutions: soit l'Unité de Tar se soulève au Paléocène supérieur, soit il s'agit d'une lacune d'érosion.

hypothèses sur les Membres N2 à N8

Ils représentent environ 1000 mètres de sédiment entièrement situés dans les milieux circa- à infralittoral à rapporter au Cuisien inférieur, dont 600 à 800 mètres pour le seul Cuisien basal.

Le Membre N2 se situe au moment des fortes variations eustatiques des cycles 2.2 et 2.3 de TA2, ce qui pourrait expliquer les alternances de calcaires et de bancs gréso-pélitiques rouges.

De la même manière les indentations de faciès continentaux et marins proximaux des membres suivants peuvent s'expliquer par les oscillations des cycles 2.4 à 2.6.

Si les derniers calcaires datés marquent la fin des faciès marins, alors le retrait de la mer est contemporain de celui observé par Garzanti et al. dans la nappe de Zangla.

Curieusement, alors que les marges entrent en collision,, l'épaisseur des dépôts du Cuisien inférieur nous conduit à postuler une subsidence pour cette période.

3.2.4 - CONCLUSIONS

L'analyse de l'évolution sédimentaire de la marge passive indienne par la méthode de la stratigraphie séquentielle fait ressortir les grands cycles eustatiques.

Nous les avons retrouvés dans la marge active nord: ceci signifie que l'application de la méthode à l'analyse des sédiments de marges active est possible, pourvu qu'on puisse y apporter les corrections dues aux mouvement tectoniques.

Nous n'avons pas pu pousser l'analyse très loin à cause du manque de finesse des données lithologiques, du manque de datations et de l'incertitude qui plane sur le taux de sédimentation, mais nous avons pu formuler quelques hypothèses pouvant expliquer l'évolutions des milieux de dépôts:

- Les plateformes carbonatées du Crétacé inférieur de la marge nord se sont développées en stade de bas niveau marin, mais la cause première expliquant la remontée de leur substratum dans la tranche d'eau favorable à la vie des rudistes doit être à rechercher dans l'édification des premiers appareils volcaniques de l'arc, et dans la surrection de la lithosphère sous l'effet de la subduction.

- La grande masse des dépôts volcano-sédimentaires correspond à la période de haut niveau marin du Crétacé supérieur. Les pics de la courbe à court terme pouvant être rapprochés des épisodes à silts calcaires interprétés comme intervalles condensés, les mésoséquences semblant correspondre aux ensembles de supercycles, voire à des limites importantes de supercycles.

Dans le Crétacé inférieur et le Paléocène inférieur de la marge nord, nous avons pu constater que les tendances transgressives devaient être conjuguées avec des mouvements tectonique positifs dans les régions intrudées par les plutons, négatifs dans les autres.

Au Cuisien basal, alors que les deux marges étaient en pleine collision,nous avons dû postuler une subsidence pour expliquer l'épaisseur des sédiments déposés.

Quand au retrait brutal de la mer ilerdienne il s'explique par la conjonction des fortes régression marine marquant la fin du supercycle T2, et du soulèvement lié à la collision.

Enfin, nous avons pu formuler quelques hypothèses donnant des précisions sur les âges des formations:

- le sommet de la Formation de Nindam (Membres T3 et TL8) doit monter dans la base du Paléocène supérieur.
- La "Formation à Nummulites" doit débuter dans le Paléocène supérieur.

- 3.3 -

FORMATIONS CONTINENTALES D'EPISUTURE: CORRELATIONS, RELATIONS AVEC LES AUTRES FORMATIONS CONTINENTALES

3.3.1 - CORRELATIONS ENTRE LA FORMATION DE SKYU-CHILING ET LES CONGLOMERATS DE SHERGOL

Paléogéographie

La Formation de Skyu-Ghiling et les Conglomérats de Shergol se sont déposés sur les sédiments des deux marges réunies par la collision: leur dépôt est donc intervenu très tardivement dans l'orogénèse himalayenne.

Ceci est particulièrement clair pour les conglomérats de Shergol: dans la coupe de l'étang de Phu, où ils reposent sur un substratum de schistes bleus, ils renferment des péridotites provenant du substratum des écailles du Naktul, ainsi que des blocs plurimétriques appartenant à la Formation de Sapi-Karamba. La sédimentation est composée de dépôts de bas de pente (mass flows) et de colluvions peu évoluées.

Lors de leur dépôt affleuraient donc côte à côte, dans une même vallée aux flancs escarpés et en tête de réseau hydrographique: la Formation de Sapi-Karamba, les Schistes Bleus et les écailles du Naktul.

A l'époque les terrains des deux marges étaient donc dans une position tout à fait comparable à l'actuel: les charriages tardifs vers le NW n'ont finalement pas trop bouleversé cette disposition relative.

Quand aux calcaires ilerdiens, dont les témoins sont rares, ils pouvaient provenir aussi bien des unités du Zanskar que du Groupe de l'Indus.

Corrélation

Sans aucun doute ces deux unités sont-elles à peut-près contemporaines mais, les deux bassins d'épisuture étant portés par deux ensembles d'unités tectoniques charriées distincts, on n'a aucune preuve que les deux bassins aient communiqués.

3.3.2 - RELATIONS ENTRE LES DIFFERENTES FORMATIONS CONTINENTALES POST-ILERDIENNES

Relations entre les conglomérats d'épisuture de Skyu-Chling de la Marka et les Post-Eocene Molasses de Brookfield et A. Speed

Dans la vallée de la Marka (fig. I.39), il est fort probable que certains des niveaux supérieurs des Post Eocenes Molasses, discordantes sur les formations de l'Unité de Manlung, passent latéralement vers le Sud aux terrains de la Formation de Skyu-Chiling. Cette solution sera retenue dans les schémas de l'évolution géodynamique.

Relations entre les conglomérats d'épisuture de Shergol et les conglomérats du bassin de Butum-Kargil

Nous avons décrit les conglomérats de Butum-Kargil: il s'agit de formations fluviales et lacustres discordantes sur la formation de Dras I et II et les plutons granodioritiques. L'âge de la formation est controversé. Une datation à fourni un âge Oligocène supérieur-Miocène inférieur, mais les auteurs (cf Van Haver 1984) suggèrent que les premiers dépôts, situés dans la région de Pashkyum, pourraient avoir un âge Eocène supérieur.

Rappelons que les conglomérats de Shergol, formation d'épisuture, sont des sédiments fluviatiles peu évolué, des coulées boueuse, des colluvions et des brèches de pente qui se sont développés sur des séries des deux marges, dans la zone de suture, dans un bassin vraisemblablement très étroit. Leur âge est post-Ilerdien, mais le contexte structural de leur substratum implique leur sédimentation lors des stades tardifs de la déformation des deux marges sous l'effet de la collision.

Ces deux formations sont tectonisées:
- Les conglomérats de Butum-Kargil sont chevauchés vers le NNW par les écailles de Naktul.
- Les conglomérats de Shergol sont pincés entre les écailles des terrains de la zone de suture charriés vers le NNW.

T. Van Haver (1984), propose le dispositif suivant: Les conglomérats de Shergol et de Butum-Kargil appartiendraient à une même formation qui serait chevauchée par l'unité des écailles du Naktul, l'ensemble ayant été ensuite ployé en synforme.

Nous avons vu que l'Unité de Naktul (fig. I.29) est formée de plusieurs écailles nettement séparées et empilées qui ne sont pas ployées en synforme.

Le dispositif structural montre que l'ensemble formé par les conglomérats de Shergol et leur substratum formé de terrains des deux marges est charrié vers le NNW, alors que les conglomérats de Butum-Kargil sont discordants sur le Complexe de Dras. Ceci implique une

indépendance totale des deux formations: l'une étant charriée et l'autre étant "autochtone".

Maintenant, seul se pose le problème de savoir si les deux formations se sont développées en même temps et si les deux bassins communiquaient.

Les considérations sur les âges respectifs des formations montrent que, de toutes façons, les conglomérats de Shergol correspondent à un intervalle de temps bien plus bref que celui des conglomérats de Butum-Kargil, les premiers ne pouvant être que l'équivalent des niveaux sommitaux des derniers.

De plus, la taille du bassin de Kargil était beaucoup plus grande que celui de Shergol, surtout si l'on considère l'hypothèse selon laquelle le bassin de Kargil n'est qu'une partie du bassin des molasses de l'Indus.

Bien que la flèche du chevauchement sur l'Unité du Batholite ne soit pas connue, le bassin de Shergol devait se situer au minimum à une centaine de kilomètres de celui de Kargil. Ce calcul est basé sur l'estimation suivante: Van Haver estime à une soixantaine de kilomètres au minimun la largeur de la marge située entre la source des terrigènes (le "Batholite") et les séries nummulitiques situées dans l'Unité de Manlung (parautochtone), Unité que l'on peut corréler en première approximation avec celle de Naktul.

Ceci, associé au fait que le bassin de Kargil devait être séparé de celui des conglomérats d'épisuture par un relief individualisé dans les formations de marge nord-néotéthysienne, rend peu probable une communication entre les deux bassins. Dans l'état actuel de nos connaissances ce problème est de toutes façons accessoire, seules nous important les significations géodynamiques respectives de ces deux bassins.

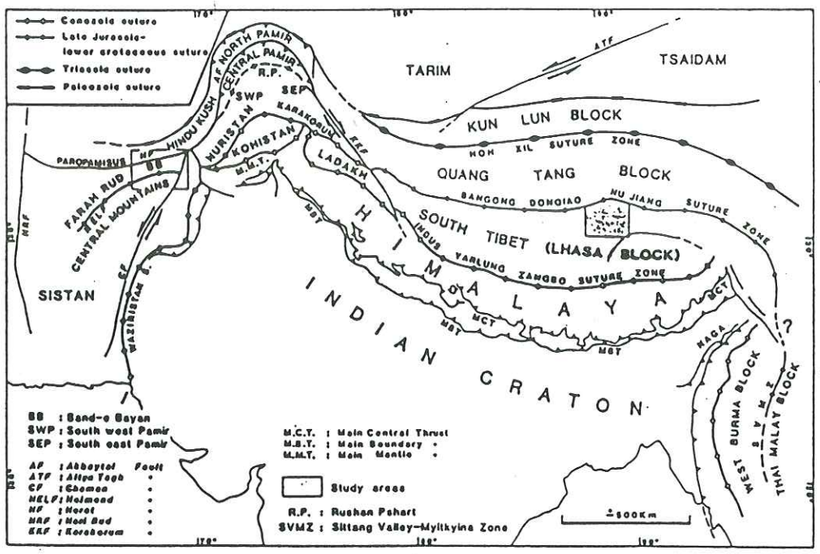


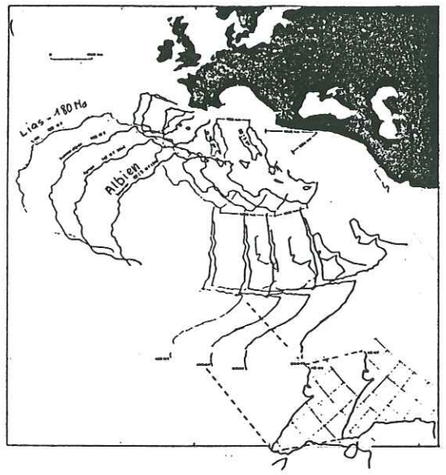
Fig. I.53 - Blocs et zones de suture en eurasie (Girardeau, Marcoux, et Montenat 1986):

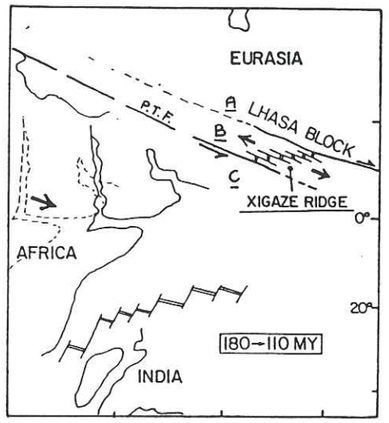
Figure I.54

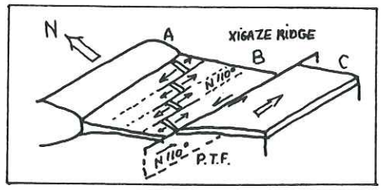
Dérive vers l'Est de l'Afrique depuis le Lias jusqu'à l'Albien.

Contraintes paléomagnétiques pour l'évolution de la marge eurasiatique.

D'après Patriat et al. 1982.







Configuration de la marge eurasiatique du Lias à l'Albien. selon Girardeau (1986) et Pozzi et al. (1982)

Figure I.55

- 3.4 -

EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE

3.4.1 - AVANT LA SUBDUCTION

3.4.1.1 Contexte global

Nous allons tout d'abord proposer quelques hypothèses sur le contexte géodynamique global de la Néotéthys pendant la période Jurassique à Crétacé inférieur.

Ensuite, nous verrons quelles sont les contraintes de latitude imposées par les données paléomagnétiques.

Bien que ces données ne concernent que le Crétacé supérieur, elles nous fixeront une limite nord pour la position du Ladakh avant la subduction.

Je prendrai comme point de départ le contexte global défini par P. Patriat et al. (1982, 1984) et J. Girardeau (1986) pour la période allant du Lias au Barrémien :

- Constatant que le bloc Afrique + Inde migre vers l'Est par rapport au bloc asiatique (fig. I.53), ces auteurs postulent l'existence d'une **proto-faille transformante** senestre (notée PFT sur la figure I.54), le long de laquelle se serait fait le mouvement.

  Cette faille (fig. I.54) aurait isolé deux domaines dans la Néotéthys: le domaine océanique sud-néotéthysien, avec sa dorsale océanique donnant une expansion de direction Nord-Sud, et le domaine océanique de Xigaze, dont la dorsale, affectée de nombreuses failles transformantes de direction N 120°, avait une direction d'expansion N 110°.

Dans le détail, la position de la PFT et des différentes rides, notamment la ride médio-téthysienne, est très mal connue, et le schéma est certainement beaucoup plus compliqué, surtout à l'Ouest de la Néotéthys.

Nous aidant des données paléomagnétiques, nous allons tenter de replacer le bloc du Ladakh (au sens de Girardeau et al. 1986, cf fig. I.53) dans ce contexte.

3.4.1.2 Données paléomagnétiques

Les données discutées proviennent de C.T. Klootwijk (1979). La stratigraphie des formations du Groupe de l'Indus ayant fait des progrès depuis 1979, nous pouvons maintenant donner une date plus précise pour les lots d'échantillons dont le paléomagétisme a été mesuré.

Reprenons et discutons son tableau d'analyses

Les échantillons de granites de Kargil

- Lots Sc1 et Sc2:
leur âge est 49-45 Ma (grosso modo Lutétien, partie inférieure de l'Eocène moyen cf échelle de Haq 1987), ce qui correspond à l'époque de la collision.
On peut donc dire qu'à l'Eocène moyen l'arc de Dras était entre 7.5 et 10°N.

- Lots Sc3 et Sc4:
plus récents que ceux des premiers lots (cf remarque n°7) ils placent l'arc de Dras **entre 23 et 30 °N.**

Les Indus Molasses

Ces échantillons ont été récoltés dans la région de Khalsi, dans deux types de roches: des sables grossiers à débris de Globotruncanidés et des siltstones rouges.

Je pense que l'on peut attribuer les siltsones rouges des sites 1 et 2 à la formation de Nurla (post-Eocène inférieur) et les sables verts du site 3 à la Formation verte de Tar (Crétacé supérieur), car:

- la position des sites 1 et 2 (siltstones rouges) est 4,5 à 5,5°N. Dans la région de Kahlsi, ce type de siltstones rouges peut aussi bien appartenir à la Formation Verte de Tar (Albien supérieur-Paléocène inférieur), qu'aux molasses continentales post-ilerdiennes.

- la paléolatitude du site 3 (sables grossiers à globotruncanidés) est 1.5°N. Les globtruncanas nous donnent la fourchette Cénomanien-Maestrichtien; ces sédiments appartiennent à la Formation Verte de Tar.

Les Dras Flyschoïdes

Les échantillons ont été prélevés entre le haut des Lamayuru Loops et Lamayuru, dans les niveaux rouges qui doivent se situer entre le Turonnien et le Campanien de la Formation de Nindam (cf membre B de la coupe de la Yapola.
Donc, dans la fourchette Turonien-Campanien la Formation de Nindam était située entre 0 et 1.5° N.

Tableau des mesures du paléomagnétisme dans les séries de marge nord-néotéthysiennes au Ladakh; C.T. Klootwijk (1979).

Localité	Formation	Age	Echant.(1)	Co.(2)	N(3)	Paléolatitude
KARGIL 34,60°N 76,10°E	Ladakh Intrusives(4)	49-45 Ma (5)	55 (220)	Sc1(6)	27	7,5°N
				Sc2(6)	23	10° N
				Sc3(7)	26	23°5N
				Sc4(7)	26	30° N
KHALSI 34,35°N 76,90°E	Indus Molasse	Albien-M, Eocene	40 (120)			
	Site 1		13 (39)	pr	15	4,5°N
	Site 2		13 (39)	pr	12	5,5°N
	Site 3		14 (42)	pr	34	1,5°N
	Dras Flyschoïdes	Albien-E, Eocene				
	Site 1		11 (33)	pr	27	1,5°N
	Site 2		10 (30)	pr	21	0° N
	Site 3		10 (31)	pr	31	1,5°N
	Site 4		10 (30)	pr	23	0,5°N

(1) Nombre de spécimens entre parenthèses.

(2) pr; primary magnetization component; Sc; secondary magnetization component.

(3) Nombre de specimens dans lesquels la composante citée peut être mesurée.

(4) Correction d'horizontalité faite d'après l'attitude des couches des Molasses de Kargil.

(5) Ages radiométriques K-Ar et Rb-Sr. Ils reflètent probablement le refroisissement postérieur à la collision. L'emplacement a dû se faire pendant le Crétacé.

(6) Age de magnétisation début Eocène, ou éventuellement Paléocene supérieur.

(7) Ages tertiaires plus jeunes non spécifiés.

Conclusion

Au Turonien-Campanien la Formation de Nindam était entre 0° et 1.5° Nord.

Cette position est comparable à celle du site 3 des Indus Molasses (145° Nord), qui doivent donc appartenir à la Formation Verte de Tar.

Les sites 1 et 2 des Indus Molasses (entre 4,5° et 5,5° Nord) doivent correspondre à la partie supérieure de la Formation Verte de Tar entre le Maestrichtien et la base du Paléocène supérieur.

A l'Eocène moyen les granites de Kargil étaient entre 7,5° et 10° N, et les granites plus jeunes étaient situés entre 23° et 30° N.

3.4.1.3 Position du bloc du Ladakh pendant la subduction

Position déduite des données paléomagnétiques

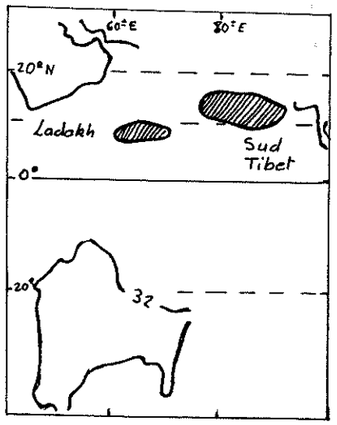


Fig. I.56 - Position des blocs de la marge eurasiatique au Sénonien.
D'après Patriat et al. 1984.

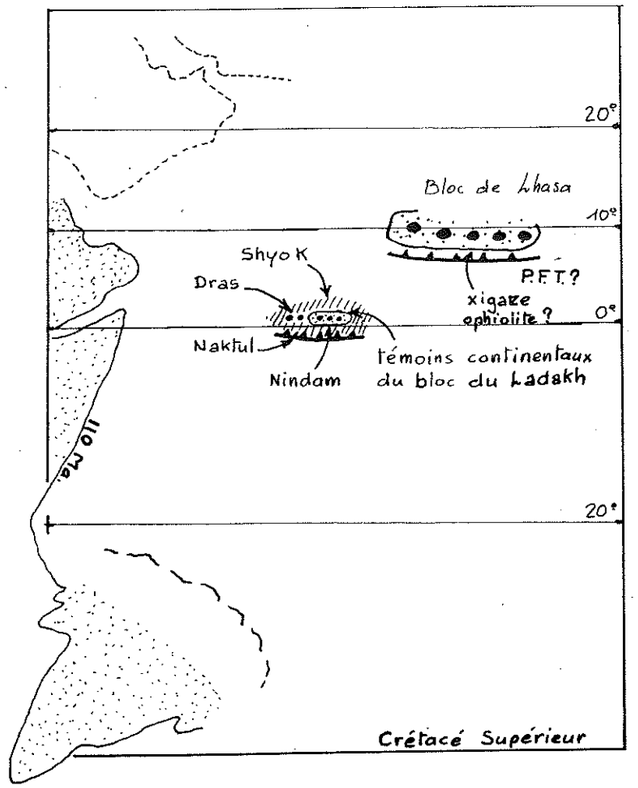
Nous pouvons donc replacer plus précisément le bloc du Ladakh que Patriat et al (1984, fig. I.57) ne l'avaient fait en se basant sur les données de Klootwijk de 1979: sur leur carte, le bloc du Ladakh est positionné au Sénonien vers 10°N, alors que nous venons de voir que cette position correspondait à l'Eocène moyen (au moment de la collision).

La figure I.57 représente les positions du bloc du Ladakh (0° à 1.5°N) et de Lhasa (10° N) au Crétacé supérieur.

Si cette tendance à migrer vers le Nord a été constante, alors, au crétacé inférieur, date du début de la subduction, le bloc du Ladakh devait donc être situé encore plus au Sud.

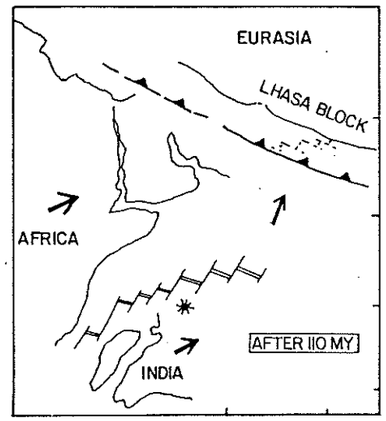
Position par rapport à la "PFT" de Patriat et al et par rapport au domaine océanique de Xigatse de Girardeau

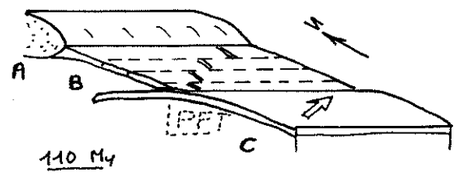
Girardeau (1986) propose de faire fonctionner la "PFT" (fig I.58) en zone de subduction à l'Aptien, arguant du fait qu'il s'agit d'une zone



"Positions des blocs de Lhasa et du Ladakh d'après les données paléomagnétiques Klootwijk repositionées d'après les données stratigraphiques nouvelles.

Fig. I.57 - La marge eurasiatique au Crétacé supérieur (E. Sutre 88):





A - bloc de Lhasa
B - ophiolite de Xigase
C - plaque indienne

subduction oblique de la plaque indienne

A l'Albien, arrêt du fonctionnement de la ride de Xigase, et initiation de la subduction au niveau de l'ancienne PFT.

Fig. I.58 - Transformation de la PFT en zone de subduction à l'Albien (Girardeau 1986)

fragile. Il suppose également que l'expansion océanique dans le domaine océanique de Xigaze s'arrête à cette époque, du fait de la forte diminution de la composante décrochante au niveau de l'ancienne PFT rejouant en plan de subduction.

L'auteur place la PFT à 2 ou 3° au Sud du bloc de Lhasa, ce qui donne une largeur d'environ 550 à 800 km au domaine océanique de Xigaze. Dans les arcs actuels le volcanisme d'arc se développe au plus à 300 ou 400 km de la zone de subduction, donc la PFT devait se trouver encore plus au Nord, à une paléolatitude d'environ 5°N à son intersection avec le méridien Est qui forme le bord droit de la carte figure I.58, et entre 9° et 10° N sur un méridien passant par le Ladakh.

En conséquences, au début de la subduction, on doit maintenant considérer deux zones de subductions indépendantes dans la partie Ouest de la plaque nord-néotéthysienne (fig. I.57):

- une zone liée au bloc de Lhasa, située 2° au Sud de celui-ci, et correspondant à la PFT ;

- une zone liée au bloc du Ladakh, située vers l'équateur.

En résumé, les figures 1.59 et I.60 replacent le bloc du Ladakh dans le contexte néotéthysien.

On notera, sur la reconstitution I.59, la position de la Formation de Sapi-Karamba: conformément à nos hypothèses, nous l'avons placé sur la marge indienne distale, dans une zone affectée par un rifting.

3.4.1.4 Composition du bloc du Ladakh

Nature du substratum des dépôts de l'arc insulaire

Description de l'actuel bloc du Ladakh

Le bloc du Ladakh (fig I.4) est limité au Sud et à l'Ouest par la suture éocène de l'Indus, au Nord par celle dela Shyok et à l'Est par la branche Sud de la Faille du Karakorum.

A l'intérieur de ces frontières, on peut décrire les éléments suivants:

- La zone appelée Batholite du Ladakh, partie du Batholite Trans-Himalayen: cette région représente une zone d'intrusions grano-dioritiques liés, dans un premier temps, au fonctionnement de l'arc crétacé supérieur et , dans un deuxième temps, au magmatisme syn- et post-collision.

  Ces plutons intrudent:

  * A l'Ouest: le substratum océanique d'âge Jurasique moyen des de l'arc de Dras
  * A l'Est: les témoins continentaux du Ladakh dont l'existence est prouvée par les observations suivantes: il existe au Nord

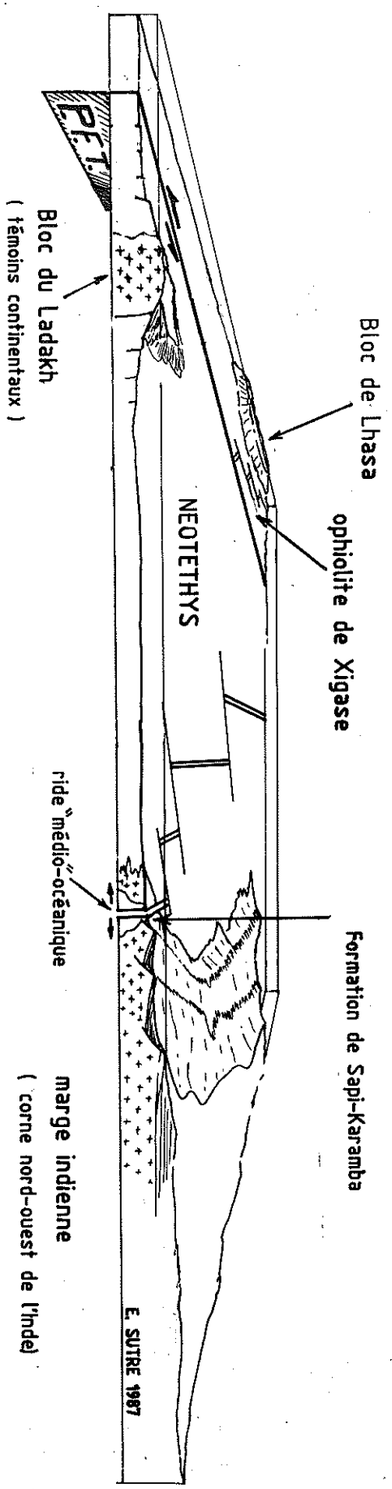


Fig. I.59 - La Néotéthys au Jurassique et au début du Crétacé inférieur, avant la subduction sous l'Eurasie.

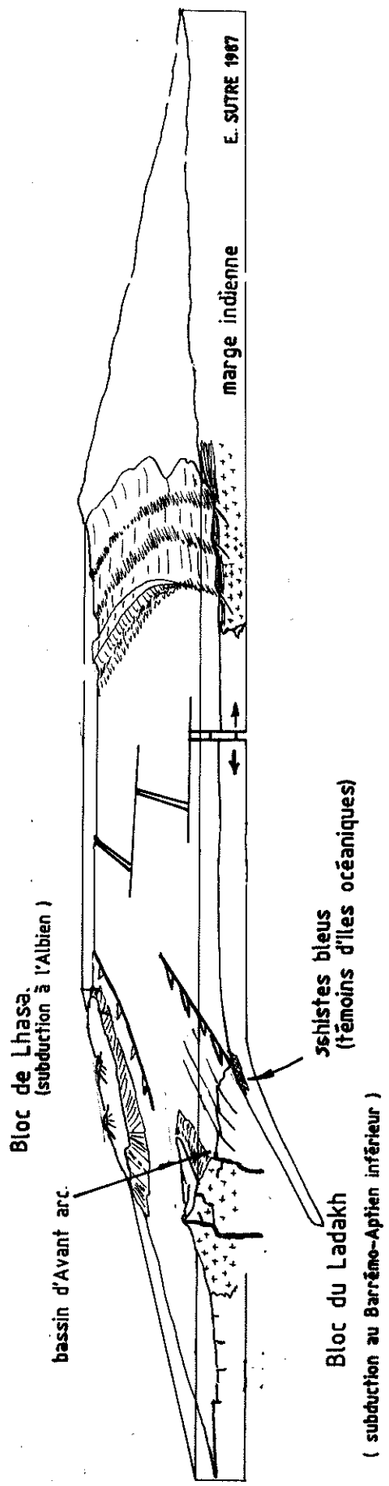


Fig. I.60 - La Néotéthys à partir de l'Albien : (deux zones de subduction dans la marge eurasiatique.

de Likir Gompa des témoins de sédiments triasico-liasiques signalés par K. Honegger et U. Raz, et Trivedi (1981) signale un granite (granite de Gaik) daté à 235 Ma dans la région de Kiari.

- Les séries autochtones de l'Indus, il s'agit des Conglomérats de Kargil à l'Ouest, et des sédiments de l'Unité du Batholite discordants sur "le Batholite". Notons que l'autochtonie s'apprécie par rapport à ce Batholite.

- Les séries parautochtones de l'Indus. Il s'agit, à l'Ouest, des écailles du Naktul et à l'Est des unité de Tar, Tar La et Manlung

Nous avons montré dans cette étude que le substratum de ces terrains était très vraisemblablement formé par de la lithosphère océanique.

- Au NNE de Leh, les ophiolites des mélanges de la suture de la suture de la Shyok sont équivalentes à celles de Dras: croûte océanique d'âge incertain intrudées par le magmatisme d'arc et recouvertes par des calcaires à orbitolines (I. Reuber en préparation).

Reconstitution paléogéographique du bloc du Ladakh

Des observations issues de la composition de l'actuel bloc du Ladakh, on peut se faire une idée de la paléogéographie de la région dans laquelle va se développer l'arc:

Au début de la subduction le bloc du Ladakh était constitué de lithosphère océanique entourant des témoins continentaux:

L'Unité du Batholite, formée de croûte océanique et de témoins continentaux, représente la portion de ce bloc "soudée" en un seul ensemble par les intrusions granitiques.

Les unités de Naktul, Tar, Tar La et Manlung représentent le bassin sédimentaire à substratum ophiolitique, non intrudé par les plutons, dans lequel viendrons se déposer les dépôts volcaniclastiques.

Problème de la provenance du bloc continental

Le bloc continental du Ladakh est vraiment très petit (environ 30x50 km) de quel bloc continental provient-il, et de quelle époque date son individualisation ?

On manque de preuves pour trancher, mais on peut isoler dans l'histoire de la Néotéthys une période particulièrement propice à la formation d'un micro-bloc continental: il s'agit du rifting triasique, qui a séparé de la plaque indienne du bloc de Lhasa.

On peut imaginer qu'à la faveur du rifting triasique ait pu s'individualiser un petit bloc continental(cf Lagabrielle 1987 hypothèse 3 de la figure I.61).

Ce type de séparation expliquerait la proximité immédiate de croûte continentale et océanique dans le Bloc du Ladakh.

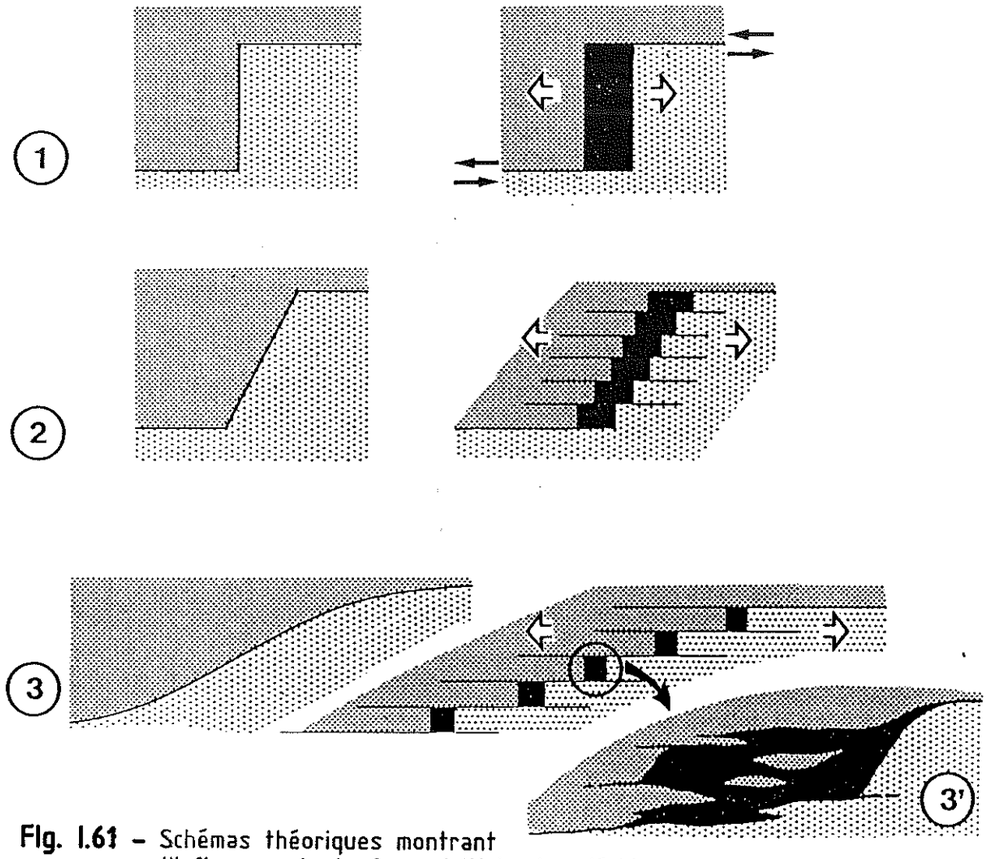


Fig. I.61 - Schémas théoriques montrant l'influence de la forme initiale des déchirures continentales sur les contours et la nature d'un futur bassin océanique.

in Y. Lagabrielle 1987.

Dans le cas 1, un domaine oceanique unique est crée ; ses terminaisons nord et sud jouent en décrochement pur.

Dans le cas 3, le mouvement transformant sera réparti à l'ensemble du bassin. On a indiqué en (3') un détail d'une des nombreuses zones océanisées créées selon ce dispositif (Leaky Transform). Des fragments sialiques sont arrachés aux marges avoisinantes et se retrouvent isolées au sein du domaine océanique.

Le schéma 2 représente un cas intermédiaire.

Dans le cas de l'ouverture du bassin liguro-piémontais, ces différentes possibilités ont été implicitement ou explicitement retenues par les auteurs. Lemoine (1985) a ainsi préféré le cas 1 ; Abbate et al. (1980), Boccaletti et al. (1984) et Ishiwatari (1985) ont préféré le cas 3.

Dépôts antérieurs à la subduction

Nous venons de discuter la nature du substratum des futures séries d'arc. Si l'on se limite à la partie sud du Bloc du Ladakh, nous avons :

- Sur une coupe N-S passant par Mongyu: au Nord, le bloc continental du Ladakh passant, au sud, au bassin des futures séries parautochtones de l'arc, dont le substratum est constitué par de la lithosphère océanique

- Sur une coupe NW-SE passant par Kargil: au SSW le bassin à substratum océanique jurassique moyen de l'Unité du Naktul et au Nord, le bassin du futur arc volcanique de Dras, dont le substratum est formé par de la croûte océanique d'un âge identique à celui du Naktul.

La lithosphère océanique s'étant crée au Jurassique, et les dépôts d'arc débutant en première approximation à l'Aptien, il devrait exister des témoins des premiers sédiments, d'âge jurasique moyen à Aptien, déposés sur la croûte océanique.

Ils se trouvent uniquement à l'état de blocs, dans la zone de suture. Ce doivent être:

- Les radiolarites de la Formation d'Urtsi, dont les âges sont: Callovien-Tithonique, Berriasien-Hauterivien et Berriasien-Albien.
- Les Radiolarites d'âge Callovien-Tithonique moulant des pillows, signalées dans le localité de Dras (in Honegger et al 1982).

La quasi-absence de ces sédiments peut s'expliquer par les bouleversements tectoniques suivants :

- pour les terrains de Naktul et Dras, les premiers sédiments se sont déposés sur une lithosphère océanique tectonisée au Jurassique supérieur (possible écaillage intra-océanique de I. Reuber et al. 1989).

- d'autre part, les débuts de la subduction ont vus des bouleversements tectoniques importants: l'installation de la plate-forme carbonatée à orbitolines de la Shyok sur des péridotites en témoigne à elle seule.

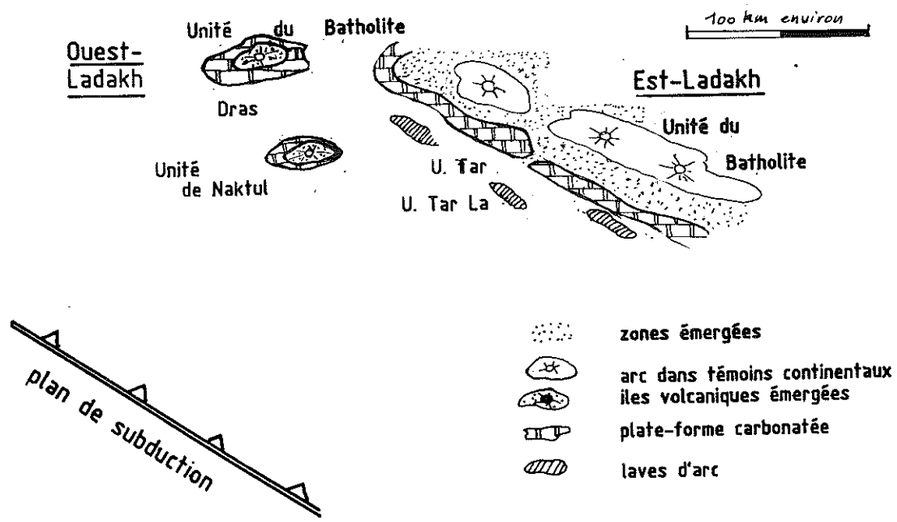


Fig. I.62 - Carte paléogéographique à l'Aptien inférieur. E. Sutre 1987.

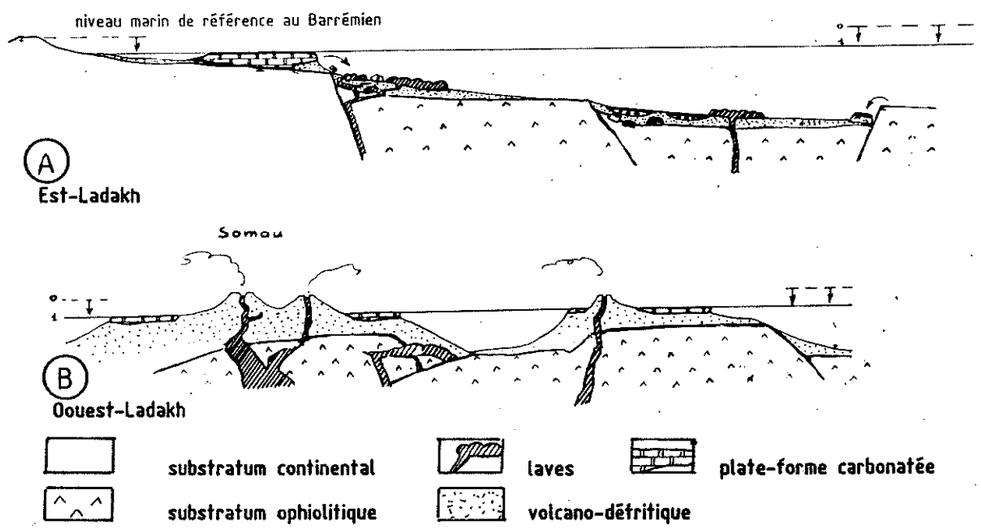


Fig. I.63 - Coupes dans les régions Est- et Ouest-Ladakh à l'Aptien inférieur. E. Sutre 1987

3.4.2 - PENDANT LA SUBDUCTION

3.4.2.1 Début de la subduction

A - Contexte global

Au Ladakh, les premiers témoins d'un volcanisme d'arc - turbidites volcano-sédimentaires de Nindam - sont anté aptiens, alors que les coulées de laves de la Formation de Mongyu sont dans la fourchette Barrémien-Aptien inférieur.

Selon J. Girardeau (1986), le volcanisme d'arc, et donc la subduction, commençerait seulement à l'Albien dans le bloc de Lhasa (fig. I.58).

Notons que l'auteur donne 110 Ma pour l'Albien, alors que l'échelle de Haq (1987) situe l'Albien entre 108 et 96 Ma. Si la datation citée par Girardeau est biostratigraphique, comme celà semble être le cas (Radiolaires sur croûte océanique dans les séries équivalentes au "Nindam" ?), alors le volcanisme au Ladakh a bien commencé plus tôt qu'au Sud Tibet.

B - Contexte régional.

La figure I.60 replace schématiquement les unités du Ladakh dans le contexte paléogéogrphique que nous avons défini plus haut pour la période Barrémien-Aptien inférieur, début de la subduction.

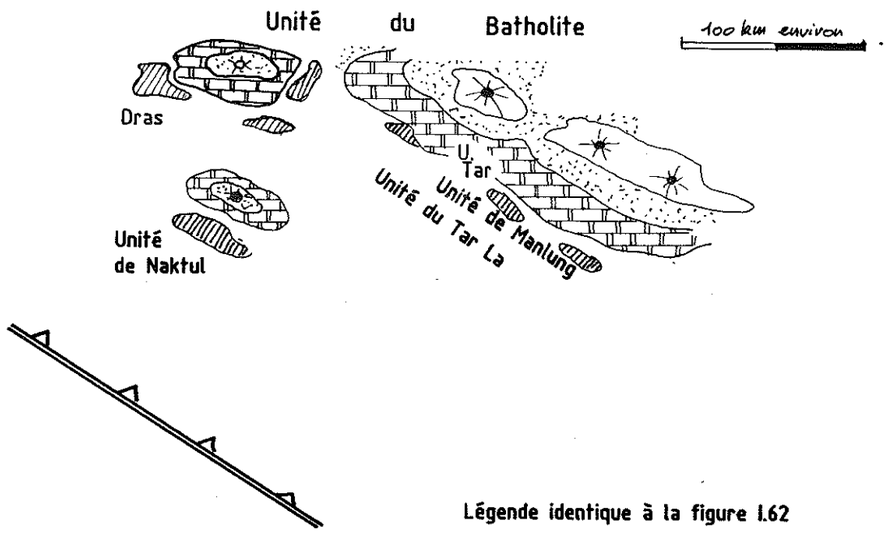
D'un point de vue général, l'évolution sédimentaire de cette région est caractérisée par la conjonction des facteurs d'origine eustatique et d'origine tectonique:

Le Barrémien, correspond à une période de haut niveau marin que nous prendrons comme niveau zéro de référence dans les coupes.

A cette époque se déposent les premiers niveaux connus de la Formation de Mongyu et apparaissent les premières manifestations volcaniques de l'arc. La présence de bioclastes de rudistes implique l'existance de hauts fonds dans la région Est-Ladakh.

A l'Aptien inférieur (fig I.62 et I.63) le volcanisme s'exprime dans les bassins par des turbidites volcano-sédimentaires, tandis que sur les hauts fonds se développent les plates-formes à rudistes. Le développement de ces dernières peut s'expliquer par la conjonction du fort pic régressif situé à la limite Barrémien-Aptien, et par le soulèvement des parties de la marge intrudées par les plutons.

Dans la région Est-Ladakh les plates-formes carbonatées se développent autour des appareils volcaniques émergés.



Légende identique à la figure I.62

Fig. I.64 - Carte paléogéographique à l'Aptien-Albien moyen.

E. Sutre 1987

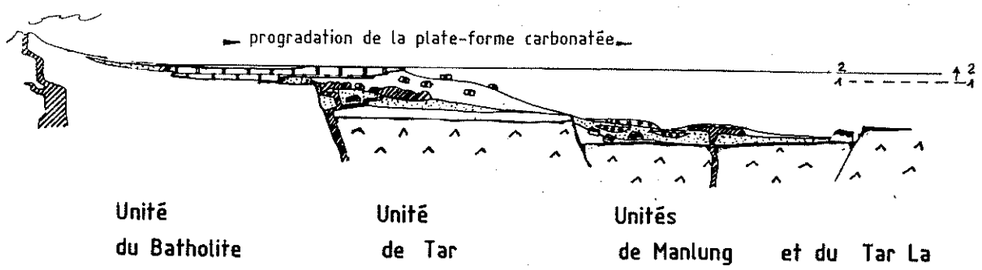


Fig. I.65 - Coupe dans la région Est-Ladakh à l'Aptien-Albien moyen.

E. Sutre 1987

3.4.2.2 Période Aptien-Albien moyen

A - Région Est du Ladakh, figures I.64 et I.65.

La régression amorçée à l'Aptien, combinée à un comblement du bassin au niveau de l'Unité de Tar, a permis le développement des calcaires de plate-forme et leur progradation sur la Formation de Mongyu. Ce cycle régressif se termine à la limite Aptien-Albien.

L'Albien inférieur marque le début d'un grand cycle transgressif et voit se déposer les derniers niveaux calcaires de la plate-forme de Kahlsi, avec de faciès plus profonds (cf T. Van Haver 1984).

A l'Albien moyen, la hausse du niveau marin, conbinée probablement à un enfoncement tectonique des unités non intrudées par les plutons, conduit à la formation d'une surface usée au sommet de la barre des calcaires de Kahlsi.

Les zones intrudées par les plutons se rehaussent, portant à l'affleurement des portions de plate-forme carbonatée, et conduisant au dépôts de blocs et clastes calcaires dans les parties marines des bassins.

B - Région Ouest du Ladakh (fig. I.49)

Les plates-formes à rudistes et les calcaires à orbitolines se développent en atolls autour des centres émissifs volcaniques pendant la même période que dans la région Ouest-Ladakh.

A l'Albien moyen, on note, comme dans le Complexe de Tar, la présence de marnes à Céphalopodes.

3.4.2.3 Albien supérieur

La grande transgression amorcée à l'Albien moyen atteint presque son maximum à l'Albien supérieur.

Vers 100 Ma (≈ Albien moyen), des schistes bleus se forment dans une zone de subduction, aux dépends d'une série volcanique de type île océanique (Honegger et al 1988).

A - Région Est du Ladakh, figure I.66a.

A la base de l'Albien supérieur la transgression, associée sans doute à un enfoncement tectonique, conduit au dépôt de grès calcaires et marnes à Céphalopodes que l'on peut assimiler à des dépôts d'intervalle transgressifs

Pour expliquer la conservation de la Formation des calcaires de Kahlsi de l'Unité de Tar, ainsi que l'épaisseur des dépôts de cône sous-

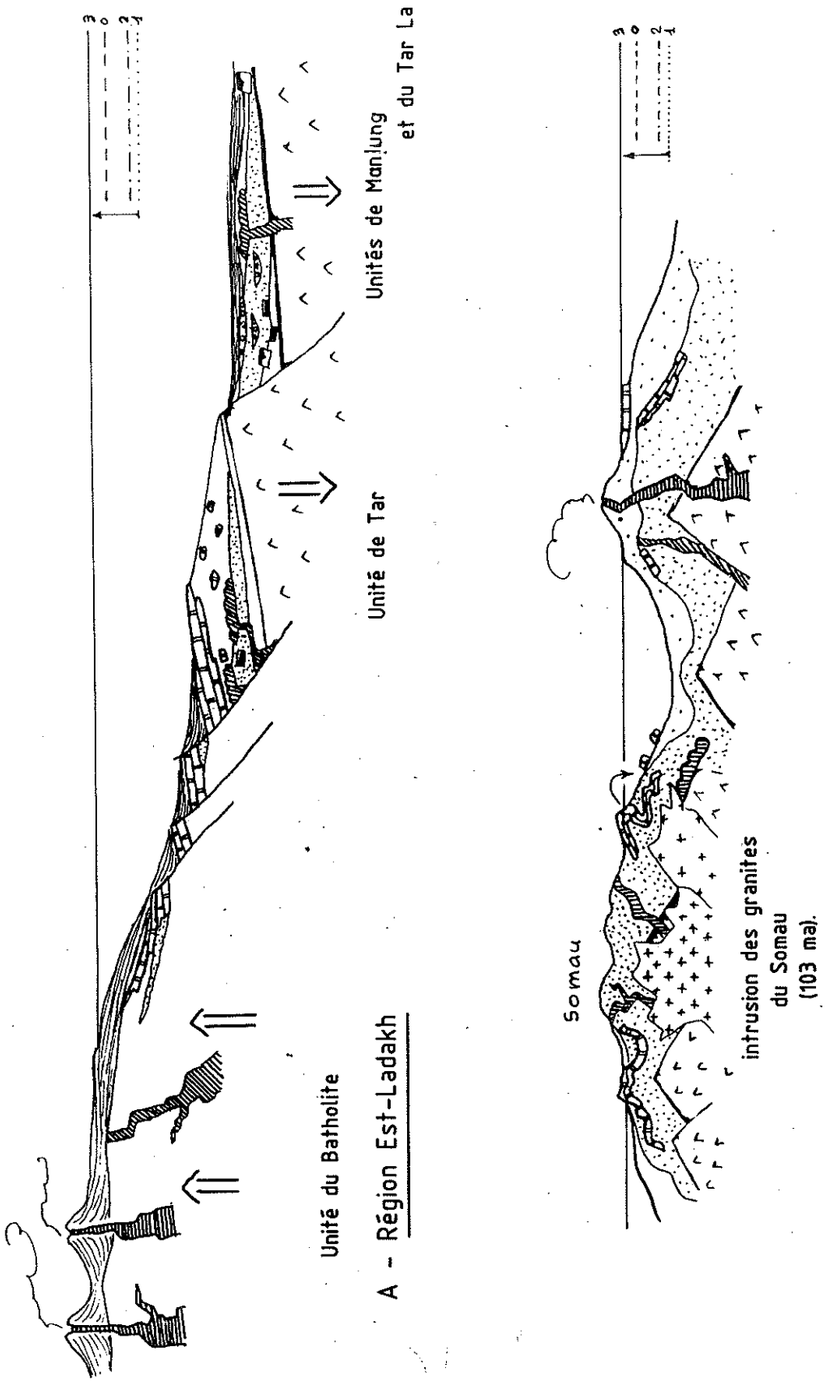


Fig. I.66 - Coupes dans les régions Est- et Ouest-Ladakh à l'Albien supérieur. E. Sutre 1987

marin qui vont les recouvrir, il faut invoquer, en plus de l'élévation du niveau de la mer, des mouvements tectoniques verticaux.

Ces mouvements seront forcément négatifs pour le substratum océanique ou de transition continent/océan du Complexe de Tar. On peut également supposer des mouvements positifs pour le Bloc du Ladakh intrudé par les volcans et les plutons de l'arc.

B - Région Ouest du Ladakh, figure I.66b.

Dans la région du Somau, les premiers plutons datés (103 Ma) ont intrudé les appareils volcaniques, structurant le substratum de croûte océanique et les premières séries volcaniques, volcano-sédimentaires et carbonatées de l'arc.

Les plutons à 103 Ma (limite Albien inférieur-Albien moyen) intrudent des sédiments de l'Albien moyen (103 à 98 Ma): la quasi simultanéité des deux phénomènes, caractéristique de l'évolution des arcs, est frappante.

Le début du démantellement des plates-formes carbonatées date de cette époque.

3.4.2.4 Du Cénomanien au Maestrichtien

Il s'agit d'une période de très haut niveau marin entrecoupée par de forts pics régressifs, et une décroissance lente à long terme à partir du Coniacien.

A - Région Est du Ladakh, figures I.67 et I.68.

Cette période est marquée par le développement d'épaisses séries de cône sous-marin volcano-détritique.

Des plutons granitiques continuent à intruder l'unité du Batholite, provoquant sa surrection, et portant à l'affleurement des parties de plate-forme carbonatée. Ceci expliquant la forte proportion de clastes calcaires à façonnement continental dans les turbidites du cône sous-marin.

Le sens des courants de turbidité montre que les apports allaient de l'ESE vers l'WNW, paralèllement à la côte.

Dans le Bassin, la fin du Maestrichtien est marquée par un retour à des dépôts grossiers de bas niveau marin qui marquent le pic régressif séparant le Mésozoïque du Cénozoïque.

Dans la partie émergée de l'Unité du Batholite, la partie supérieure de certains plutons granitiques du Bloc du Ladakh est érodée en milieu continental lacustre au Maestrichtien.

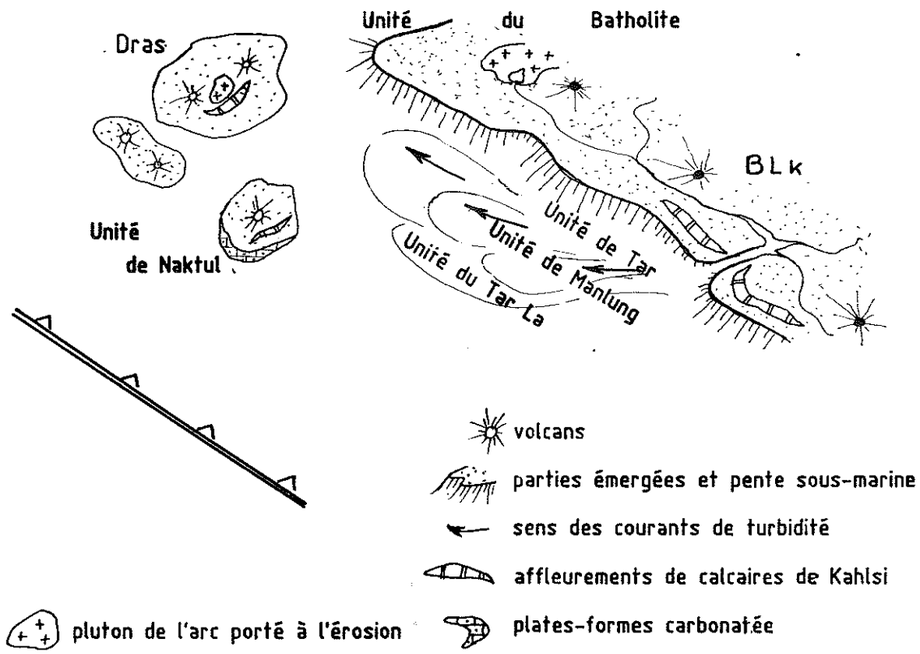


Fig. I.67 - Carte paléogéographique au Crétacé supérieur.
E. Sutre 1987

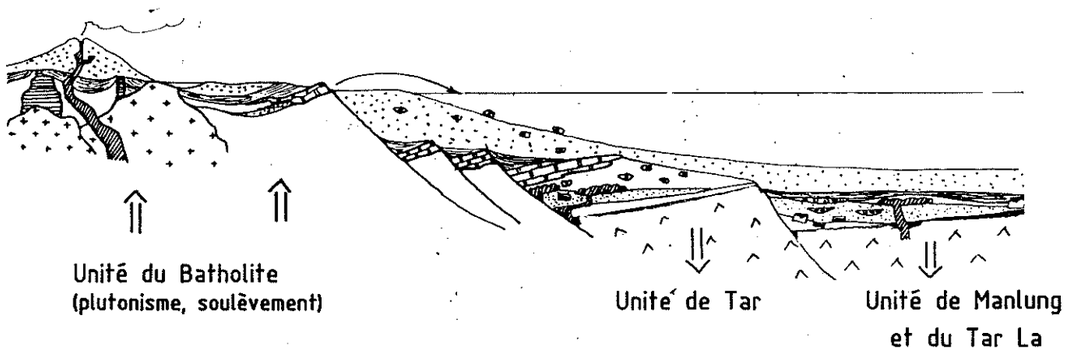


Fig. I.68 - Coupe de la région Est-Ladakh au Crétacé supérieur.
E. Sutre 1987

B - Région Ouest du Ladakh:

L'arc continue à fonctionner, de nouveaux plutons s'y développent.

Dans l'Unité de Naktul, les dernièrs sédiments marins datés sont d'âge Maestrichtien terminal.

Dans l'Unité du Batholite, la Formation de Dras I est affectée par un épisode tectono-métamorphique fini-Campanien.

3.4.2.5 Paléocène inférieur et base du Paléocène supérieur

A - Région Est-Ladakh figures I.69 et I.70.

Le pic régressif de la limite Méso-Cénozoïque est bien marqué dans la sédimentation: il est situé à la limite des deux mésoséquences régressives de la Formation Verte de Tar, et marque le retour à des conglomérats proches du cône interne dans la Formation de Nindam.

La période de haut niveau marin du Paléocène inférieur-base du Paléocène supérieur est marquée, dans l'Unité de Tar, par une deuxième mésoséquence, et dans les unités de Manlung et du Tar La par un retour à des sédiments fins: les greywackes et pélites fines de couleur jaune-argenté.

Dans cette région, les sédiments paléocènes, si ils montrent bien la présence d'une activité volcanique sous la forme de chutes de cendres dans des sédiments pélagiques silto-calcaires, n'admettent pas, sinon à leur sommet, de volcano-détritiques de taille supérieure à celle des sables fins.

Ceci peut s'expliquer par plusieurs mécanismes, qui peuvent d'ailleurs se combiner:

- mécanisme eustatique: ces dépôts correspondraient à des sédiments de haut niveau marin;
- changement de direction des apports et passage à des dépôts latéraux de cône sous-marin ;
- déplacement des centres volcaniques émissifs, qui peut être dû au déplacement vers le Sud de la zone de subduction, déplacement classiquement constaté dans les zones de subduction nourries (Lliboutry 1982, Grand 1984).

Dans les parties émergées de l'Unité du Batholite, la sédimentation continentale se poursuit, conduisant à la formation de nombreux corps détritiques discordants (Van Haver 1984). Il est probable que la surrection causée par les intrusions granitiques continue.

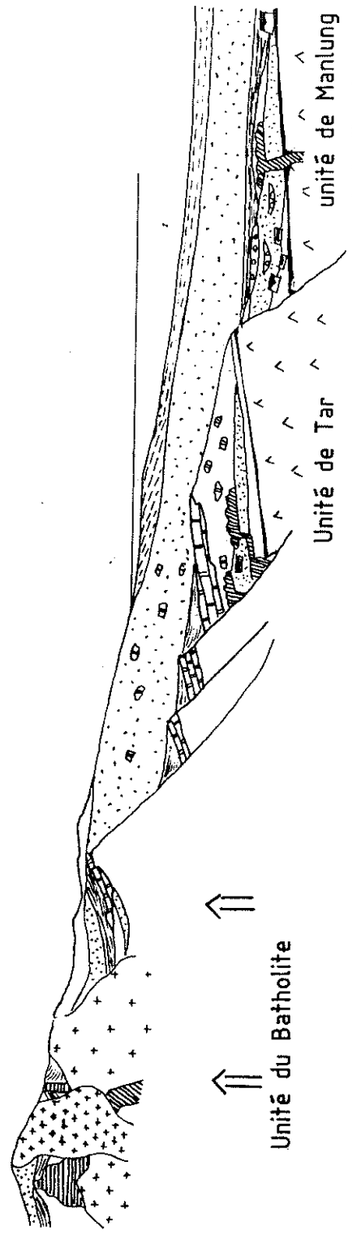


Fig. I.70 - Coupe de la région Est-Ladakh au Paléocène inférieur

E. Sutre 1987

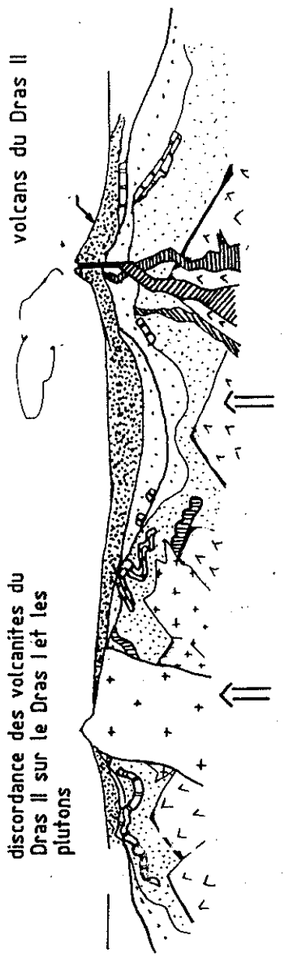


Fig. I.71 - Coupe de la région Ouest-Ladakh au Paléocène inférieur.

E. Sutre 1987

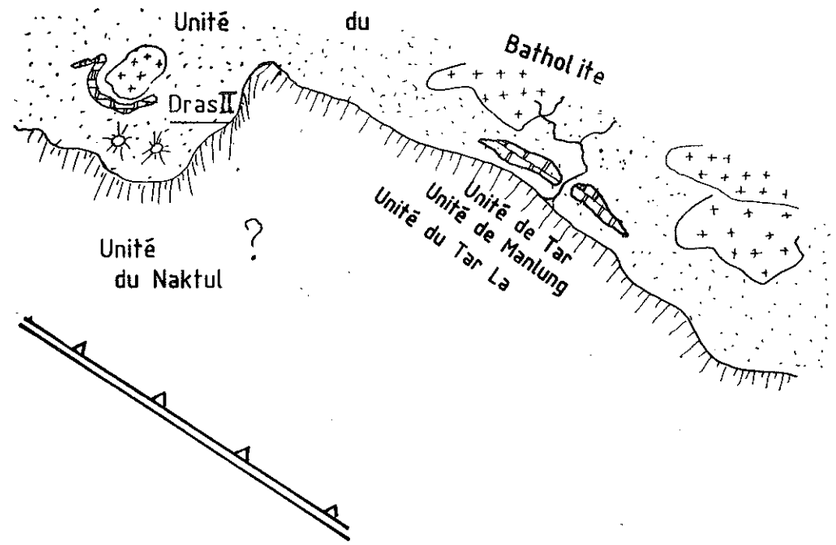


Fig. I.69 - Carte paléogéographique au Paléocène inférieur.

E. Sutre 1987

A - Région Ouest-Ladakh figure I.71.

Les derniers sédiments datés dans les écailles du Naktul sont des calcaires de milieu marin externe d'âge Maestrichtien terminal, associés à du volcano-sédimentaire grossiers et à des laves. Mais les limites supérieures de ces unités sont de nature tectonique, et aucun sédiment pléocène n'a été découvert.

Dans l'Unité du Batholite, I. Reuber et al (1989) suggèrent que s'exprime à cette époque le volcanisme de la Formation de Dras II.

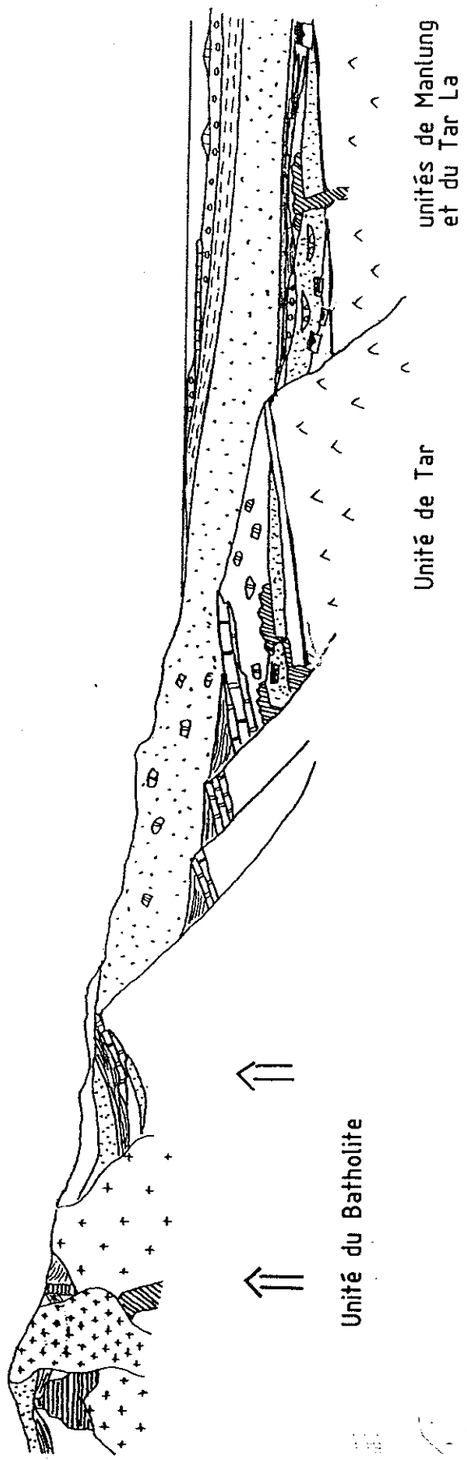


Fig. I.72 - Coupe de la région Est-Ladakh au Paleocène supérieur. Sutre 1987

3.4.2.6 Paléocène supérieur

Un fort pic régressif (environ 150 mètres) se situe à la base du Paléocène supérieur (fig. I.72).

Sur la marge Nord, le milieu de dépôt passe brusquement du bathyal ou circalittoral profond, à l'infralittoral soumis à des courants de traction. Les dépôts sont principalement des volcano-détritiques remaniés.

Cet épisode, à la limite de deux supercycles eustatiques, marque la la base de la "Formation à Nummulites".

Le niveau marin remonte ensuite, conduisant aux dépôts du membre N1 de la formation.

3.4.2.7 Eocène inférieur

L'espace néotéthysien à l'éocène inférieur

A - Marge nord néotéthysienne.

La figure I.72, traitant de la situation au Paléocène supérieur, convient parfaitement pour l'Eocène basal de la marge nord.

Les dépôts de l'Eocène basal de la marge nord sont principalement des détritiques grossiers admettant des bancs de calcarénites, des grès lumachelliques et des dunes hydrauliques sous-marines de calcaires à algues et à polypiers. Le milieu est de type marin ouvert infratidal, circa- à infralittoral, les membres N4 à N8 de la "Formation à Nummulites" étant probablement dans la zone photique.

L'épaisseur des dépôts du Cuisien inférieur est voisine du kilomètre.

La transgression de l'Eocène basal (100 m environ) ramène le niveau de la mer à un niveau similaire à celui du Maestrichtien inférieur, mais la profondeur du milieu de dépôt ne change pas.

Prenons comme profondeur de dépôt 300 m au maximum, ajoutons 150 m de transgression, nous obtenons 450 m de dépôts marins possibles: pour expliquer les 1000 mètres existants (sans compter la compaction), il faut qu'il y ait eu au minimum 550 m de subsidence dans le bassin durant le Cuisien inférieur.

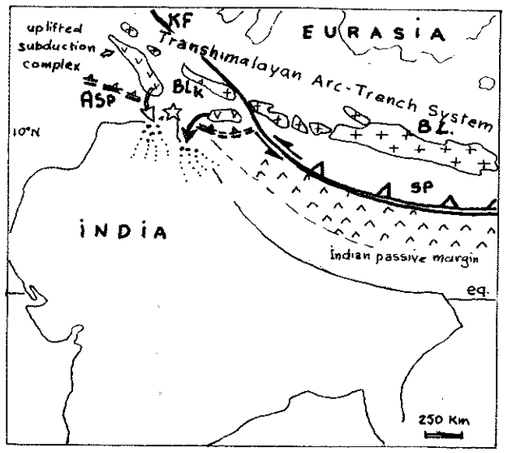
Les causes de la subsidence restent à trouver, car ce bassin se situe entre deux régions en voie de surrection: la zone de suture au Sud, le Bloc du Ladakh au Nord.

Le sens des apports détritiques est Nord-Sud, et on observe les dépôts les plus côtiers au Nord et les plus profonds au Sud.

A une époque comprise entre le début de l'Ilerdien moyen et la fin du Cuisien inférieur, le milieu de dépôt devient littoral: ce sont des conglomérats à matrice de calcaire à foraminifères.

Ce sont les plus hauts niveaux marins datés de la série de marge nord dans le Groupe de Manlung. ILs correspondent aux biozones P6-P7 (amalie magnétique 24).

Le bassin d'avant arc a été replacé dans le contexte global des deux marges en collision défini par Garzanti et al. (fig. I.73, d'après Garzanti et al. 1987, modifié). Dans la coupe afférente de la figure I.74, les échelles verticales et horizontales ont été prise égales afin de respecter les proportions.



Explication de l'absence de grands mouvements décrochants au Ladakh: les mouvements décrochants du Sud-Tibet se seraient produit le long d'une proto-faile du Karakorum se raccordant sur la zone de subduction du bloc de Lhasa. (c f mouvements décrochants senestres fini Eocène de Girardeau 1986)

BLK : bloc du Ladakh

BL : bloc de Lhasa

ASP : zone de suture du Ladakh après la disparition de la croute océanique.

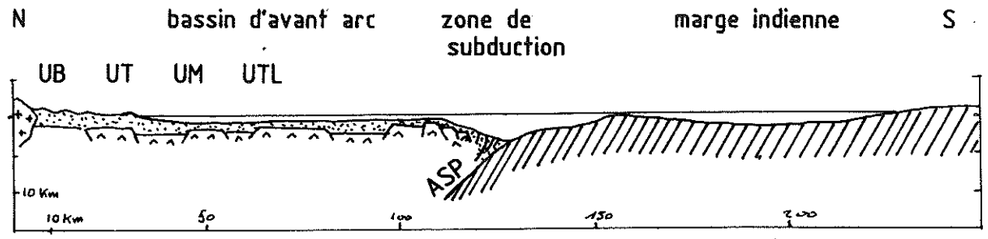
SP : zone de subduction du bloc de Lhasa dans laquelle disparait la dernière portion de croute océanique néotéhysienne.

KF : proto faille du Karakorum.

E. Garzanti et al. 1987 pour le contexte paléogéographique, moi-même pour la proto faille du KARAKORUM.

Fig. I.73 - La zone de suture à l'Eocène moyen

La distance séparant les deux marges a été fixée à 250 Km, tenant compte des reconstitutions basées sur le paléomagnétisme (fig. I.73).



UB : Unité du Batholite UT : Unité de Tar UM : Unité de Manlung UTL : Unité: du Tar La

Fig. I.74 - Coupe de la zone de suture à l'éocène inférieur.

Le bassin d'avant arc est séparé de la fosse par un arc non volcanique externe, ou "structural high" selon la terminologie de Dickinson et Seely (1979) ou de Honza (1981), dont la nature est inconnue: complexe de subduction, bombement ou horst de croûte océanique (c'est le choix adopté pour le dessin). Cette barrière semble nécessaire, au moins pour le Paléocène inférieur, afin d'expliquer les dépôts de silts calcaires: si une pente vers la fosse avait existé, alors la zone de ces dépôts aurait été une zone de transit des sédiments et non une zone d'accumulation.

B - **Marge indienne..**

Selon Garzanti et al. (1987), la marge indienne subit un bombement à son arrivée dans la fosse dès le début de l'Eocène, ce bombement migre ensuite vers le Sud.

Le dessin I.74 est volontairement simplifié en ce qui concerne la marge indienne et la zone de subduction.

C - **Derniers témoins de l'espace océanique néotéthysien.** Figure I.73.

D'après ces auteurs, les derniers témoins de croûte océanique situés au Sud du bloc continental du Ladakh se trouvent sous le bassin d'avant arc et dans la zone de subduction: en tout ils font une centaine de kilomètres de large, et leur temps est compté.

Par contre, il existe encore un bassin océanique de plusieurs centaines de kilomètres entre l'Inde et le Sud Tibet, ainsi qu'au SW de la corne ouest indienne. Dans ces bassin se développent de grands cônes sous-marins.

Leur présence explique la persistance de l'activité magmatique de l'arc au Tibet jusque vers l'anomalie magnétique 20 (partie supérieure de l'Eocène moyen), date à laquelle toute la lithosphère océanique néotéthysienne sera subductée.

Retrait de la mer entre l'Inde et l'Asie

Dès la fin de l'Eocène moyen, après la biozone P8 (anomalie 23, cf Garzanti et al.), plus aucun niveau marin ne subsiste au Ladakh entre les deux marges.

La corne ouest de l'Inde rentre en contact avec la marge nord: la vitesse de translation chute alors d'un tiers. Le bassin océanique résiduel situé entre le Sud Tibet et la marge indienne commence à se résorber (Molnar et Tapponier 1975).

A - Le bassin de périsuture de la Marge Indienne.

Je rappelle que toutes les informations concernant ces séries proviennent de l'article de Garzanti et al (1987)

Le sens des apports détritiques sur la marge indienne au Ladakh, qui était précédement dirigé du Sud vers le Nord, devient alors Nord - Sud.

Les preuves de ce nouveau sens d'apport sont d'ordre sédimentologique.

Garzanti pense que la source des détritiques est à rechercher dans les terrains du "Transhimalayan Arc-Trench System". Il se fonde sur l'analyse des spinelles détritiques qui proviennent à la fois de croûte océanique d'arc et de croûte océanique normale, ainsi que sur le brutal accroissement du contenu en quartz détritique, qui signerait l'érosion des granites du Batholite. Ce qui veut dire que les détritiques provenaient directement des plutons du Batholite, et se déposaient dans le bassin de périsuture établi sur l'ancienne marge indienne. Ils attribuent l'érosion du Batholite à un soulévement tectonique de celui-ci, et non simplement à une érosion progressive finissant par en attaquer les racines.

Je souscris tout à fait à cette idée, pour la raison bien simple que les plutons étaient profondément érodés depuis le Maestrichtien (au moins), ce qui implique déjà un fort soulèvement, et aussi parce que ce phénomène est classique dans les arcs: on connait actuellement dans les Andes des plutons d'âge néogène situés à des altitudes de 4000 à 5000 mètres.

Pour résumer: les formations du bassin de périsuture établi sur la marge indienne au début de L'Eocène moyen étaient alimentées par des détritiques provenant des ophiolites préservées dans la zone de suture, par les sédiments du bassin d'avant arc, et par les plutons du Batholite.

B - Marge Nord:

Dans les séries de marge nord, les terrains continentaux de la Formation de Nurla succèdent normalement à la Formation à Nummulites. D'après Van Haver (1984) un accroissement des teneurs en Ni, V, Co et Cr indiquerait une influence du détritisme ophiolitique dans la Formation de Nurla. Comme les terrains qui succèdent à la Formation à Nummulites ne sont pas datés (ils sont simplement post Eocène inférieur) on ne peut pas faire de comparaison avec le bassin de périsuture.

C - La zone de suture.

Les formations présentes dans la zone de suture actuelle imposent quelques contraintes sur leur position dans la zone de suture de l'Eocène moyen.

En effet, les séries périsuturales étudiées par Garzanti se sont déposées sur les parties carbonatées des formations de la marge indienne. Or ce sont les formations flyschoïdes distales de la marge indienne qui sont engagées dans la zone de suture actuelle: il faut leur trouver une place correspondant a leur volume dans la suture de l'Eocène moyen, avec une géométrie correspondant au régime tectonique dominé par des chevauchements vers le Sud, puis faire évoluer le style tectonique pour les ammener dans leur position actuelle.

Le problème n'est pas simple à résoudre puisque, les preuves manquant, une infinité de solutions peut être trouvée: c'est ce qui fait tout le sel des discussions entre géologues.

Quoi qu'il en soit, ce front de charriage dans la zone de suture aurait dû opposer une barrière aux détritiques de marge nord venant alimenter le bassin de périsuture, infirmant alors la théorie de Garzanti. Comme ses preuves pétrologiques sont proprement incontournables, il nous faut faire confiance au réseau hydrographique pour résoudre le problème; après tout, le Tsang Po et l'Indus contournent bien la chaîne himalayenne pour apporter les détritiques des plateaux tibétains dans l'Océan Indien actuel.

* Hypothèses concernant la déformation (figures I.75 et I.76):

Nous prendrons comme hypothèse que la déformation se développe dans la zone de suture sous la forme d'accidents chevauchants en "piggy-back sequence" migrant vers le Sud et se raccordant à un accident tectonique principal plat, qui aura pris le relai dans le temps le plan de subduction. Rien de révolutionnaire, c'est d'ailleurs l'hypothèse de M. Searle quand il tente de redéployer la marge indienne du Ladakh.

La déformation consistera alors en un redressement des chevauchements sub-horizontaux après leur apparition.

Pour conserver les proportion, je me baserai sur un exemple réel : on extrapolera directement la structure de celle du schéma de Suppe (1980, 1981) concernant la marge ouest de l'extrémité Nord de Taïwan (fig. I.75). On s'aperçoit tout de suite de l'intérêt de la comparaison: le résultat prend place aisément dans dans l'espace compris entre les deux marges tel que nous l'avons défini à la figure I.74.

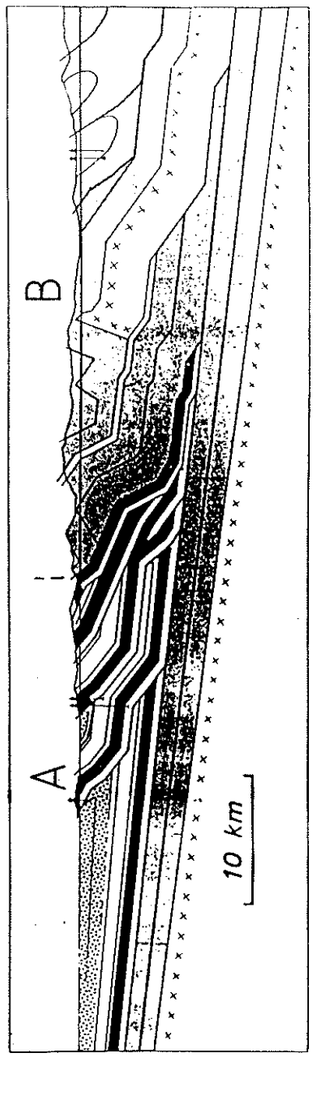


Fig. I.75 - La zone de subduction de Taiwan, coupe structurale simplifiée (Suppe 1980)

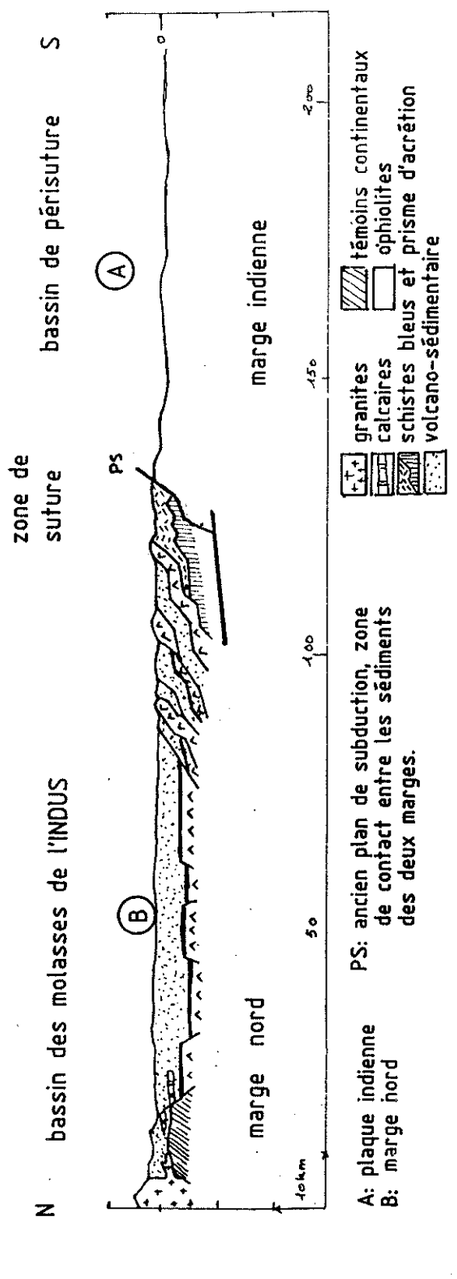


Fig. I.76 - Collision Inde-Asie à l'Eocène moyen d'après le modèle de Suppe à Taiwan.

E. Sutre. 1987

On peut imaginer une structure qui ressemble à celle de la figure I.76, dans laquelle nous ferons seulement référence aux terrains de marge nord, ceux de marge sud échappant à ma compétence:

- Nous assimilerons l'unité structurale A de la figure I.75 à la marge indienne de la figure I.76.

- L'unité B dé la figure I.75, limitée par hypothèse à sa base par l'ancien plan de subduction, sera constituée par l'arc volcanique de la marge nord (substratum ophilitique et sédiments) et notamment, au Sud, par les restes de prisme d'accrétion et les roches métamorphisées sous le faciès schiste bleu.

* Evolution tectonique de la structure:

Conformément à l'exemple de Taïwan, je combinerai une évolution en piggy-back sequence au front tectorographique, avec le fonctionnement simultanné des accidents chevauchants situé en arrière.

D - Hypothèse sur l'absence de mouvement décrochant au Ladakh.

Girardeau (1986) mentionne, à partir de la fin de l'Eocène inférieur, la présence d'un contexte décrochant senestre affectant la zone de suture du Sud Tibet, causé par le changement de direction de l'Inde (du NNE au WSW-ENE).

Il semble que le Ladakh ne soit pas touché par des mouvements d'ampleur équivalente : on n'y observe pas, par exemple, de méga-brèches tectoniques, ni de rotation de compartiments comme dans la suture du Tibet.

Je propose d'expliquer cette absence de mouvements senestres au Ladakh de la manières suivante, illustrèe à la figure I.73:

Les accidents décrochants senestres ont pu emprunter la zone de la proto-faille du Karakorum (issue de la zone de subduction liée au bloc de Lhasa), qui passait au Nord du Bloc du Ladakh.

Ainsi, protégée des mouvements décrochants, la zone de suture du Ladakh aurait pu évoluer en régime globalement compressif.

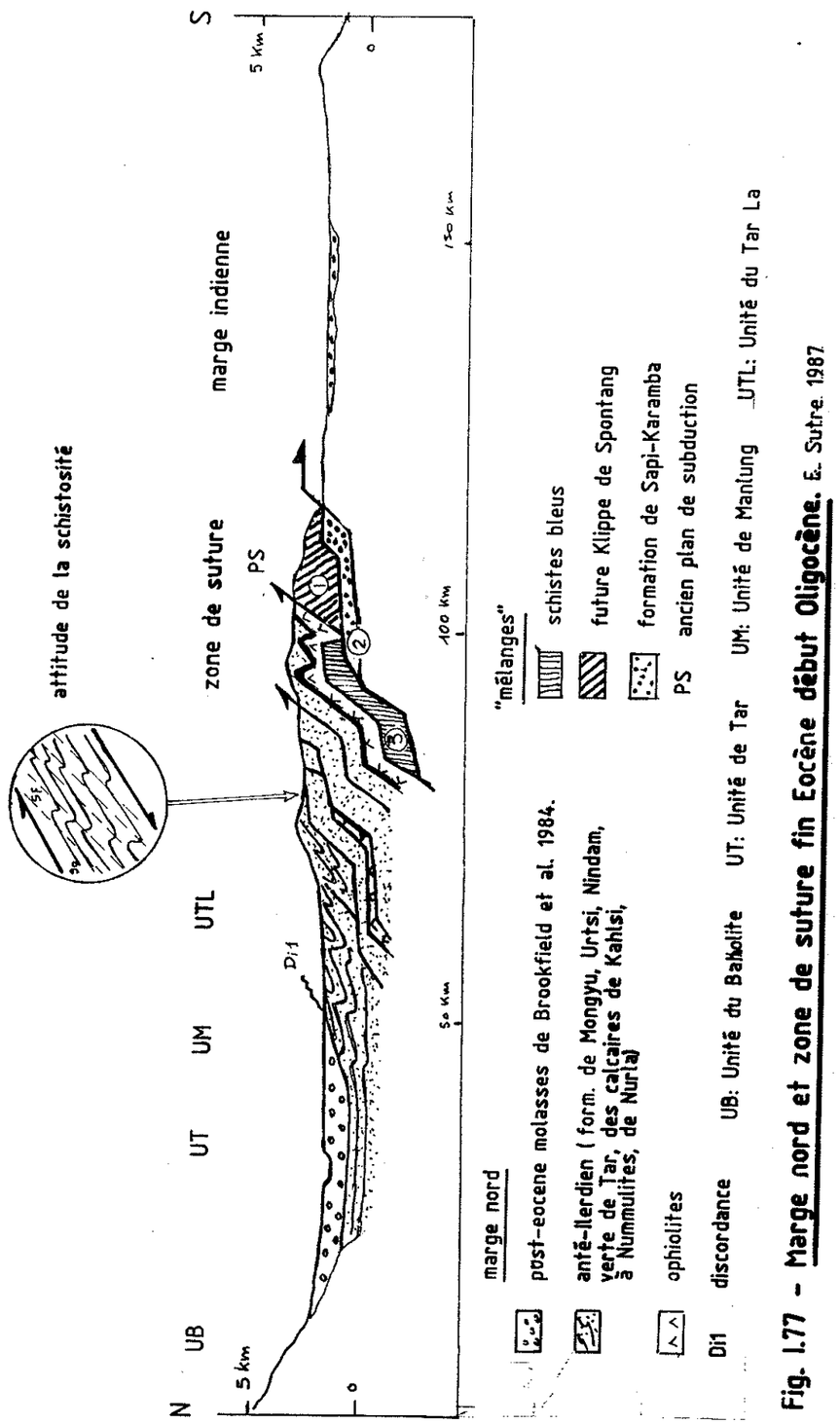


Fig. I.77 - Marge nord et zone de suture fin Eocène début Oligocène. E. Sutre. 1987

3.4.3 - PENDANT LA COLLISION

3.4.3.1 Période fin Eocène - début Oligocène

*** Contexte général.**

Cette époque est celle du pic de métamorphisme (30-40 Ma au Népal) lié à l'évolution tectonique du MCT.

Dans la chaîne himalayenne en formation, le mouvement principal de chevauchement vers le Sud ne se fait plus au niveau de l'ancien plan de subduction (noté PS sur la figure I.77), mais au niveau d'un accident de type MCT affectant les deux marges.

Ceci explique le "bon état de conservation" des terrains de l'actuelle zone de suture, cette dernière étant définie comme la zone de contact entre les sédiments des deux ancienne marges dans la superstructure de la chaîne.

*** La zone de suture:**

Nous allons continuer à faire évoluer la déformation des terrains de la marge nord conformément aux hypothèses retenues au paragraphe précédent. On observe, du Sud vers le Nord sur la figure I.77:

- le redressement des chevauchement situés en arrière de l'ancien plan de subduction (PS), avec isolement d'une unité formée de croûte océanique et de formations distales de marge indienne: cette unité structurale, la future Klippe de Spontang, est en position favorable pour glisser vers le Sud sur les dépôts du bassin de périsuture.

- le développement, vers le Nord, dans les dépôts du bassin d'avant arc, de plis et chevauchements à vergence Sud, conduisant à la formation d'une première grande discordance d'érosion d_{i1}, et au dépôt dans le Bassin de l'Indus des Post Eocene Molasses de Brookfield. Dans la région de Kargil se déposent les conglomérats fluviatiles datés par la dent d'Antracothère (oligocène supérieur-Miocène inférieur, tandis qu'à Hémis se déposent les conglomérats datés par des restes de plantes.

Je placerai ici une discussion sur la structuration actuelle de la Formation de Nindam dans la coupe de Tar-Urtsi: le cartouche de la figure I.78, qui correspond à l'attitude actuelle de la schistosité et de la stratification, montre que ces terrains, en position stratigraphique inverse, sont affectés de plis dont les sens de déversement donnent un mouvement normal, alors que le contexte tectonique final est caractérisé par des failles raides chevauchantes vers le Nord. Deux solutions s'offrent a nous:

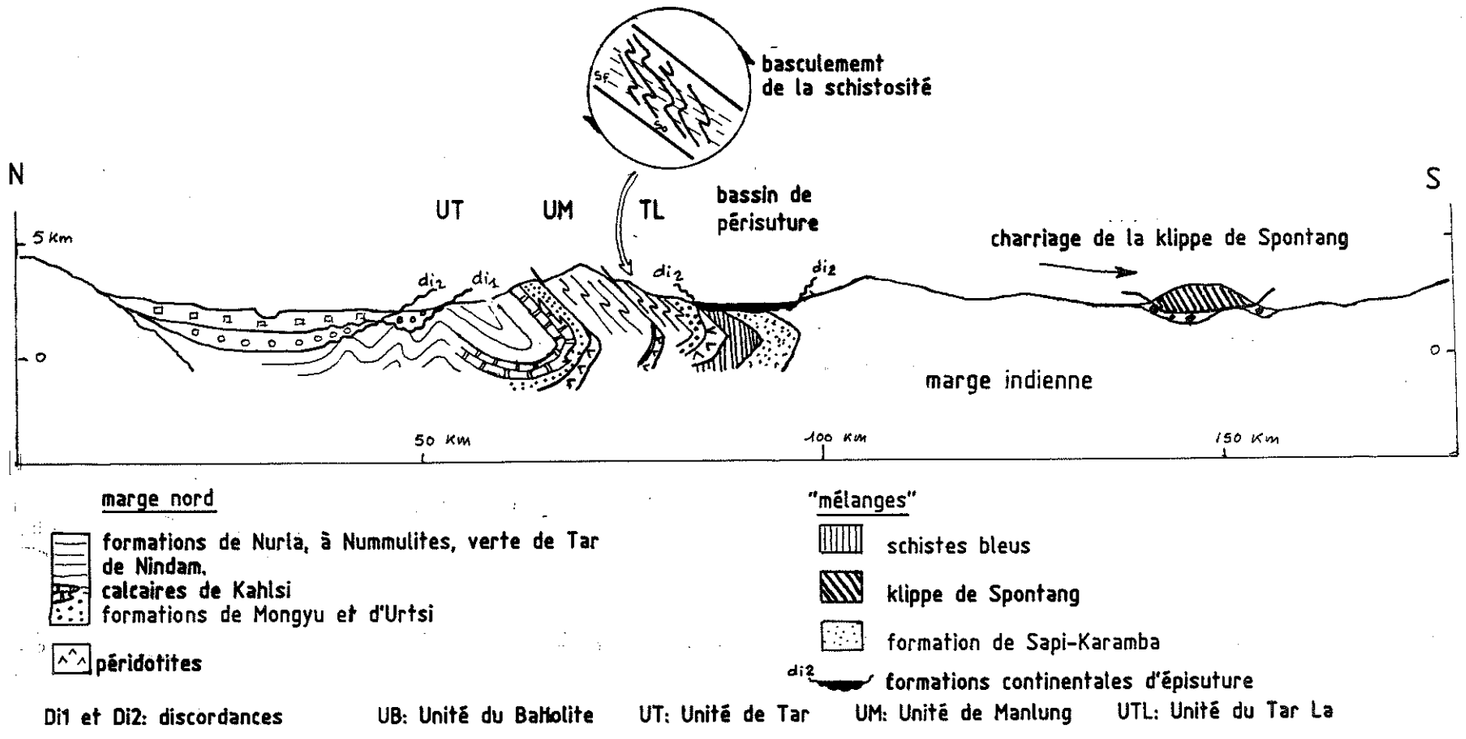


Fig. I.78 - Individualisation du bassin des formations continentales d'épisuture. E. Sutre. 1987

- Structuration dans un prisme d'accrétion avec formation de plis déversés vers la plaque plongeante, puis rotation des couches pendant les stades terminaux de l'orogénèse afin de les amener en position inverse: les plis seraient alors des témoins des chevauchements à vergence Sud dans le prisme.

- Structuration, pendant les premiers stades de la collision, par des chevauchements à vergence Sud. Ensuite, rotation ultérieure par redressement des unités structurales (fig. I.78).

La première solution ne peut pas être retenue, puisque nous avons vu que ces formations se sont déposées dans un bassin d'avant arc situé bien en arrière de la zone de subduction: c'est donc la deuxième solution qui sera choisie.

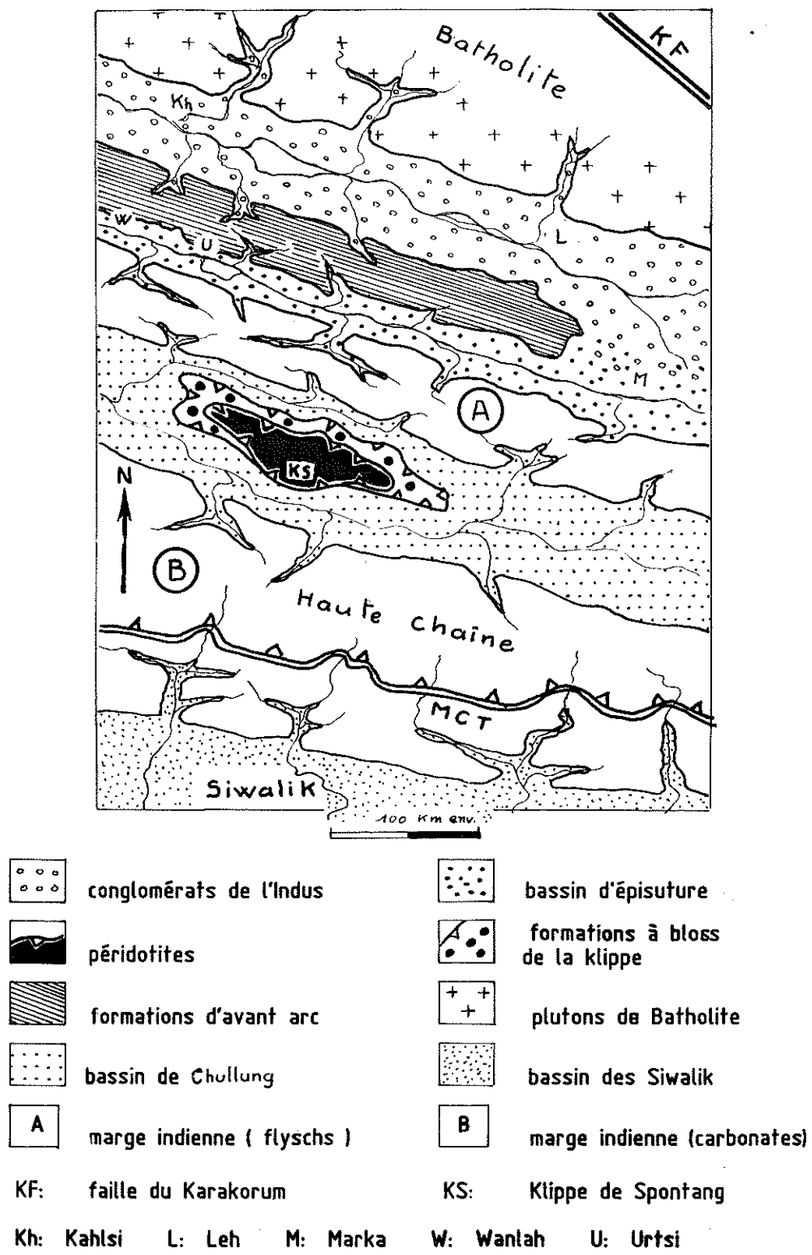


Fig. I.79 - Esquisse paléogéographique de la chaîne himalayenne au Néogène. E. Sutre 1987

3.4.3.2 La zone de suture pendant le dépôt des formations d'épisuture

La carte de la figure I.79 est une esquisse paléogéographique de la chaîne au Néogène, qui replace les uns par rapport aux autres les principaux bassins de sédimentation.

La coupe fig. I.78 donne la disposition des terrains de la marge nord.

Un nouveau bassin s'individualise: le bassin d'épisuture, discordant (d_{12})à la fois: sur les séries du bassin d'avant arc, sur l'unité des schistes bleus, sur l'unité de Sapi-Karamba et sur les parties distales de la marge indienne.

Dans ce bassin d'épisuture se déposent deux formations conglomératiques continentales séparées à l'heure actuelle par des accidents tectoniques:

1 - La Formation de Skyu-Chiling : discordante sur les Post Eocene Molasses de Broookfield, sur la Formation de Nurla, sur des masses isolées de péridotites, sur le Mélange d'Omlung et , peut-être, sur la Formation de la Marka (ie flyschs de Lamayuru).

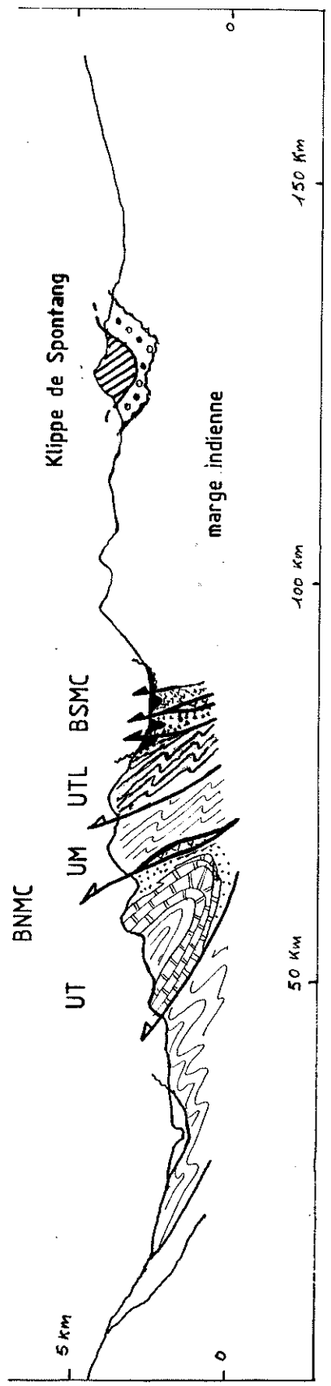
Plus à l'Ouest, ils sont discordants sur la Formation de Nindam en position stratigraphique inverse puis, à Wanlah ils sont discordants sur la Formation d'Urtsi plissée, sur la Formation de Sapi-Karamba et probablement sur la Formation de Lamayuru.

2 - Les Conglomérats de Shergol: discordants sur les péridotites formant le substratum des écailles de l'Unité du Naktul, sur les schistes bleus et sur la Formation de Sapi-Karamba. Ce sont des colluvions de pente, ou des sédiments de cône alluvial proximal qui montrent un mélange de clastes de toutes les unités sur lesquelles elles sont discordantes: celles-ci devaient affleurer toutes ensemble dans une zone de largeur très réduite.

On peut penser que ces conglomérats sont à peu près contemporains.

A cette époque la klippe de Spongtang devait déjà avoir glissé par gravité sur la marge indienne (fig. I.80).

Le détail sorti de la coupe fig. I.78 montre l'attitude des plis et de la schistosité hérité des premiers chevauchements vers le Sud: on comparera avec l'attitude schistosité/stratification dans la Formation de Nindam à la fig. I.77 (cf discussion au paragraphe précédent)



Légende lithologique identique à celle de la figure I.78. UT: Unité de Tar BNMC: bande nord des mélanges colorés
UM: Unité de Manlung UTL: Unité du Tar La
BSMC: bande sud des mélanges colorés

Fig. I.80 - Serrage et déversement vers le Nord des unités de la zone de suture. E. Sutre 1987

3.4.3.3 Déversement vers le Nord des terrains de la zone de suture

L'épaississement de la croûte continentale indienne sous le MCT, joint au développement d'instabilités thermiques (cf Dôme de la Suru, Gilbert 1986), concourent au soulèvement de la haute chaîne au Sud de la Klippe de Spongtang(figure I.80).

Les séries du bassin d'avant arc sont elles aussi affectées par ces chevauchements et viennent chevaucher les terrains ancrés sur le batholite. Entre l'Unité de Tar et celle de de Manlung les péridotites du substratum sont laminées et ne subsistent plus que sous la forme de lentilles tectoniques.

Le bassin d'épisuture est découpé par les chevauchements: les terrains de la zone de suture primordiale ne subsistent plus que sous la forme de lambeaux.

3.4.3.4 Serrage final, situation actuelle

Ce serrage affecte plus la région Est du Ladakh, où il verticalise les structures, que la région Ouest, où les nappes du rétrochevauchement sont conservées (Nappe de la Mulbek Chu, Gilbert 1986).

Ces derniers mouvements font chevaucher les séries indiennes par dessus le bassin d'épisuture: ceci peut expliquer la conservation des seuls conglomérats d'épisuture discordants sur les terrains de marge nord, les conglomérats discordants sur les terrains de marge indienne ayant été érodés et laminés tectoniquement.

Pour décrire la situation actuelle, nous allons revenir à la figure I.10 qui expose les coupes sériées lévées dans la région Est-Ladakh:

* Les terrains sont disposés en une sorte de grande terminaison péri-anticlinale faillée plongeant vers l'Est.

  De ce fait, compte tenu de l'altitude constante de la ligne de crête séparant l'Indus des rivières d'Hinju et de Sumda Chen, les terrains les plus anciens de la pile sédimentaire affleurent à l'Ouest et les plus récents à l'Est.

  Les axes des plis, notamment ceux qui sont proches des grands accidents, ont le même plongement que la terminaison péri-anticlinale.

* On remarque la disparition vers l'Est, dans la région de Lardo Brok, des accidents tectoniques qui séparent les unités de Tar, de Manlung et de Nindam.

* La posture de l'accident qui met en contact les sédiments de marge

indienne et de marge nord n'évolue pas beaucoup entre Lamayuru et la Marka (se reporter aux coupes de détail):

L'accident ondule autour d'une position moyenne verticale. Cette ondulation, qui se traduit tantôt par un regard Sud, tantôt par un regard Nord du plan de faille, affecte plutôt sa partie supérieure.

* La structuration à l'intérieur des unités structurales se traduit par de grands plis hectométriques, rarement métriques, dont les axes sont approximativement N 110-35 E.

Ce dispositif est conforme avec l'hypothèse d'un serrage des unités de la marge avec, par endroits, une composante de charriage vers le Nord très faible.

A partir de Kahlsi le charriage devient important.

Le pendage des axes de plis vers l'Est est le seul indice de composantes décrochantes dont la cause reste à préciser.

* Ce serrage méridien sub-horizontal, bien mis en évidence par Van Haver (1984), se marque dans les séries par des fractures conjuguées dont le plan bissecteur du dièdre aigu est horizontal.

* Une "anomalie de plissement" affecte la Formation de Nindam:

Ce sont des plis en "S" décamétriques dont les charnières sont sub-horizontales et qui ont tous le même plan axial N 110-35 S.

Nous avons vu qu'il s'agit de chevauchements vers le Sud postérieurement renversés.

On assiste d'ailleurs au même phénomène à la dent de Lardo Brok , dans la bande Nord des Mélanges Colorés.

* la carte géologique simplifiée de la figure I.9 montre la manière dont les différentes unités lithostructurales de marge nord-néotethysienne s'organisent en échelon: on peut y voir la marque de décrochements dextres analogues à ceux qui affecte la suture du Bloc de Lhasa aprés -36 Ma (J. Girardeau 1986). Toutefois, il faut noter qu'ils sont beaucoup moins bien exprimés au Ladakh. Nous avons déjà envisagé une explication possible de cette différence (cf supra), en évoquant le rôle protecteur de la faille du Karakorum vis à vis du bloc du Ladakh.

A ce propos, G. Mascle et al. (1986) proposent que les conglomérats d'épisuture se soient déposés dans un contexte de bassins en relai en transtention, ce contexte étant dû à des mouvements coulissants dextres, mis en évidence notamment au Sud-Tibet.

Les mouvements coulissants le long de la zone de suture au Ladakh, s'ils existent, n'ont pas l'ampleur de ceux du Tibet. Nous avons cherché quels pouvaient être les preuves de l'existence de tels bassins, mais nous n'en avons pas trouvé: sans doute la forme rhomboédrique et les failles syn-sédimentaires qui les caractérisent ont-ils été oblitérés par les effets de la collision.

Le seul cas de tectonique syn-sédimentaire observé est celui de la coupe du Sapi La (fig II.102) décrite par ML. Colchen et I. Reuber.

L'hypothèse des bassins d'épisuture en transtension reste donc pendante.

CONCLUSION GENERALE

Le but de ce travail était l'étude des Mélanges Colorés (mélanges ophiolitiques) de la zone de suture de l'Indus au Ladakh.

Dans cette zone, où s'affrontent les plaques indienne et eurasiatique, nous nous attendions à trouver des témoins des deux marges néotéthysiennes plus ou moins bien préservés dans des restes dilacérés de prisme d'accrétion.

Dès la première mission, il est apparu que la zone de ces Mélanges Colorés, loin d'être un mélange tectonique dans lequel les différents composants n'étaient plus identifiables, était en réalité une région dans laquelle affleuraient des unités bien conservées, dont l'étude stratigraphique pouvait être entreprise et dont l'origine paléogéographique pouvait être discutée.

La cartographie, l'étude lithostratigraphique, pétrographique et géochimique de terrains qui n'avaient, pour la plupart, jamais fait l'objet de travaux détaillés, m'ont permis d'individualiser plusieurs unités lithologiques qui se répartissent en deux grandes catégories:

- les unités appartenant aux marges nord et sud de la Néotéthys, déposées avant la collision entre l'Inde et l'Eurasie;
- les conglomérats d'épisuture, déposés dans la zone de suture après la collision.

Grâce à ces résultats, nous avons pu proposer une reconstitution plus précise de l'évolution paléogéographique et géodynamique de la marge nord néotéthysienne avant et pendant la subduction, puis pendant la collision entre l'Inde et l'Eurasie.

De la même manière, l'étude d'un témoin de la Formation de Sapi-Karamba nous a permis de découvrir l'évolution très particulière d'une portion de la marge nord indienne au Mésozoïque.

1 - CADRE STRUCTURAL

1.1 Le problème des Mélanges Colorés

Dans la région étudiée, La zone de suture de l'Indus est caractérisée (fig. I.4 à I.9) par la présence de deux bandes de Mélanges Colorés (mélanges ophiolitiques):

- **la bande nord** est une zone qui souligne seulement un accident tectonique important affectant les terrains de marge nord. On y rencontre des écailles d'unités sédimentaires et des lentilles de péridotites plus ou moins serpentinisées ;
- **la bande sud**, où sont en contact les terrains des deux marges, représente la suture proprement dite. Elle est composée d'écailles de terrains appartenant à la marge nord, de témoins de lithosphère océanique, et de portions distales de la marge sud. Pour une grande part, les terrains de cette zone sont des formations continentales déposées après la collision: les formations d'épisuture.

Dans ces deux bandes affleurent des terrains qui appartiennent à la base stratigraphique de la pile sédimentaire de la marge nord-néotéthysienne qui les bordent au Nord, comme le démontrent les quelques contacts stratigraphiques préservés que j'ai pu cartographier.

En conséquence, le terme "Mélanges Colorés" ne désigne qu'une unité informelle aux limites floues, mais souligne sa signification géodynamique remarquable.

Cette découverte m'a conduit à faire, ou à refaire, l'étude stratigraphique de grandes parties de la marge nord, afin de pouvoir replacer ces unités dans leur contexte paléogéographique.

Pour ces mêmes raisons, j'ai été amené à créer de nouvelles unités structurales et lithologiques, et à revoir le découpage des unités antérieurement définies par les auteurs.

1.2 Unités structurales de marge nord-néotéthysienne

Du Nord vers le Sud on rencontre:

- *l'Unité du Batholite*

Cette unité est composée de croûte océanique néotéthysienne qui, dans la région Est, englobe quelques témoins continentaux. Elle est intrudée par les plutons de l'arc crétacé.

A l'Est, ce substratum, qui englobe quelques lambeaux de terrains de nature continentale, est recouvert par des sédiments continentaux dont les plus âgés connus sont d'âge maestrichtien.

A l'Ouest, le substratum est uniquement de nature océanique: ophiolites d'âge jurassique moyen affectées d'un probable écaillage intraocéanique jurassique terminal. Les terrains de l'arc crétacé qui le recouvrent sont: la Formation de Dras I, intrudée par des plutons, la Formation de Dras II, en discordance sur le Dras I structuré, et les formations continentales du Bassin de Kargil-Butum.

- *L'Unité Intermédiaire*

Seules les formations continentales post-ilerdiennes y affleurent.

- *L'Unité de Tar*

Le substratum de cette unité est très vraisemblablement formé d'une lithosphère océanique sur laquelle s'est déposée la Formation de Mongyu, suivie par la Formation des Calcaires de Kahlsi, la Formation Verte de Tar et les Molasses Multicolores de Nurla.

- *Les unités de Manlung, du Tar La et du Konskri La*

Le substratum de ces unités est lui aussi très vraisemblablement formé d'une lithosphère océanique sur laquelle s'est déposée la Formation à Blocs d'Urtsi, suivie par la Formation de Nindam, la "Formation à Nummulites" et les Molasses Multicolores de Nurla.

- *L'Unité des écailles du Naktul*

Sur une lithosphère océanique s'est déposée une pile sédimentaire analogue à celle qui forme les unités de Tar, de Manlung, du Tar La et du Konskri La.

Ainsi, l'étude des terrains de marge nord nous permet-elle de nous faire une idée de la paléogéographie de l'arc insulaire du bloc du Ladakh pendant la subduction de la Néotéthys: il s'agissait d'une vaste étendue de lithosphère océanique comprenant quelques témoins continentaux.

L'actuelle Unité du Batholite représente la partie de l'arc intrudée par les plutons, ce qui explique son comportement de môle résistant lors de la collision, alors que les parties non intrudées appartenant au bassin d'avant arc ont été le siège d'écaillages et de plissements importants.

1.3 Unités d'affinités paléogéographiques diverses

Dans la bande sud des Mélanges colorés affleurent les écailles de terrains suivantes:

- des **témoins d'îles volcaniques métamorphisés dans le faciès schistes bleus**, dont la plus récente étude est due à K. Honegger et al. (1988) ;
- des témoins de parties distales de la marge indienne: le **"Mélange d'Omlung"**, actuellement étudiée par C. Talon ;
- **la Formation de Sapi-Karamba** que j'ai plus particulièrement étudiée d'un point de vue stratigraphique et sédimentologique.

La Formation de Sapi-Karamba, qui appartenait à la marge nord-indienne distale, était probablement positionnée à l'extrémité nord de la corne NW de l'Inde (fig. I.59).

Elle est composée de flysch et de calcaires triasico-liasiques suivis par des calcaires resédimentés dans lesquels s'exprime, au Dogger, un volcanisme de type rift intra continental. Au Crétacé, les dépôts sont composés de silts calcaires et de calcaires pélagiques admettant des passées volcaniclastiques, sans que l'on puisse préciser s'il s'agit de volcanites remaniées ou d'un volcanisme contemporain du dépôt.

D'un point de vue paléogéographique, son évolution sédimentaire la place sur la bordure externe de la marge indienne, dans un contexte de bassin en distention.

1.4 Formations continentales d'épisuture

La cartographie de bande sud des Mélanges Colorés m'a permis de mettre en évidence l'importance des affleurements de formations composée de sédiments continentaux discordants sur les terrains des deux marges néotéthysiennes préalablement structurés pendant la collision.

Le détritisme ophiolitique, particulièrement abondant dans ces formations, a fait l'objet d'une attention particulière, afin de le séparer d'un éventuel détritisme ophiolitique d'origine sous-marine.

Dans la région Est-Ladakh, il s'agit de **la Formation de Skyu-Chiling**, qui repose en discordance sur toutes les unités de la pile sédimentaire de la marge nord préalablement structurée (formations d'Urtsi, de Nindam, la Formation à Nummulites et Pélites Rouges du Gongmaru La, cf fig I.39), et discordante sur les autres unités de la Bande Sud des Mélanges Colorés (Mélange d'Omlung, péridotites diverses et probablement flysch de marges indienne)

Dans la région Ouest-Ladakh, il s'agit de **la Formation des Conglomérats de Shergol**, qui repose en discordance sur la Formation de Sapi-Karamba, sur les écailles de schistes bleus, et sur les péridotites de l'écaille Est de l'Unité du Naktul.

2 - STRATIGRAPHIE ET EVOLUTION SEDIMENTAIRE DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSENNE

Se reporter aux figures I.44 et I.45.

2.1 Substratum des dépôts de l'arc crétacé

Il est composé de croûte océanique d'âge jurassique moyen structurée au Jurassique terminal par un probable écaillage intra-océanique, ce dernier point expliquant le fait que les sédiments discordants reposent, partout où celà a pu être observé, sur des péridotites.

Dans la région Est, la lithosphère océanique englobe des témoins de nature continentale (granites âgés de 235 Ma, calcaires probablement liasiques).

On doit noter la quasi-absence de sédiments antérieurs au fonctionnement de l'arc. Ceux-ci sont uniquement représentés par des radiolarites :

- dans la région Est, ce sont des blocs du Callovien-Tithonique, Berriasien-Hauterivien, Berriasien-Albien et Albien-Cénomanien, dont l'appartenance à la marge nord est pour la plupart sujette à discussion.
- dans la région de Dras, il s'agit de radiolarites d'âge du Callovien-Tithonique reposant sur des pillows lavas.

Dans tous les affleurements où le contact substratum/sédiment est visible, on observe que les sédiments de l'arc sont directement déposés sur les péridotites, ce qui pose le problème de l'existence d'une éventuelle phase tectonique néocommienne qui pourrait correspondre à des bouleversements tectoniques locaux liés au début de la subduction.

2.2 Premières formations liées à l'arc et plates-formes carbonatées du crétacé inférieur

Région Est-Ladakh

Au Crétacé inférieur, plusieurs formations se déposent dans un environnement paléogéographique caractérisé par une zone de hauts-fonds au Nord (Unité du Batholite), et vers le Sud par un bassin marin de plus en plus profond (unités de Tar, de Manlung, du Tar La et du Konskri La).

- Partie proximale du bassin: Unité de Tar

La bande nord des Mélanges Colorés, qui était interprétée comme une semelle tectonique, est composée de lentilles de péridotites et d'écailles sédimentatires dont l'étude montre qu'elles appartiennent toutes à une

même unité : la Formation à Blocs de Mongyu. En suivant pas à pas le contact des Mélanges Colorés avec la Formation des Calcaires de Kahlsi de l'Unité de Tar, j'ai pu mettre en évidence des passages stratigraphiques entre certaines de ces écailles et la base de la Formation des Calcaires de Kahlsi.

La base de la Formation de **Mongyu** est composée de sédiments turbiditiques et de silts calcaires admettant de minces niveaux de grainflows de calcaires dont l'âge ne doit pas descendre en dessous du Barrémien (présence d'orbitolines). Localement, on observe des blocs décamétriques à hectométriques de cherts prouvant l'existence de forts reliefs sous-marins.

Ensuite, les coulées sous-marines et agglomérats de laves d'arc insulaires apparaissent, accompagnés de blocs et de débris flows calcaires à débris de rudistes et de polypiers. Son sommet est marqué par l'apparition des faciès de plate-forme carbonatée des Calcaires de Kahlsi.

Les péridotites qui sont présentes entre les différentes écailles tectoniques de la Formation de Mongyu sont interprétées comme des témoins de son substratum, qui serait ainsi de nature océanique.

Dans cette formation apparaissent les plus anciennes manifestations datées du volcanisme d'arc insulaire lié à la subduction de la Néotéthys : elles sont comprises dans la fourchette Barrémien-Aptien inférieur.

Le sommet de la Formation de Mongyu étant diachrone (Aptien inférieur à Tar, Aptien supérieur-Albien moyen à Mongyu), et les débris de plate-forme carbonatée étant présents pratiquement depuis sa base, nous pouvons en conclure que les Calcaires de Kahlsi sont l'équivalent latéral de la Formation de Mongyu, hormis toutefois la base de cette dernière qui doit débuter plus tôt.

La Formation des Calcaires de Kahlsi représente une plate-forme carbonatée à la paléogéographie contrastée dont les derniers niveaux datés sont d'âge albien inférieur.

Pour mémoire, nous signalerons l'existence des calcaires à orbitolines installés directement sur des péridotites situés au NE de Leh (I. Reuber à paraître).

- Partie plus distale et profonde du bassin : Unité du Tar La

Comme dans la bande nord, j'ai pu observer des passages stratigraphiques entre des terrains classés dans la bande sud des Mélanges colorés et la base de la pile sédimentaire de l'Unité du Tar La.

Ces terrains appartiennent à la **Formation à Blocs d'Urtsi.**

Dans des faciès flyschoïdes plus profonds, elle est analogue à la Formation à Blocs de Mongyu, à ceci près qu'elle renferme à sa base des blocs de radiolarites et des blocs de pillows de type MORB.

La plate-forme carbonatée se manifeste ici uniquement sous la forme de débris flows de calcaires à rudistes et orbitolines.

Au sommet, elle admet des passées de plus en plus importantes de mass flows de faciès nindam, et passe graduellement à la Formation de Nindam.

Son sommet est diachrone : Crétacé antérieur à l'Aptien dans la Yapola, et vraisemblablement Cénomanien dans la coupe d'Urtsi.
Son substratum est très probablement constitué de lithosphère océanique.

Région Ouest-Ladakh

Nous ne connaissons pas de formations équivalentes aux formations de Mongyu et Urtsi dans la partie ouest de l'unité du Batholite (région de Dras-Suru). Par contre, l'Unité de Dras I montre des plates-formes carbonatées d'âge anté albien, et certaines écailles du Naktul contiennent des blocs de calcaires à rudistes et orbitolines provenant d'une plate-forme carbonatée d'âge aptien.

2.3 Les cônes sous-marins volcano-détritiques

Le volcanisme d'arc a produit un énorme volume de sédiments volcano-détritiques qui ont édifié de vastes cônes sous-marins. Ces faciès turbiditiques verts plus ou moins grossiers ont été regroupés dans plusieurs formations.

Région Est-Ladakh

Nous retrouvons le même contexte paléogéographique:

Au Nord, l'Unité du Batholite était très probablement émergée, comme l'atteste la présence, dés l'Albien inférieur, d'un fort volume de blocs et galets de calcaires de Kahlsi dans les cônes sous-marins. Au Maestrichtien, la présence de sédiment lacustres indique un environnement continental.

Dans l'Unité de Tar, **la Formation Verte de Tar** succède aux Calcaires de Kahlsi.
Sa base, d'âge albien supérieur basal, marque un retour brutal à des condition marines franches, comme l'atteste la présence d'ammonites.
Elle est composée de turbidites volcano-sédimentaires qui renferment de nombreux blocs et galets de calcaires de plate-forme. Nous avons là l'indice d'un démantellement de parties émergées de la Formation des Calcaires de Kahlsi.
D'après T. Van Haver, il est probable que son sommet monte jusque dans le Paléocène supérieur.

Vers le Sud, dans les unités de Manlung, du Tar La et du Konskri La, dans des parties plus profondes du bassin, se dépose **la Formation de Nindam**, équivalent latéral de la Formation Verte de Tar au contenu pétrographique identique.

Sa base, uniquement connue dans l'Unité du Tar La, est diachrone, nous l'avons vu en étudiant la Formation à Blocs d'Urtsi (Crétacé antérieur à l'Aptien à Cénomanien probable).
Son sommet est vraisemblablement situé dans le Paléocène supérieur, d'après des déductions issues de la stratigraphie séquentielle.

Région Ouest-Ladakh

Dans l'Unité du Batholite se dépose la **Formation de Dras I**, qui montre des faciès identiques à ceux de la Formation de Nindam.
Elle est antérieure à la phase tectonique d'âge Campanien supérieur (I. Reuber et al. 1989) qui la structure.

Les écailles de l'Unité du Naktul montrent un environnement particulier :
- par endroit (coupe de Pashkyum) se sont épanchés de forts volumes de laves d'arc ;
- ailleurs (écailles de la coupe de l'Arju La) des blocs de calcaires de plates-formes carbonatées se sédimentaient dans des turbidites volcano-sédimentaires, au pied d'appareils volcaniques émergés (débris de plantes) bordés de petites plates-formes carbonatées.

Les plus récents niveaux datés sont des boues calcaires greywackeuses d'âge maestrichtien terminal.

2.4 Les derniers sédiments marins

La "Formation à Nummulites", qui débute vraisemblablement dans la partie supérieure du Paléocène supérieur, voit le dépôt des derniers sédiments marins néotéthysiens.
Elle est connue dans les unités de Manlung et du Tar La, elle n'existe pas dans l'Unité de Tar (lacune de dépôt ou érosion), et elle n'est pas connue dans la région Ouest-Ladakh.

Ses dépôts marins littoraux font suite au turbidites de la Formation de Nindam.
Elle est composée de greywackes et de conglomérats volcano-détritiques, admettant des intercalations de calcaires bioclastiques et de conglomérats de plus en plus nombreux vers le sommet.

Le passage au milieu continental n'a pas pu être positionné avec précision, tout au plus peut-on dire que les derniers calcaires datés sont d'âge ilerdien moyen-ilerdien supérieur.

2.5 Passage au milieu continental

- Unité du Batholite

Dans la région Est-Ladakh nous avons vu que le milieu continental a dû débuter probablement dès la fin du Crétacé supérieur, et en tous cas avant le Maestrichtien.

Dans la région Ouest-Ladakh, **la Formation de Draś II**, composée des dépôts volcani-clastiques et d'appareils volcaniques qui semblent s'être sédimentés en ambiance continentale, repose en forte discordance angulaire sur la Formation de Dras I.

Son âge est mal connu : elle est antérieure au Campanien (âge de structuration du Dras I) ; d'après I. Reuber elle serait probablement d'âge paléocène.

Les **molassses continentales du Bassin de Kargil Butum** sont discordantes sur la Formation de Dras I et ses plutons, ainsi que sur le Dras II.

Elles descendent vraisemblablement au moins jusqu'à l'Eocène (Lutétien ?), et continuent au delà de l'Oligocène supérieur-Miocène inférieur

- Unité de Tar

Il est probable que dans cette unité le passage au milieu continental ait été plus précoce que dans les unités plus distales de Manlung et du Tar La : en effet, **les Molasses Multicolores de Nurla** sont directement discordantes sur la Formation Verte de Tar érodées.

- Unité de Manlung et du Tar La:

Dans ces unités la sédimentation devient continentale dès la fin de l'Ilerdien. A l'Ouest de la Zanskar il s'agit des **Molasses Multicolores de Nurla**, à l'Est de la Zanskar des **Pélites Rouges du Gongmaru La**.

Ces formations se composent de conglomérats, de greywackes et de pélites silteuse volcani-clastiques s'étant déposées dans des plaines alluviales proximales alimentées par des fleuves aux chenaux divagants, avec, de place en place, des lacs.

Elles renferment notamment des galets de calcaires de la Formation à Nummulites.

3 - EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA MARGE NORD NEOTETHYSIENNE

Le substratum de l'arc

L'étude du substratum de l'arc insulaire du Bloc du Ladakh a montré que celui-ci était constitué de petits témoins continentaux entourés de toutes parts par de la lithosphère océanique.

Une période semble propice à l'individualisation de ces fragments continentaux: celle du rifting triasique responsable de l'ouverture de la Néotéthys. Le mode de fragmentation retenu est le cas n°3 de la figure I.61 (Lagabrielle 1987).

Les péridotites qui le compose sont d'âge jurassique moyen, et sont affectées par un métamorphisme et une déformation d'âge jurassique terminal que I. Reuber et al. (1989) attribuent à un possible écaillage intra océanique.

On doit souligner la quasi absence de sédiments antérieurs à l'arc: seuls quelques blocs de radiolarites ont donné des âges Jurassique supérieur et Crétacé inférieur.

Début du volcanisme d'arc

Le volcanisme d'arc insulaire, dû à la subduction de la lithosphère océanique néotéthysienne sous l'Eurasie, semble apparaître plus tôt au Ladakh (anté Aptien), que dans le bloc de Lhasa (Albien ≃ 108-96 Ma)

Position du Bloc du Ladakh pendant la subduction

Après avoir discuté l'âge des échantillons sur lesquels le paléomagnétisme été étudié par Klootwijk, j'ai pu préciser la position du bloc du Ladakh Crétacé supérieur: entre 0.5°N et 1.5°N aux alentours du Turonien-Campanien. Durant la même période, le bloc de Lhasa était positionné vers 10°N.

Compte-tenu des positions paléogéographiques respectives de ces deux blocs, nous avons vu la nécessité d'aménager le schéma de Girardeau (1986), en faisant notamment fonctionner simultanément dès l'Albien deux zones de subductions: une située au Sud du Bloc du Ladakh, en position équatoriale, et une autre située au Sud du bloc de Lhasa, vers 10°N.

Evolution paléogéographique de la marge pendant la subduction

Après les premiers dépôts volcaniclastiques, la période **Aptien-Albien inférieur** voit se développer dans l'Unité du Batholite et dans l'Unité de Tar de nombreuses plates-formes carbonatées à rudistes entourant les reliefs émergés de l'arc.

Dans les bassins, la désagrégation synsédimentaire des plates-formes se manifeste sous la forme de blocs éboulés de calcaires.

L'installation des ces plates-formes est à relier à deux phénomènes: l'épisode régressif de l'Aptien inférieur, combiné avec des mouvements tectoniques verticaux positifs liés au magmatisme de l'arc.

Dans les unités non intrudées par les plutons, la forte transgression qui débute à **l'Albien moyen**, probablement jointe à des mouvements tectoniques négatifs, explique le passage, à la base de **l'Albien supérieur**, d'une sédimentation carbonatée à une sédimentation de faciès marin à céphalopodes.

Le magmatisme intrudant l'Unité du Batholite fait se soulever cette dernière, portant à l'affleurement des portions de plate-forme carbonatée qui vont alimenter les bassins en blocs et galets à façonnement continental durant toute la période Albien Supérieur-Paléocène.

Dans les bassins, les tubidites volcani-clastiques édifient de vastes cônes sous-marins profonds qui vont se poursuivre jusqu'au Paléocène supérieur.

Dans la région Ouest-Ladakh, un évènement tectono-métamorphique d'âge Campanien terminal affecte l'Unité du Batholite portant la Formation de Dras I intrudée par des plutons. Une nouvelle unité se dépose: le Dras

II, uniquement composée de matériel volcani-clastique. L'âge de cette dernière est mal connu, probablement paléocène.

Derniers dépôts marins

Sur la marge nord on assiste, juste avant le retrait de la mer, au dépôt de grandes épaisseurs de sédiments dans des faciès très peu profonds (environ 800 mètres de greywackes et calcaires pour le seul Cuisien basal), ce qui nous indique une subsidence rapide.

L'alternance de faciès détritiques et calcaires peut s'expliquer par les fortes et rapides variations eustatiques qui caractérisent la période fin du Paléocène-Eocène inférieur.

Comparant mes données à celles de Garzanti et al (1987), j'ai pu constater que la disparition de la mer a lieu à peu près au même moment sur les deux marges: après les biozones P5-P6 sur la marge nord, vers les bioziones P8- P9 sur la marge sud.

La rapidité du retrait de la mer peut s'expliquer par la conjontion de deux événements: la collision des deux marges et le très fort pic régressif de la biozone P9.

Structuration de la marge pendant la collision

Prenant comme modèle de départ le prisme d'accrétion de Taïwan, je propose l'évolution tectonique suivante pendant la collision:

1) chevauchements vers le sud en "piggy back sequence" des parties externes du bassin d'avant arc situées sur de la lithosphère océanique (unités de Tar, Manlung, Tar La et Konskri La), alors que la partie de l'arc intrudée par les plutons (Unité du Batholite) se comporte comme un môle résistant permettant à la sédimentation continentale des molasses de l'Indus de se poursuivre "normalement".

2) redressement progressif des chevauchement frontaux et basculement des unités structurales vers le Nord.

3) dépôt des conglomérats d'épisuture dans un bassin dont le substratum est constitué par:

- les unités de marge nord et des témoins du substratum ophiolitique de l'avant arc;
- des témoins d'unités distales de marge indienne (Formation de Sapi-Karamba) ;
- des témoins de formations d'affinités paléogéographiques incertaines (restes d'îles océaniques métamorphisées dans le faciès schistes bleus, "Mélanges d'Omlung") ;
- les unités flyschoïdes de marge indienne (dans la Marka, coupe de Doltal). On notera à ce sujet qu'il n'a pas été trouvé de discordance sur les faciès carbonatés de type Shillakong.

4) serrage de l'ensemble et chevauchements vers le Nord.

Le Ladakh est caractérisé, contrairement au Sud-Tibet, par l'absence de grands mouvements décrochants dans la zone de suture lors des stades avancés de la collision; ceci peut s'expliquer par le rôle protecteur de la protofaille du Karakorum.

BIBLIOGRAPHIE

ET PUBLICATIONS CONSULTEES NON CITEES

ANDREWS-SPEED C.P. & BROOKFIELD M.E. (1981). - **Middle Paleozoïc to Cenozoïc geology and tectonic evolution of the northwestern Himalaya.** Cambridge earth science series contribution, n° 108, pp. 1-33.

ANDREWS-SPEED C.P. & BROOKFIELD M.E. (1982). - **Middle Paleozoïc to Cenozoïc geology and tectonic evolution of the northwestern Himalaya.** Elsevier Scientific Publishing Company, Tectonophysics 82, pp. 253-275.

ANDRIEUX J., ARTHAUD F., BRUNEL M. & SAUNIAC S. (1981). - **Géométrie et cinématique des chevauchements en Himalaya du Nord-Ouest.** Bull. Soc. Géol. France, t. 23, n° 6, pp. 651-661.

ANDRIEUX J., BRUNEL M. & SHAH SK. (1977). - **La suture de l'Indus au Ladakh (Inde).** C.R. Acad. Sci. Paris, t. 284, pp. 2327-2330.

ARGYRIADIS I. & LYS M. (1977). - **La dynamique de la lithosphère au Permien supérieur et ses relations avec la biostratigraphie en Méditerranée et au Moyen-Orient.** Communication au 6ème Colloque sur la géologie des régions Egéennes, Athène, Septembre 1977.

ARGAND E. (1924). - **La tectonique de l'Asie.** C.R. 13ème Cong. géol. Intern., 1922, Liège.

ATHERTON M.P., PITCHER W.S. & WARDEN V. (1983). - **The Mesozoïc marginal basin of central Peru.** Nature, vol. 305, 22 september 1983, pp. 303-304.

AUBOUIN J. (1984). - **Des océans aux continents ou "à la recherche des océans perdus".** Bull. Soc. Geol. France, 1984, (7), t. XXVI, n° 3, pp. 333-343.

AUBOUIN J. (1984). - **Des marges continentales aux chaînes plissées.** Bull. Soc. Geol. France, 1984, (7), t. XXVI, n° 3, pp. 501-516.

BARRIER E. & ANGELIER J. (1983). - **Etude d'une compression sub-actuelle dans un contexte de collision: la déformation des conglomérats de Pinanshan (Taïwan, République de Chine.** Bull. Soc. Géol. France, 1983, (7), t. XXV, n°2, pp. 229-238.

BASSOULLET J.P., BELLIER J.P.,COLCHEN M., MARCOUX J. & MASCLE G. (1978). - **Découverte de Crétacé supérieur calcaire pélagique dans le Zanskar.** Bull. Soc. Géol. France, 1978, (7), t. XX, n°6, pp. 961-964.

BASSOULLET J.P., BOULIN J., COLCHEN M., MARCOUX J., MASCLE G. & MONTENAT C. (1980) - **L'évolution des domaines téthysiens au pourtour du bouclier indien du carbonifère au Crétacé; géologie des chaînes alpines issues de la téthys.** Aubouin J., Debelmas J., Latreille M. éditeurs, Mémoire B.R.G.M. n° 115, pp. 180-198.

BASSOULLET J.P. & COLCHEN M. (1987). - **Découverte d'Archaeosepta Platiriensis Wernly, 1970, foraminifère du Dogger Alpin, Himalaya du Ladakh (Inde).** Geobios, n°20, fasc. 4, p. 549-555, 3 fig., 1 pl., Lyon, août 1987.

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., 1984, n° 147, pp. 9-20.

BASSOULLET J.P., COLCHEN M., GUEX J., LYS M., MARCOUX J. & MASCLE G. (1978). - **Permien terminal néritique, Scytien pélagique et volcanisme sous-marin, indices de processus tectono-sédimentaires distensifs à la limite Permien-trias dans un bloc exotique de la suture de l'Indus (Himalaya du Ladakh).** C.R. Acad. Sci., t 287, pp. 675-678.

BASSOULLET J.P., COLCHEN M., JUTEAU T., MARCOUX J., MASCLE G. & REIBEL G. (1983) - **Geological studies in the Indus suture zone of Ladakh (Himalaya).** *In* Contr. to Himal. geol., V.J. Gupta éd., vol. 2, pp. 1-30.

BASSOULLET J.P., COLCHEN M., MARCOUX J. & MASCLE G. (1978). - **Une transversale de la zone de l'Indus de Khalsi à Phothaksar. Himalaya du Ladakh.** C.R. Acad. Sci., t. 286, pp. 563-566.

BASSOULLET J.P., COLCHEN M., MARCOUX J. & MASCLE G. (1979). - **The Indus suture zone: possible evidence for early Triassic oceanization.** Rapp. Comm. int. mer Médit., 25/26, 2a, pp. 107-108.

BASSOULLET J.P., COLCHEN M., MARCOUX J. & MASCLE G. (1981). - **Les masses calcaires du flysch triassico jurassique de Lamayuru (zone de la suture de l'Indus, Himalaya du Ladakh): klippes sédimentaires et éléments de plate-forme remaniés.** Riv. Ital. Paleont. Strat., vol. 86, pp. 825-844.

BASSOULLET J.P., COLCHEN M., MARCOUX J. & MASCLE G. (1981). - **Field evidences for continental rifting in triassic time in the Ladakh part of the Indus Suture Zone.** Proceeding of the Symposium on Qinghay-Xizang (Tibet plateau), Acad. Sinica, Beijing.

BASSOULLET J.P., COLCHEN M., MASCLE G., VAN HAVER T., ARNAUD A., THIEULOY J.P., BAUD A. & GARZANTI G. (1984). - **L'individualisation du bassin de l'Indus au Ladakh.** Résumé, 10ème R.A.S.T., Bordeaux, Soc. Géol. France, Paris.

BAUD A., ARN R., BUGNON P., CRISINEL A., DOLINO E., ESCHER A., HAMMERSCHLAG J.G., MARTHALER M., MASSON H., STECK A. & TIECHE J.-C. (1981). - **Geological observations in the eastern Zanskar area, Ladakh Himalaya..** Recent researches in the Himalayas, V.G. Gupta ed., pp. 1-10.

BAUD A., ARN R., BUGNON P., CRISINEL A., DOLINO E., ESCHER A., HAMMERSCHLAG J.G., MARTHALER M., MASSON H., STECK A. & TIECHE J.-C. (1982). - **Le contact Gondwana-péri-Gondwana dans le Zanskar oriental (Ladakh, Himalaya).** Bull. Soc. Géol. France, 1982, (7), t. XXIV, n° 2, pp. 341-361.

BAUD A., GARZANTI E. & MASCLE G. (1987). - **Evolution des faciès durant le Crétacé supérieur au Zanskar, NW Himalaya.** Séminaire Himalaya - Karakorum, 2nd Workshop on Himalayan Geology, Nancy, France (CRPG de Nancy, CNRS GRECO 130012 Himalaya - Karakorum), février 1987, p. 2.

BERTHELSEN A. (1953). - **On the geology of the Rupshu district, NW Himalaya.** Med. dansk. geol. foren., vol. 12, n° 3, pp. 350-415.

BHANDARI L.L., VENKATACHALAYA B.S. & SINGH P. (1977). - **Stratigraphy, phalinology and paleontology of Ladakh molasse group.** Proc. 4ème coll. on Indian micropal. and strat., 1974-1975, oil and gas comission and instit. petrol. explor., Dehra Dun.

BIJU-DUVAL B., LE QUELLEC P., MASCLE A., RENARD V. & VALERY P. (1982). - **Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados ridge complex (Eastern Caribbean): a key to the knowledge and interprétation of an accretionary wedge.** Tectonophysics, 86 (1982), pp. 275-304.

BLANCHET R., HUSSONG D & UYEDA S. (1979). - **Un profil complet d'une marge active de l'Ouest Pacifique: le système des Mariannes, LEG 60 (DSDP).** Bull. Soc. Géol. France, 1979, (7), t. XXI, n° 5, pp. 513-676.

BLONDEAU A., BASSOULLET J.P., COLCHEN M., HAN TON LIN, MARCOUX J., MASCLE G. & VAN HAVER T. (1986) - **Disparition des formations marines à l'Eocène inférieur en Himalaya.** Sciences de la Terre, Mémoire 47, Novembre 1986, pp. 103-111. Nancy, France.

BOILLOT G. (1979). - **Géologie des marges continentales.** Masson édit..

BOILLOT G. (1987). - **Les fonds sous-marins du troisième type.** La Recherche, Novembre 1987, vol. 18, n° 193, pp. 1294-1303.

BOILLOT G., TEMINE D., MALOD J-A., CAPDEVILA R., COUSIN M., DUPEULE P-A., GONZALES-LODEIRO F., LAMBOY M., LEPVRIER C., MARTINEZ-CATALAN J-R., MASCLE G., MULLER C., PASTOURET L., TAUGOURDEAU-LANTZ J. & VANNEY J.R. (1985). - **Exploration par submersible de la marge continentale du Nord-Ouest de l'Espagne.** Bull. Soc. géol. France, 1985, (8), t. I, n°1, pp. 89-102.

BOIRIE J.M. & SOUQUET P. (1980). - **Le flysch: une mise au point.** *In* Biologie Géologie, Bulletin pédagogique trimestriel, France, n°3, 1980, pp. 669-707.

BOUYSSE P. (1988). - **Observation d'évents hydrothermaux dans le bassin d'Okinawa (Ouest-Pacifique).** Géochronique, Mai 1988, n°26, p. 10.

BROOKFIELD M.E. (1981). - **Metamorphic distribution and events in the Ladakh Range, Indus suture Zone and Karakorum mountains.** *In* Metamorphic tectonites of the Himalaya, Saklani P.S. ed., pp. 1-14.

BROOKFIELD M.E. (1983). - **Reconnaissance geology of the area between Leh and the Markha Valley. Ladakh.** *In* Contibution to Himalayan Geology, V.J. Gupta ed., vol. 2, pp. 173-179.

BROOKFIELD M.E. & ANDREWS SPEED C. P. (1984). - **Sedimentology, petrography and tectonic significance of the shelf, flysch and molasse clastic deposits across thr Indus suture zone, Ladakh, N.W. India.** Sedimentary Geology, 40, pp. 249-286, Amsterdam (Elsevier).

BROOKFIELD M.E. & REYNOLDS Ph. (1981). - **Late cretaceous emplacement of the the Indus Suture Zone ophiolitic melanges and Eocene-Oligocene magmatic arc on the northern edge of the Indian Plate.** E.P.S.L., vol. 55, Elsevier ed., pp. 157-162.

BRUNEL M. (1983). - **Etude pétrostructurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal oriental et Himalaya du Nord-Ouest).** Thèse d'Etat, Université de Paris VII.

BRUNEL M., BURG J.P., MATTE P., ANDRIEUX J., CHEN J.M., HU R.N., LI G.C. & LUI G.M. (1981). - **A late Cretaceous tectonic event south of the Yarlung Zangbo suture.** Coll. Franco-Chinois, Tibet Himalaya, campagne 1980/1981.

BURG J.P. (1983). - **Tectogénèse comparée de deux segments de chaîne de collision: le Sud du Tibet (Suture du tsangpo) et la chaîne hercynienne en europe (Sutures du Massif Central).** Thèse d'Etat, Montpellier, 361 p..

BURG J.P., MARCOUX J. & CHENG GUOMING (1985). - **Wildflysch and exotic blocks along the Yarlung zangbo Suture Zone: age and geodynamic significance.** E.U.G. Meeting, Strasbourg, France, 1985.

CABY R., PECHER A. & LE FORT P. (1983). - **Le grand chevauchement central himalayen: nouvelles données sur le métamorphisme inverse à la base de la Dalle du Tibet.** Rev. Géol. dynam. et de Géogr. phys., Paris, vol. 24, fasc. 2, pp. 989-100.

CAMOIN G., PHILIP J. & BERNET-ROLLANDE M.C. (1983). - **Stratgraphie et paléobiogéographie des récifs à Rudistes du Sénonien supérieur du Sud-Est de la Sicile. Relations avec le volcanisme sous-marin.** C.R. Acad. Sci. Paris, série II, t. 296, pp. 1093-1096.

CARLES L. & COLCHEN M. (1986). **Continuités stratigraphiques et structurales entre les séries Mésozoïques de la plate-forme et de la marge Nord-Indienne au NW Zanskar, Himalaya du Ladakh.** 11ème R.S.T. de Clermont Ferrand, p. 31.

COLCHEN M. (1977). - **Sur le flysch et la molasse de l'Indus. Himalaya du Ladakh.** C.R. 5ème R.A.S.T., Rennes p. 180.

COLCHEN M., MASCLE G. & VAN HAVER T. (1986). - **Some aspects of collision tectonics in the Indus Suture Zone, Ladakh.** Collision tectonics, Geological Society Special Publication, n° 19, pp. 173-184.

COLCHEN M. & MOUTERDE R. *in* BORDET P. (1971). - **Recherches géologiques dans l'Himalaya du Népal.** Editions du CNRS, Paris.

COLCHEN M. & REUBER I. (1986). - **Les mélanges ophiolitiques du Zanskar, Himalaya du Ladakh.** C. R. Acad. Sci. Paris, t. 303, Série II, n° 8, p. 403-406, 1986.

COLCHEN M. & REUBER I. (1987). - **Obduction of the Spontang Klippe traced by the stratigraphic datas of the underlying mélange, Ladakh Himalaya.** Séminaire Himalaya - Karakorum, 2nd Workshop on Himalayan Geology, Nancy, France (CRPG de Nancy, CNRS GRECO 130012 Himalaya - Karakorum), février 1987, p. 14.

COLCHEN M. & REUBER I. (1987). - **Excursion de la Société géologique de France au Ladakh.** Tome 1: Est du Ladakh depuis Hemis Gompa jusqu'à Lamayuru et le Zanskar. Tome 2: Vallée de la Suru. Juillet-Aout 1987.

COLCHEN M., REUBER I., BASSOULLET J.P., BELLIER J.P., BLONDEAU A., LYS M. & DE WEVER P. (1987). - **Données biostratigraphiques sur les mélanges ophiolitiques du Zanskar, Himalaya du Ladakh.** C. R. Acad. Sci. Paris, t. 305, Série II, p. 403-406, 1987.

COLLINSON J.D. & THOMPSON D.B. (1982). - **Sedimentary structures.** Georges Allen & Unwin (Publishers)Ltd., 40 Museum Street, London WC1A1LU, UK, 194 pages.

COOPER D.J.W. & SEARLE M.P. (1987). - **Sedimentological evidences for late cretaceous ophiolite emplacement in the Zanskar Mountains, NW India.** Séminaire Himalaya - Karakorum, 2nd Workshop on Himalayan Geology, Nancy, France (CRPG de Nancy, CNRS GRECO 130012 Himalaya - Karakorum), février 1987, p. 15.

DAINELLI G. (1933-34). - **Sped. Ital. de Filippi nel' Himalaya, Caracorum e Turchestan cinese (1913-1914).** La Serie Dei Terreni, serie 2, Result. Geol. e Geogr., vol. 2, pt. 1, 458 p..

DELCAILLAU B. (1986). - **Evolution géomorphostructurale d'un piedmont frontal de chaîne de collision intracontinentale: les Siwalik de l'Himalaya du Népal oriental.** Thèse Doct. Etat, Univ. Toulouse-le-Mirail, 435 P.

DENIEL C. (1985). - **Apports des isotopes du Sr, Nd et Pb à la connaissance de l'âge et de l'origine des leucogranites himalayens. Exemple du Manaslu (Himalaya, Népal).** Thèse de 3ème cycle, Clermont Ferrand.

DE TERRA H. (1935). - **Geological studies in the Northwest Himalaya between the Kashmir and Indus Valley.** Mem. Connecticut Ac. Arts Sci. New-Haven, vol. 8, pp. 18-76.

DEVENDRA PAL, SRIVASTAKA R.A.K. & MATHUR N.S. (1977). - **Some observations on stratigraphy and structure of Indus Flysch, Ladakh region.** Himalayan Geology, Wadia Inst. of Him. Geol., Dehra dun, vol. 7, pp. 464-478.

DEVENDRA PAL, SRIVASTAKA R.A.K. & MATHUR N.S. (1978). - **Tectonic framework of the miogeosynclinal sedimentation in Ladakh Himalya..** Himalayan Geology, Wadia Inst. of Him. Geol., Dehra dun, vol. 18, pp. 500-523.

DICKINSON W.R. & SEELY P.R. (1979). - **Structure and stratigraphy of forearc regions.** Bull. Am. Petrol. Geol. 63-2-31.

DIETRICH V.J., CARMAN M.F., WYTTENBACH A. & McKEE E.H. (1984). - **Geochemistry of basalts from holes 519A, 520, 522B, and 524, Deep Sea Drilling Project LEG 73 (South Atlantic).** Reprinted from Hsü K.J. and La Brecque J.L. *et al*, 1984. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. LXXIII, Washington (U.S. Government Printing Office).

DIETRICH V.J., FRANK W. & HONEGGER K. (1983). - **A jurassic-cretaceous island arc in the Ladakh-Himalayas.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, n° 18, pp. 405-433. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, (1983).

DISSLER E. (1987). - **Evolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif**

Armoricain). Thèse de l'Univ. de Caen, U.F.R. des sciences de la terre et de l'aménagement régional, 270 pages.

DIXIT P.C., KACHROO R.K., RAI H. & SHARNA N.L. (1971). - **Discovery of vertebrate fossils from Kargil Bassin, Ladakh (J. & K.).** Current Sciences, n° 23, p. 633.

EARLE M. (1983). - **Continental margin origin for cretaceous radiolarian cherts in Western Timor.** Nature, vol. 305, 8 Septembre 1983, pp. 129-130.

FARHOUDI G. & KARIG D.E. (1977). - **Makran of Iran and Pakistan as an active arc system.** Geology, vol. 5, pp. 664-668.

FRANK W., GANSSER A. & TROMMSDORFF V. (1977). - **Geological observations in the Ladakh area (Himalayas). A preliminary report.** Schweiz. mineral. petrog. Mitt., Band 57, pp. 89-113, 1977.

FUCHS G. (1967). - **Zum bau der Himalayas.** Osterreich, Akad. Wiss. Nat. Kl., Denkschr. 113, pp. 1-211.

FUCHS G. (1977). - **Traverse of Zanskar from the Indus to the valley of Kashmir. A preliminary note.** Jb. Geol. B.A., 120, 2, pp. 219-229, 1 fig..

FUCHS G. (1979). - **On the geology of western Ladakh.** Jahrb. Geol. B.-A., Band 122, Heft 2, S. 513-540, 5 fig., 8 pl.. Wien 1979.

FUCHS G. (1982). - **The geology of western Zanskar.** Jahrb. Geol. Bundesanst, 125, pp. 1-50, 18 fig., 6 tabl..

FUCHS G. (1983). - **Events along the suture zone as documented in the geology of Zanskar (Ladakh Himalaya).** 2nd E.U.G. Meeting, Straßburg, Terra Cognita, 3, 2-3, p. 212.

FUCHS G. (1984). - **Note on the Marka-Nimaling area in Ladakh (India).** Jb. Geol. B.-A., ISSN 0016-7800, Band 127, Heft 1, S. 5-12. Wien, April 1984.

FUCHS G. (1986). - **The geology of the Marka-Kurnak region in Ladakh (India).** Jb. Geol. B.-A., ISSN 0016-7800, Band 128, Heft 3+4, S. 403-437, 28 fig., 5 plates. Wien, Jänner 1986.

GAETANI M., CASDENI R., FOIS E., GARZANTI E., JADOUL F., NICOLA A. & TINTORI A. (1985). - **Stratigraphy on the Tethys Himalaya in Zanskar, Ladakh. Initial report.** Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 86, 1, pp. 127-166.

GAETANI M., NICORA A. & PREMOLI SILVA I. (1980). - **Uppermost Cretaceous and Paleocene in the Zanskar Range (Ladakh Himalaya).** Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 86, 1, pp. 127-166.

GAETANI M., NICORA A., PREMOLI SILVA I., FOIS E., GARZANTI E. & TINTORI A. (1983). - **Upper Cretaceous and Paleocene in Zanskar Range (NW Himalaya).** Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 89, 1, pp. 81-118, tav. 7-10.

GAETANI M., GARZANTI E. & JADOUL F. (1985). - **Main structural elements of Zanskar NW Himalaya (India).** Rend. Soc. Geol. It., 8, pp. 3-8.

GAETANI M., GARZANTI E., JADOUL F., NICORA A. & TINTORI (1987). - **Permo-Triassic opening of the Neo-Tethys as seen from the Northern Karakorum.** Séminaire Himalaya - Karakorum, 2nd Workshop on Himalayan Geology, Nancy, France (CRPG de Nancy, CNRS GRECO 130012 Himalaya - Karakorum), février 1987, p. 37.

GANESAN T.M., RAZDAN M.L., RAZDAN R.K. & MUHU V.T. (1981). - **Stratigraphy, structure and geological history of the Zanskar Basin.** *In* Contemporary geoscientific resarches in Himalaya, vol. 1, tectonics-regional geology and biostrat. A.K. Sharma ed., pp. 177-188.

GANSSER A. (1964). - **Geology of the Himalayas.** Wiley Intersciences, London, 289 p., 3 pl..

GANSSER A. (1974). - **The ophiolite melange, a world-wide problem on tethyan examples.** Eclogae Geol. Helv., vol. 67/3, pp. 479-507, Basles, Dez. 1974.

GANSSER A. (1977). - **The great suture zone between Himalaya and Tibet, a preliminary account.** Coll. Intern. CNRS 268. Ecologie et géologie de l'Himalaya, pp. 181-191.

GANSSER A. (1980). - **The ophiolitic suture zone of the Ladakh and Kailas region, a comparison.** Journ. Geol. Soc. India, vol. 20, pp. 277-281.

GANSSER A. (1980). - **The péri-Indian suture zone.** *In* Géologie des chaînes issues de la Téthys. (Aubouin J., Debelmas J., Latreille M.), Mèm. B.R.G.M., n°115, pp. 140-148.

GANSSER A. (1980). - **The significance of the Himalayan Suture Zone.** Tectonophysics, n°47, vol. 62, n° 1/2, 1980, pp. 37-52.

GAPAIS 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. Sc. Paris, t. 299, série 2, n° 4, pp. 179-182.

GARZANTI E. (1987). - **Sandstone petrography and the India - Eurasia collision.** Séminaire Himalaya - Karakorum, 2nd Workshop on Himalayan Geology, Nancy, France (CRPG de Nancy, CNRS GRECO 130012 Himalaya - Karakorum), février 1987, p. 2.

GARZANTI E., BAUD A. & MASCLE G. (1988). - **Sedimentary record of the northward flight of India and its collision with Eurasia (Ladakh Himalaya, India).** Geodinamica Acta (Paris) 1987, 1, 4/5, pp. 297-312.

GARZANTI E. & VAN HAVER Th. (1985). - **The volcanoplutonic sandstones of the Indus Basin, Ladakh Himalayas.** 6th European Regio. Meet. of Sedim. I.A.S. Lleida's 85.

GIBBONS W. (1983). - **Stratigraphy, subduction and strike slip faulting in the Mona Complex of North Whales, a review.** Proceeding of the Geologist's association, London, vol. 94, part 2, 1983, pp. 147-164.

GILBERT E. (1986). - **Evolution structurale d'une zone de collision: structures et déformation dans le nord de la plaque indienne en Himalaya du Ladakh (Cristallin du Haut Himalaya et Séries Téthysiennes).** Thèse de docteur de l'Université de Poitiers en géologie. Université de Poitiers, France. Ed. CNRS, Groupement de Recherche Coordonnées Himalaya Karakorum 13002, 1 Pl. Aristide Briand, 92190 Meudon, France.

GIRARDEAU J. (1986). - **Ophiolites et chaînes de collision: exemples des chaînes Himalaya-Tibet et Hercynienne. Etude pétro-structurale des ophiolites et de leurs encaissants: interprétations géodynamiques.** Thèse de Doctorat d'Etat ès Science, Institut de Physique du Globe de Paris et Université Paris 7, 18 Mars 1986, 150 p..

GIRARDEAU J., MARCOUX J., ALLEGRE C.J., BASSOULLET J.P., TANG YOUKING, XIAO XUCHANG, ZAO YOUGONG & WANG XIBJING (1984). - **Tectonic environment of the Neo-Cimmerian Donqiao ophiolite, Bangong-Nujiang suture zone, Tibet.** Nature, vol. 307, n° 5946, 5 january 1984, pp. 27-31.

GIRARDEAU J., MARCOUX J. & ZAO YOUGONG (1984). - **Lithologic and tectonic environment of the Xigatse ophiolite (Yarlung Zangbo suture zone, Southern Tibet, China), and kinematics of its emplacement.** Eclogae geol. Helv., vol. 77, n°1, pp. 153-170, Basle, April 1984.

GRAND T. (1984). - **Les prismes d'accrétion.** Mémoire de D.E.A. en géologie structurale, Univ. Sci. et Méd. de Grenoble, France.

GUO M.T., GUANG Q.L. (1981). - **Type et âge des mélanges répartis en rive sud de la rivière de Yarlung Zangpo.** Coll. Franco-Chinois, Tibet, Himalaya, Campagne 1980-1981.

GUPTA V.J. (1981). - **Tethys biostratigraphy of Spiti, Ladakh and Kashmir.** *In* Contemporary geoscientific researches in Himalaya, vol. 1, tectonics regional geology and biostratigraphy. A.K. Sinha ed., pp. 189-200.

GUTENBERG B. & RICHTER C.F. (1954). - **Seismicity of the Earth and associated phenomena.** Princeton Univ. Press., Princeton, New Jersey, USA, 310 p..

HAKIM R. (1983). - **Geology of Nubra Valley and its significance on the evolution of the Ladakh Himalaya.** Geology of the Indus Suture Zone of Ladakh, Wadia Inst. of Him. Geol., Dehra Dun, V.C. Thakur & K.K. Sharma ed., pp. 79-97.

HAQ Bilal U., HARDENBOL J. & Vail P. R. (1987). - **Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.** Science, vol. 235, 6 March 1987, pp. 1156-1166.

HAYDEN H.H. (1916). - **Note on the geology of Chitral, Gilgit and the Pamir.** Rec. Géol. Surv. Ind., vol. 45, pp. 271-335.

HEIM A. & GANSSER A. (1939). - **Central Himalaya. Geological observations of the Swiss expedition 1939.** Mem. Soc. Helv. des Sci. Nat., Band 73, Abh. 1, 245 p., Zürich.

HERGE R. (1960). - **Tintin au Tibet.** Casterman ed. 62 p..

HERREN E. (1987). - **Structures, deformation and metamorphism of the Zanskar area (Ladakh, NW Himalaya).** Ph. D. Thesis, ETH Zürich, Suisse, 148 p..

HONEGGER K. (1984). - **Strukturen und Metamophose im Zanskar Kristallin (Ladakh, Kashmir, Indien).** Ph. D. Thesis, ETH Zürich, Suisse, 117 p..

HONEGGER K., DIETRICH V., FRANCK W., GANSSER A., THONI M. & TROMMSDORF V. (1982). - **Magmatism and metamorphism in the Ladakh Himalayas (the Indus-Tsanpo suture zone).** Earth Planet. Sc. Lett., 60, pp. 253-292.

HONEGGER K., LE FORT P., MASCLE G. & ZIMMERMAN J.L. (1988). - **The blueschists along the indus suture zone in Ladakh (NW-Himalaya).** pré-print (soumis à EPLS ?).

HONEGGER K. & RAZ U. (1985). - **Geological observations of the Ladakh Batholith.** Communication orale et poster, Séminaire Himalaya - Karakorum, 2nd Workshop on Himalayan Geology, Nancy, France (CRPG de Nancy, CNRS GRECO 130012 Himalaya - Karakorum), février 1987.

HONZA E. (1981). - **Subduction and accretion in the Japan Trench.** Oceanologica Acta, numéro spécial supplément au volume n°4, colloque C3, Géologie des marges continentales

HOWELL D.J., CROUCH J.K., GREENE H.G., McCULLOCH D.S. & VEDDER J.G. (1980). - **Basin development along the late Mesozoic and Cainozoic California margin: a plate tectonic margin of subduction, oblique subduction and transform tectonics.** Spec. Publ. int. Ass. Sediment. (1980) 4, pp. 43-62.

HSU K.J. (1971). - **Franscican Melange as a model for eugeosynclinal sedimentation and under-thrusting tectonics.** Journ. Geophys. Res., vol. 76, pp. 1162-1170.

JACOB K.H. & QUITTMEYER R.L. (1979). - **The Makran region of Pakistan and Iran: Trench-Arc system with active plate subduction.** *In* Geodynamics of Pakistan, Geological Survey of Pakistan, pp. 305-317.

JUTEAU T. & REIBEL G. (1981). - **Indus Suture: petrographic description of the pillows lavas of the Dras Formation, and of the ophiolite of the Spontang-Photaksar nappe.** Terra Cognita, special issue, p. 19.

KANVAR R.C. (1980). - **Evolution of structures in the subduction zone of the Himalayas.** Pub. Cent. adv. Study in Geol., Panjab Uni., Chandigarh, p. 685.

KAPLANIAN P. (1981). - **Les Ladakhi du Cachemire, montagnards du Tibet Occidental.** Editions Hachette, collection "l'homme vivant", 322 p..

KELEMEN P.B. & SONNENFELD M.D. (1983). - **Observations on Stratigraphy, Structure, Petrology and Tectonics from Traverses in Central Ladakh and Zanskar.** Schweiz. min. petr. Mitt., 63, pp. 267-287, Zürich.

KLOOTWIJK C.T. (1979 ? 1980?). - **A summary of palaeomagnetic data from extra-peninsular Indo-Pakistan and south Central Asia: implications for collision tectonics.** Struct. Geol. of the Himalaya, P.S. Saklani editor.

KLOOTWIJK C.T. (1984). - **A rewiew of Indian phanerozoïc paleomagnetism: implications for the India-Asia collision.** *In* S.M. Naqvi, H.K. Gupta and S. Balakrishna editors, Lithosphere: Structure, Dinamics and evolution. Hari Narain Memorial Volume, Tectonophisics, 105, pp. 331-353.

KLOOTWIJK C.T., CONAGHAN P.J. & Mac POWELL C. (1985). - **The Himalayan Arc: large socle continental subduction, oroclinal bending and back-arc spreading.** Earth and Planetary Science Letters, 75, pp. 167-183.

KUMAR S. (1983). - **Trace fossils from the Indus Suture Zone, Ladakh.** *In* Stratigraphy and structure of Kashmir and Ladakh Himalaya, V.J. Gupta ed., Contribution to Himal. Geol., vol. 2, p. 257-259.

LE FORT P. (1971). - **La chaîne himalayenne et la dérive des continents.** Rev. geo. phys. et de géol. dyn., Paris, 13, pp. 5-12.

LE FORT P. (1975). - **The collided range. Present knowledge of the continental arc.** Am. Journ. of Sci. v. 275-A, pp. 1-44.

LAGABRIELLE Y. (1982). - **Ophiolites et croûte oceanique. Tectonique et environnements sédimentaires: apports des données océaniques à l'interprétation géologique des séries ophiolitifères du Queyras (Alpes franco-Italiennes).** Thèse de 3ème cycle, Univ. de Bretagne Occidentale, Centre océanologique de Bretagne. Brest 1982.

LAGABRIELLE Y. (1987). - **Les ophiolites: marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-)italiennes (Queyras , Piedmont) comparaison avec les ophiolites d'Antalya (Turquie) et du Coast Range de Californie.** Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. de Bretagne Occidentale, GIS océanomogie et géodynamique. Brest 1987.

LAGABRIELLE Y., AUZENDE J.M., CORNEN G., JUTEAU T., LENSCH G., MEVEL C., NICOLAS A., PRICHARD H., RIBEIRO A. & VANNEY J.R. (1981). - **Observations par submersible de la croûte océanique affleurant sur le banc de Gorringe (SW Portugal): évidences de processus de démantellement des gabbros en milieu sous-marin.** C.R. Acad. Sci. Paris, série II, t. 293, pp. 827-832.

LAGABRIELLE Y., WHITECHURCH H., MARCOUX J., JUTEAU T., REUBER I., GUILLOCHEAU F. & CAPAN U. (in press 1988?). - **Related ophiolitic polymict breccias covering the ophiolites of Antalya (Southwest Turkey).** Sous presse.

LE GALL B. (1983). - **La chaîne Hercynienne en Cornouaille anglaise: Etude géologique du Front du Lizard et des formations à blocs des zones du Meneage et de Roseland. Implications géodynamiques.** Thèse de 3ème cycle, Univ. de Bretagne Occidentale, Centre océanologique de Bretagne. Brest, 1983.

LE FORT P. (1989). - **The himalayan orogenic segment.** A.M.C. Sengör (ed), Tectonic Evolution of the Tethyan Region, Kluver Academic Publishers, p.p. 289-386.

LE FORT P., CUNEY M., DENIEL C., FRANCE-LANORD C., SHEPPARD S.M.F., UPRETI B.N. et VIDAL P. (1987). - **Crustal generation of the himalayan leucogranites.** Tectonophysics, 134 (1987), pp 39-57.

LLIBOUTRY L. (1982). - **Tectonophysique et géodynamique.** Masson éditeur, Paris.

LYDEKKER R. (1880-81). - **Geology of Ladakh and neighbouring districts, being-fourth notice of geology of Kashmir and neighbouring territories.** Rec. Geol. Surv.of India, vol. 13, pp. 10-304.

LYDEKKER R. (1883). - **The geology of the Kashmir and Chamba Territories and the Britisch District of Khagan.** Mem. Geol. Surv. India, 22, pp. 1-344, Calcutta.

MACDONALD D.I.M. & TANNER P.W.G. (1983). - **Sediment dispersal patterns in part of a deformed mesozoïc back-arc basin on South Georgia, South Atlantic.** Journ. of Sedim. Petrology, vol. 53, n°1, March, 1983, pp. 0083-0104.

MACWILLIAM M.O. & HOWELL D.G. (1982). - **Exotic terranes of Western California.** Nature, vol. 297, 20 May 1982, pp. 215-216.

MANGAIN V.O. & JAGANNATRA RAO BR. (1965). - **Orbitolines from the limestone intercalations of Dras Volcanics: Jammu & Kashmir State.** Journ. Geol. Soc. India, vol. 6, pp. 122-129.

MALVIELLE J. (1984). - **Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagne.** Bull. Soc. Géol. France, 1984, (7), t. XXVI, n°1, pp. 129-138.

MANDA MM. & SINGH MP (1976). - **Stratigraphy and sedimentation of the Zanskar area. Ladakh and adjoining parts of the Lahul region of Himachal Pradesh.** Himalayan Geology, vol. 6, pp. 367-388.

MARCOUX J., GIRARDEAU J., FOURCADE E., BASSOULLET J.P., PHILIP J., JAFFREZO M., XIAO XUCHANG. & CHANG CHENGFA (1987). - **Geology and biostratigraphy of the jurassic and lower cetaceous series to the north of the Lhasa Block (Tibet, China).** Geodynamica Acta (Paris) 1987, I, 4/5, pp. 313-325.

MARCOUX J., NICOLAS A., GIRARDEAU J., CHANG CHENG FA, ZHAO YOGANG, WANG NAIWEN, BASSOULLET J.P., COLCHEN M. & MASCLE G. (1980-1981). - **La couverture sédimentaire transgressive du "Complexe effusif supra-ophiolitique" dans la région de Xigatse. Zone de la suture Yaluzangbu (Tsangpo).** Coll. Franco-Chinois, Tibet-Himalaya, Campagne 1980-1981.

MARCOUX J., MASCLE G. & CUIF J.P. (1982). - **Existance de marqueurs biosédimentaires et structuraux téthysiens issus de la marge gondwanienne à la bordure ouest-américaine: implications paléogéographiques et paléobiologiques.** Bull. Soc. Géol. France, 1982, (7), t. XXIV, n°5-6, pp. 971-980.

MASCLE A., BECK C., BLANC G., ANDREIEFF P. *et al* (1987). - **Ride de la Barbade, marge active antillaise.** Géochronique, n° 22, pp. 5-6.

. Extrait de: A. MASCLE, IFP. Direction Géologie-Géochimie, BP 311, F92506 Rueil-Malmaison Cedex.
. Voir également: "Expulsion of fluids from depth along a subduction zone decollement horizon", ODP Leg 110 Scientific Party, *in* Nature, vol 326, 23 April 1987, pp. 785-788.

MASCLE G. (1985). - **L'Himalaya résulte-t-il du télescopage de trois chaînes?** Bull. Soc. Géol. France, 1985, (8), t. I, n°3, pp. 289-304.

MASCLE G. & HERAIL G. (1982). - **Les Siwaliks: le prisme d'accrétion tectonique associé à la subduction intracontinentale himalayenne.** Géol. Alpine, t. 58, pp. 95-103.

MASCLE G., HERAIL G., VAN HAVER T. & DELCAILLAU B. (1986). - **Structure et évolution des bassins d'épisuture et de périsuture liés à la Chaîne Himalayenne.** Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 10, 1, pp. 181-203, 16 fig., 1 tabl.; Pau, June 30, 1986.- ISSN: 0396-2687.

MATHUR N.S. (1983). - **The Indus Formation of the Ladakh Himalaya: its biozonation, correlation and faunal provincialism.** Geology of Indus Suture Zone of Ladakh, Eds. V.C. Takur & K.K. Sharma, Wadia Institute of Himalayan Geology Dehra Dun, India. pp. 127-144, 1983.

MATHUR N.S. (1983). - **Age of the Kargil Formation , Ladakh Himalaya.** Geology of Indus Suture Zone of Ladakh, Eds. V.C. Takur & K.K. Sharma, Wadia Institute of Himalayan Geology Dehra Dun, India. pp. 145-150, 1983.

MERCIER J.L. (1984). - **La déformation des continents au voisinage des marges convergentes.** Bull. Soc. Géol. France, 1984, (7), t. XXVI, n°3, pp. 551-566.

MOLNAR P. & TAPPONNIER P. (1975). - **Cenozoïc tectonics of asia : effects of a continental collision.** Science, v. 189, n° 4201, pp. 419-426.

MOLNAR P., CHEN W.P., FITCH T.J., TAPPONNIER P., WARSI W.E.K. & WU F.T. (1977). - **Structure and tectonics of the Himalaya: a brief summary of relevant geophysical observations.** *In* Himalaya, Sci. de la Terre, Coll. Int. CNRS, n° 268, pp. 269-294.

MONGER J.W.H. (1984). - **Cordilleran tectonics: a canadian perspective.** Bull. Soc. Géol. France, 1984, (7), t. XXVI, n°2, pp. 255-278.

MOORE G.F. & KARIG D.E. (1980). - **Structural geology of nias Island, Indonesia: implications for subduction zone tectonics.** American Journal of Sciences, vol. 280, March 1980, pp. 193-223.

MU A.T., WEN S.H., WANG Y.K., CHANG G.P.K. & YIN C.H. (1973). - **Stratigraphy of the Mount Jolmo-Lungma region in Southern Tibet (China).** Scienta Sinica, vol. 16, pp. 96-111.

MUTTI E. & LUCCHI R. (1974). - **La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites.** Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XVI, 1974, n° 6, pp. 577-582.

NAYLOR A.M. (1982). - **The Casanova Complex of the Northern Apennines: a mélange formed on a distal passive continental margin.** Journ. of Struct. Geol., vol. 4, n° 1, pp. 1-18.

NEHLIG P. & HUMLER E. (1982). - **La zone de suture de l'Indus (Ladakh - Himalaya): étude du triangle Kargil - Kunoré - Shergol.** Mémoire de Maîtrise de l'Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, France, Juillet 1982.

OLDHAN R.D. (1883). - **Notes on a traverse between Almora and Mussooree.** Octobre 1982, Rec. Geol. Surv., India, 16 (3), pp. 162-164.

PAGE B.M. & SUPPE J. (1981). - **The Pliocene Lichi Melange of Taïwan: its plate-tectonic and olistostromal origin.** Am. Journ. of Sci., vol. 281, March, 1981, pp. 193-227.

PAL D. & MATHUR N. S. (1977). - **Some observations on stratigraphy and structure of Indus flysch, Ladakh region.** Himal. Geol., vol 7, pp. 464-478, 1977.

PAL D., SRIVASTAKA R. A. K. & MATHUR N. S. (1978). - **Tectonic framework of the miogeosynclinal sedimentation in Ladakh Himalaya.** Himalayan Geology, vol 18, pp. 500-523, 1978.

PANDE I.C., TEWARI B.S., GUPTA V.J., BISARIA P.C., CHADHA D.K., MAHAJAN G., KUMAR R., KUMAR S., KASHYAP S.M., KOCHHAR N. & VERDI N.S. (1969). - On the age of the Indus Flysch, Ladakh. Pub. Cent. adv. Study in Geol., Panjab Uni. Chandigarh, pp. 72-73.

PATRIAT Ph., SEGOUFIN R., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.M., BEUZARD P., BONNIN J. & OLIVET J.L. (1982). - **Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie.** Bull. Soc. Géol. France, 24 (2), pp. 363-373.

PEARCE J.A. (1982). - **Trace element caracteristics of lavas from destructive plates boundaries.** Andesites, R.S. Thorpes ed., John Wiley & Sons.

PECHER A. (1978). - **Déformation et métamorphisme associés à une zone de cisaillement,exemple du grand chevauchement central himalayen (M.C.T.), transversale des Annapurnas et du Manaslu, Népal.** Thèse, Univ. Sci. et Med. de Grenoble, 356 p..

PELTZER G., TAPPONNIER P. & COBBOLD P. (1982). - **Les grands décrochements de l'Est Asiatique, évolution dans le temps et comparaison avec un modèle expérimental.** C.R. Acad. Sci., v. 294, sér. D, pp. 1341-1348.

PELTZER G. (1983). - **Naissance et évolution des décrochements lors d'une collision continentale: approche expérimentale, application à la tectonique de l'Est de l'Asie.** Thèse de 3ème cycle, Paris VII, 157 p..

PICKERING K.T., SEARLE M.P. & COOPER D.J.W. (1987). - **Sedimentological & structural evolution of the Indus Molasse Basin, Ladakh himalaya.** Séminaire Himalaya - Karakorum, C.R.P.G. de Nancy & G.R.E.C.O. C.N.R.S. 130012, 13/15 Février 1987, Nancy.

POZZI J.P., WESTPHAL M., GIRARDEAU J., BESSE J., YAO XIU ZHOU, XIAN YAO CHEN & LI SHENG XING (1984). - **Paleomagnetism of the Xigatse ophiolite and flysch (Yarlung Zangbo suture zone, Southern Tibet): latitude and direction of spreading.** Earth and Planetary Science Letters, 70, 1984, pp. 383-394.

PUDSEY C., SCHROEDER R. & SKELTON P. (1985). - **Cretaceous (Aptian/Albian age for island-arc volcanics, Kohistan, N. Pakistan.** Geology of Western Himalayas (Contribution to Himalayan Geology, vol. 3, pp. 150-168), V.J. Gupta *et al* eds..

RASGOTI B.K. (1974). - **Earthquake mechanism and plate tectonics in the Himalayan Region.** Tectonophysics, 21, pp. 47-56.

RAVENNE C. & BEGHIN P. (1983). - **Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins.** Rev. de l'Instit. Français du Pétrole, vol. 38, n° 3, mai-Juin 1983, pp. 279-297.

RAYMOND L.A. (1984). - **Melanges: their nature, origin, and significance.** Loren A. Raymond ed., special paper 198, 1984, The Geological Society of America, Boulder, Colorado, USA, 170 p..

REIBEL G. (1984). - **L'association pluto-volcanique de Dras (suture de l'Indus, Himalaya du Ladakh): Pétrologie d'un fragment d'arc insulaire.** Thèse 3ème cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 169 p..

REUBER I. (1987) - **Tectonogenesis of the Dras volcanic arc, Ladakh, Himalaya.** Terra Cognita 7, EUG IV abstracts, 111-112.

REUBER I., COLCHEN M. & SUTRE E. (1990). - **The Spontang ophiolite - Ladakh-Himalaya obduction by gravitational gliding related to oblique collision** ? Soumis à Geology.

REUBER I., COLCHEN M. & MEVEL C. (1987). - **The geodynamic evolution of the South-Tethyan margin in Zanskar, NW Himalaya, as revealed by the Spontang Ophiolitic melanges.** Geodynamica Acta (Paris) 1987, I, 4/5, pp.283-296.

REUBER I., MONTIGNY R., THUIZAT R. & HEITZ A. (1989). - **K/Ar ages of ophiolites and arc volcanics of the Indus suture zone: clues on the early evolution of the Neo-Tethy.** Eclogae geol. Helv. 82/2: 699-715 (1989).

REUBER I., NEHLIG P. & REIBEL G. (1985). - **Ductile shearing in the peridotite of the Spontang Nappes, Ladakh, NW Himalaya.** *In* Himalayan shears, Saklani P.S. ed., Himalayan books, New-Dehli, pp. 10-32.

REYNOLDS P.H., BROOKFIELD M.E. & McNUTT R.H. (1983). - **The age and the nature of Mesozoïc-Tertiary magmatism across the Indus suture zone in Kashmir and Ladakh (NW India and Pakistan).** Geologische Rundschau, vol. 72, part. 3, pp. 981-1004.

SAH S.C.D. & SHARMA K.K. (1980). - **Fossils palm from Hemis conglomerates of Ladakh and its significance on the age of the beds.** XI Him. Geol. Seminar Dehradun, abstract, 1980, 22 p..

SAVAGE R.J.G., DIXIT P.C. & MURTY D.A.N. (1977). - **On an Antracothere upper molar from Ladakh, Kashmir.** Journ. Paleont. Soc. India, n° 20, pp. 219-223.

SEARLE M.P. & COOPER D. (1987). - **Balanced and restored cross-sections of the Kashmir - Ladakh Zanskar Himalaya: constraints and shortening and crustal evolution of the N. Indian Plata Margin.** Séminaire Himalaya - Karakorum, C.R.P.G. de Nancy & G.R.E.C.O. C.N.R.S. 130012, 13/15 Février 1987, Nancy.

SEEBER L., ARMBRUSTER J.G. & QUITTMEYER R.C. (1981). - **Seismicity and continental subduction in the Himalayan arc. In Zagros, Hindu Kush.** Malaya géodynamic evolution, H.K. Gupta & F.M. Delany ed., Géodyn. Ser., v. 3, pp. 215-242.

SENGöR A.M.C. (1981). - **The geological exploration of tibet.** Nature, vol. 294, 3 December 1981, pp. 403-404.

SENGöR A.M.C. (1981). - **The evolution of palaeo-Tethys in the tibetan segment of the Alpides.** Proceeding of Symp. on Qinghai-Xigang (Tibet) Plateau (Beiging, China), vol. 1, 1981, pp. 51-56.

SHAH S.K., SHARMA L., GERGAN J.T. & TARA C.S. (1976). - **Stratigraphy and structure of the western part of the Indus Suture Belt, Ladakh, northwest Himalaya.** Himal. Geol. ,vol. 6., pp. 534-556.

SHAMI M.R. & SASTRI V.V. (1957). - **A monograph of the Orbitolines found in the India continent (Chitral, Gilgit, Kashmir, Tibet and Burma) with special observations on the age of the associated volcanic series.** Geol. Surv. of India Paleont. India, NS, 33, 3, pp. 1-44.

SHARMA K.K. & CHOUBET V.M. (1983). - **Petrology, geochemistry and geochronology of the southern margin of the Ladakh Batholith between Upshi and chumatang.** *In* Geology of Indus Suture Zone of Ladakh, Wadia Inst. of Himalayan Geology Dehra Dun, V.C. Thakur & K.K. Sharma ed., pp. 41-60.

SHARMA K.K. & KUMAR S. (1978). - **Contribution to the geology of Ladakh, North Western India.** Himal. Geol., 8, pp. 252-287, Dehra Dun.

SHARMA K.K., SHINHA A.K., BAGOASARIAN Gl. & GUKASIAN R.Ch. (1979). - **Potassium argon dating of Dras volcanics, Shyok volcanics and Ladakh granite, Ladakh northwest Himalaya.** Himalayan Geology, vol. 8, pp. 288-295.

SIGURDSSON H., SPARKS R.S.J., CAREY S.N. & HUANG T.C. (1980). - **Volcanogenic sedimentation in the lesser Antilles Arc.** Journal of Geology, Uni. of Chicago, 1980, vol.88, pp. 523-540.

SILVER E.A & SMITH R.B. (1983). - **Comparison of terrane accretion in modern Southeast Asia and the Mesozoïc North American Cordillera.** Geology, vol. 11, pp. 198-202, April 1983.

SINHA A.K. (1981). - **Geology and tectonics of the Himalayan region of Ladakh, Himachal, Garwahalkumaun and Arunachal Pradesh: a rewiew.** *In* Zagros, Hindu Kush, Himalaya geodynamic evolution. Geodynamic series, vol. 3, AGU, GSA ed., pp. 122-148.

SMITH A.G. & BRIDEN J.C. (1977). - **Mesozoïc and Cenozoïc paleocontinental maps.** Cambridge Earth Science series, Cambridge University Press, G. B.

SMITH A.G., BRIDEN J.C. & DREWEY G.E. (1973). - **Phanerozoïc world maps. Organism and continents through time.** N.F. Hughes. Ed. Spec. Pap. Palaeont. Soc., 12, 1-42.

SMITH P.J. (1983). - **The origin of ribbon radiolarites.** Nature, vol. 301, pp. 466-467, 10 Frebruary 1983.

STEINBERG M., MICHEL D. & GÖKDENIZ S. (1983). - **Caractérisation géochimique de divers types d'alternances chert-shale dans les formations radiolaritiques.** Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXV, n°2, pp. 259-265.

SRIKANTIA S.V. & RAZDAN M.L. (1980). - **Geology of part of central Ladakh Himala--ya with particular reference to Indus Tectonic Zone.** Journ. Geol. Soc. Ind., vol. 21, 1980, pp. 523-545.

STERNE E. J. (1979). - **Report on geological traverses across the Indus-Tsangpo Suture zone in Ladakh, Northern India.** Thesis for the degree of Bachelor of Arts with Honors, Harvard College, Cambridge, Massachusetts, USA. May 1979. 66 p., 1 carte hors texte.

STOCKLIN J. (1980). - **Geology of Nepal and its regional frame.** J. Geol. Soc. London, 137, pp. 1-34.

STOLICZKA F. (1865). - **Summary of geological observations during a visit to the province - Rupshu, Karnag, south Ladakh, Zanskar, Suroo & Dras - of Western Tibet.** Mem. Geol. Surv. India, vol. 5, pp. 337-354.

. Les notes du Dr Stoliczaka sont reprises dans: BLANFORD W.T., Scientific results of the second Yarkand mission, geology based upon the collection and notes of the late Ferdinand STOLICZKA, Calcutta, 1878.

STUTZ E. (1988). - **Evolution paléogéographique et tectonique d'un segment de le marge nord-indienne: Géologie de le chaîne de Nyimaling, au confins du Ladakh et du Rupshu (NW-Himalaya, Inde).** Thèse Uni. Lausanne, Suisse (1988).

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., vol. 9, Nr. 2, Basel 1986.

SUPPE J. (1980). - **Imbricated structure of Western Foothills Belt, Southcentral Taïwan.** Petroleum geology of Taïwan, n°17, pp. 1-16, Decembre 1980.

SUPPE J. (1981). - **Mechanism of mountain building and metamorphism in Taïwan.** Memoir of the Geol. Soc. of China, n°4, pp. 67-89, October 1981.

SUPPE J., LIU J.G. & ERNST W.G. (1981). - **Paleogeographic origins of the Miocene East Taïwan ophiolite.** Am. Journ. of Sci., vol. 281, March, 1981, pp. 228-246.

SUTRE E. (1983). - **Un exemple probable de sédimentation d'arc insulaire: l'unité de Nindam et les mélanges ophiolitiques asociés. Himalaya du Ladakh.** Mémoire de D.E.A., Univ. de Poitiers, France.

SUTRE E., COLCHEN M. & MASCLE G. (1984). - **Extention, carractères et signification des formations à blocs dans la zone de suture de l'Indus-Tsang Po, Himalaya du Ladakh.** 10ème R.A.S.T., Bordeaux, p. 516.

SUTRE E. & COLCHEN M. (1985). - **About the "Ophiolitic Mélanges" of the Indus Suture Zone in Ladakh Himalaya.** E.U.G. Strasbourg, 1985.

SUTRE E. & REUBER I. (1988). - **Paleogeographic reconstitution of the Dras island arc and ladakh batholith in upper Cretaceous.** Colloque Himalaya-Karakoram-Tibet, Soc. Géol. Suisses, Musée cantonal de Géologie, Instituts de géologie et de minéralogie de l'UNIL. Lausanne, 5 et 6 Oct. 1988.

SUTRE E., REUBER I. & COLCHEN M. (1986). - **Paléogéographie d'arc insulaire dans la zone de suture de l'Indus en Himalaya du Ladakh.** 11ème RST France Univ. Clermont II.

TALON C. (1988). - **L'unité des "Mélanges" d'Omlung. Une activité volcanique en milieu océanique au Maastrichtien supérieur.** Colloque Himalaya-Karakoram-Tibet, Soc. Géol. Suisses, Musée cantonal de Géologie, Instituts de géologie et de minéralogie de l'UNIL. Lausanne, 5 et 6 Oct. 1988.

TEWARI A.P. (1964). - **On the upper Tertiary deposits of Ladakh Himalayas and correlations of various gestectonics units of Ladakh with those of the Kuamaon-Tibet region.** Int. Geol. Cong., 22ème Ses. Ind., part. 11, pp. 37-58.

THAKUR V.C. (1981). - **Regional framework and geodynamic evolution ot the Indus-Tsangpo suture zone in Ladakh Himalayas.** Earth Sci., vol 72, pp. 89-97, 1981.

THAKUR V.C. (1983). - **Palaeotectonic evolution of Indus - Tsangpo suture zone in Ladakh and Southern Tibet.** *In* Geology of indus suture Zone of Ladakh, Wadia Inst. of Himal. Geol., Dehra Dun, V.C. Thakur & K.K. Sharma ed., pp. 195-204.

THAKUR V.C. & BAGATI T.N. (1983). - **Indus formation: an arc-trench gap sediments.** *In* Geology of indus suture Zone of Ladakh, Wadia Inst. of Himal. Geol., Dehra Dun, V.C. Thakur & K.K. Sharma ed., pp. 9-19.

THAKUR V.C. & BHAT M.I. (1983). - **Interpretation of tectonic environment of Nidar Ophiolite: a geochemical approach.** *In* Geology of indus suture Zone of Ladakh, Wadia Inst. of Himal. Geol., Dehra Dun, V.C. Thakur & K.K. Sharma ed., pp. 21-31.

THAKUR V.C. & MISRA D.K. (1983). - **Ophiolitic melanges in the Indus Suture Zone: lithological description and structural features.** *In* Geology of indus suture Zone of Ladakh, Wadia Inst. of Himal. Geol., Dehra Dun, V.C. Thakur & K.K. Sharma ed., pp. 33-40.

THAKUR V.C. & MISRA D.K. (1984). - **Tectonic framework of the indus and Shyok suture zones in eastern Ladakh, Northwest Himalaya.** Tectonophysics, 101, pp. 207-220

THAKUR V.C. & VIRDI N.S. (1981). - **Lithostratigraphy, structural framework, deformation and metamorphism of the south-eastern region of Ladakh Kashmir Himalaya, India.** Himal. Geol., vol. 9, pp. 63-78

THIEULOY J.P., REUBER I., MASCLE G., FAROOK LOAN M., FRANK P., COLCHEN M. (1990) - Découverte d'Oxytropidoceras dans la série volcano-sédimentaire de Dras (Ladakh): conséquences géodynamiques. Bull. Soc. Géol. France, 1990, (8), t. VI, n° 4.

TRIVEDI J.R., GOPALAN K., SHARMA KEWAL K., GUPTA K.R. & CHOUBEY V.M. (1981). - **Rb-Sr age of Gaik Granite, Ladakh Batholith, northwest Himalaya. Indian Acad. Sci., 1981, n° 91, p.p. 65-73.**

TROMMSDORF V., DIETRICH V.J. & HONEGGER K. (1982). - The Indus Suture Zone: paleotectonics and igneous evolution in the Ladakh Himalaya. "Mountain building", Academic Press, K.J. Hsü ed., London, chapitres 2-6.

VAIL P.R., COLIN J-P., DU CHENE R.J., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987). - **La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris.** Bull. Soc. géol. France, 1987, (8), t. III, n° 7, pp. 1301-1321.

VANDAMME D. & VINCENT E. (1988). - **Ocean drilling program Leg 115-ODP. Point chaud et dissolution des carbonates dans l'Ouest de l'Océan Indien.** Géochronique, n° 26, p. 12, Mai 1988.

VAN HAVER T. (1984). - **Etude stratigraphique, sedimentologique et structurale d'un bassin d'avant arc: exemple du bassin de l'Indus, Ladakh, Himalaya.** Thèse 3ème cycle de géologie appliquée, Univ. scientifique et médicale de Grenoble, France. Ed. CNRS, Groupement de Recherche Coordonnées Himalaya Karakorum 13002, 1 Pl. Aristide Briand, 92190 Meudon, France. 204 p., 1 carte hors texte.

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. It. Paleont., v. 90, n. 1, pp. 87-102, Luglio, 1984.

VAN HAVER T., BONHOMME M. G., MASCLE G. & APRAHAMIANJ.(1986). - **Analyses K/Ar de phyllites fines des formations de l'Indus au Ladakh (Inde). Mise en évidence de l'âge Eocène supérieur du métamorphisme.** C. R. Acad. Sc. Paris, t. 302, Série II, n° 6, 1986.

VIDAL Ph., COCHERIE A. & LE FORT P. (1982). - **Geochemical investigations on the origin of the Manaslu Leucogranites (Himalaya Nepal).** Geochim. et Cosmochim. Acta, 46, pp. 2279-2292.

VIRDI N.S. (1981). - **Geotectonic evolution of the Indus Suture Zone.** *In* Contemporary Geoscientific researches in Himalaya, vol. 1, Tectonic regional geology and biostratigraphy, Sinha A.K. ed., pp. 131-136.

VIRDI N.S., THAKUR V.C. & KUMAR S. (1977). - **Blueschist facies metamorphism from the Indus suture zone of Ladakh and its significance.** Himal. Geol., vol. 7, pp. 479-482.

VON HUENE R. (1984). - **Structural diversity along modern convergent margins and the role of over-pressured pore fluids in subduction zones.** Bull. Soc. Geol. France, 1984, (7), t. XXVI, n°2, pp. 207-220.

WADIA D.N. (1937). - **The Cretaceous volcanics series of Astor-Deosai, Kashmir, and its intrusions.** Rec. Geol. Surv. of India, vol. 72, pp. 151-161.

WEN RONG CHI, NAMSON J. & SUPPE J. (1981). - **Stratigraphic record of plate interactions in the coastal range of Eastern Taïwan.** Memoir of the Geol. Soc. of China, n°4, pp. 155-194, October 1981.

WESTBROOK G.K. & SMITH J. (1983). - **Long decollements and mud volcanoes: evidences from the Barbados Ridge Complex for the role of high pore-fluid pressure in the development of an accretionary complex.** Geology, vol. 11, pp. 279-283, May 1983.

BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE POITIERS SCIENCES

THE FORMATIONS OF THE NORTH NEOTETHYAN MARGIN AND THE OPHIOLITIC MELANGES OF THE INDUS SUTURE ZONE IN THE LADAKH HIMALAYA, INDIA

Stratigraphy, tectonic and geodynamic evolution.

Key words: Mesozoïc, Cenozoïc, Neotethys, Himalaya, Ladakh, suture, active margin, ophiolitic melanges.

Abstract

In the area of the Indus Suture Zone in ladakh Himalaya, the lithostratigaphical, biostratigraphical, sedimentological, petrographical and structural studies allow us to distinguish several sets of units:

- units belonging to the north neotethyan margin;
- remnants of the neotethyan ocean;
- distal parts of the south neotethyan margin.

These data, associated with an interpretation in terms of sequence stratigraphy, give us precisions on the paleogeography of the Ladakh Block before and during the subduction of the neotethyan oceanic crust under Eurasia, and allow us to reconstruct its structural evolution during the collision.

* **Before the subduction**, the Ladakh Block, lying near the equator, looked like a broad expanse of oceanic lithosphere of Middle Jurassic age surrounding some small isolated continental remains.

* **The island arc volcanism in the north neotethyan margin** began in Lower Cretaceous, before Aptien (probably during Barremian), sooner than in the Lhasa Block (Albian).

The first submarine lava flows poured out, while the volcano-sedimentary turbidites and rockfalls took place in the basin.

* **Island arc evolution** : during Aptian and Lower Albian, volcanodetritic turbidites settled down. simultaneously calcareous platforms were developping around the emerged parts of the island arc.

During a later stage, while the arc areas intruded by plutons lifted up, the fore arc basin sank. In this later parts, the deep sea fans expanded. This type of sedimentation carried on up to the Upper Paleocene.

* **Last marine deposits:** since the end of Paleocene, a thick infra to supra littoral sedimentation has been taking place in the fore arc bassin, consisting of detritics and lenticular bioclastic limestones.

At the end of Lower Eocene, the residual marin basin, lying between the two margins, suddenly disappeared, due to the conjunction of the collision effects and a sharp regressive eustatic peak.

* **Structuration during the collision:** first of all, the southern parts of the fore arc were sliced southwards. Then, these previous structural units were set upright and toppeled over northwards.

After, in the suture zone, on a substratum composed by structural units belonging to the both margins, settled down the continental formations of the épisutural basin.

During the final stages of the collision, the units of the suture zone were backthrusted northwards.

LES FORMATIONS DE LA MARGE NORD-NEOTETHYSIENNE ET LES MELANGES OPHIOLITIQUES DE LA ZONE DE SUTURE DE L'INDUS EN HIMALAYA DU LADAKH, INDE

Stratigraphie, tectonique, évolution géodynamique.

Mots clefs: Mésozoïque, Cénozoïque, Néotéthys, Himalaya, Ladakh, suture, marge active, mélanges ophiolitiques.

Résumé

Dans la zone de suture de l'Indus en Himalaya du Ladakh, l'étude lithostratigraphique, biostratigraphique, sédimentologique, pétrographique et structurale, conduit à différencier plusieurs catégories d'unités:

- les unités appartenant à la marge nord néotéthysienne ;
- des témoins de l'espace océanique néotéthysien ;
- des unités de marge distale sud néotéthysienne (nord-indienne).

Ces données, associées à une interprétation en terme de stratigraphie séquentielle, permettent de préciser la paléogéographie du Bloc du Ladakh avant et pendant la subduction de la Néotéthys sous l'Eurasie, puis d'envisager son évolution structurale pendant la collision.

* **Avant la subduction**, le bloc du Ladakh, situé vers l'équateur, se présentait sous la forme d'une vaste étendue de lithosphère océanique d'âge jurassique moyen englobant quelques témoins isolés de nature continentale.

* **Le volcanisme d'arc** y a débuté au Crétacé inférieur, avant l'Aptien (probablement au Barrémien), soit plus tôt que dans le Bloc de Lhasa (Albien). Les premiers épanchements volcaniques sous-marins voisinaient avec des turbidites volcano-sédimentaires et des flyschs à blocs.

* **Développement de l'arc insulaire** : pendant la période Aptien-Albien inférieur se sont déposées, dans les bassins, des turbidites volcano-détritiques. Simultanément, des plates-formes carbonatées à rudistes s'installaient sur le pourtour des parties émergées de l'arc.

Ensuite, tandis que les régions de l'arc intrudée par les plutons se soulevaient, le bassin d'avant-arc s'enfonçait, et voyait le développement des cônes sous-marins. Ce type de sédimentation s'est poursuit jusqu'au Paléocène supérieur.

* **Derniers dépôts marins:** à partir de la fin du Paléocène le bassin d'avant-arc devint le siège d'une épaisse sédimentation marine infra à supra-littorale détritique, admettant des passées lenticulaires de calcaires bioclastiques.

A la fin de l'Eocène inférieur, le bassin marin résiduel situé entre les deux marges disparut brutalement, sous l'effet conjugué de la collision et d'un pic régressif eustatique accusé.

* **Structuration pendant la collision:** la partie sud du bassin d'avant-arc fut affectée par des chevauchements vers le Sud. Ensuite, les unités structurales ainsi crées furent redressées et basculées vers le Nord.

Dans la zone de suture s'individualisa alors le bassin des formations continentales d'épisuture, dont le substratum était constitué d'unités structurales des deux anciennes marges.

Au cours des stades ultimes du serrage, cet ensemble fut affecté par des charriages à vergence nord.