

Arnaud Pêcher et François Valla

Une coupe de l'Himalaya au Ladakh Indien

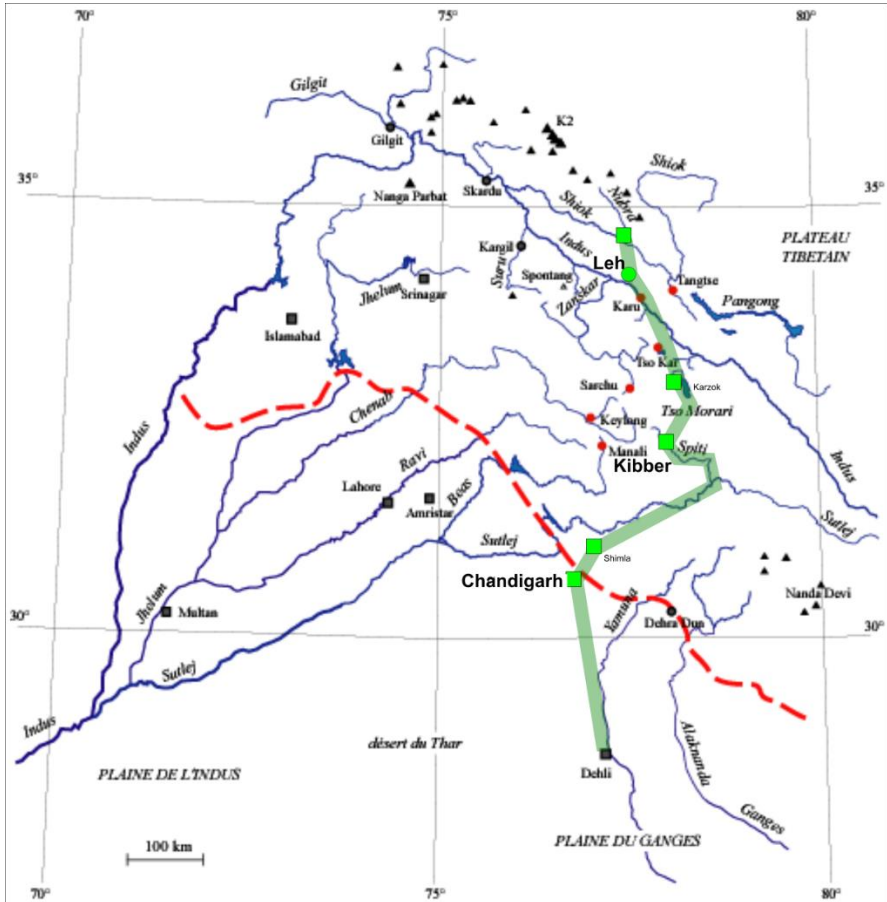
De Chandigarh à la Nubra, par Kibber et le Tso Morari

19 juillet - 20 Aout 2019

Partie II - Le programme journalier



Des environs de Kartzog, le lac du Tso Morari, à 4550 m d'altitude (ph. A. Pêcher)



Le réseau hydrographique de l'Himalaya du Nord-Ouest

Les triangles noirs marquent les principaux sommets. Par ordre de taille des triangles

- altitude > 8000m (Nanga Parbat et 4 sommets du Karakorum, dont le K2, 8611 m, second sommet de l'Himalaya-Karakorum après l'Everest),
- altitude entre 8000m et 7500m,
- quelques uns des autres sommets d'altitude >7000m

Tous les "plus de 7000" sont situés dans le Karakorum et le Nanga Parbat, à l'Ouest de notre transect, ou dans le groupe de la Nanda Devi, à l'Est.

En tireté rouge épais, le front morphologique de l'Himalaya. Entre les bassins de l'Indus et du Ganges, le désert du Thar correspond à une zone endoréique.

En vert : de Delhi à la Nubra, notre itinéraire et quelques lieux étapes repères

LA COUPE CHANDIGARH-LADAKH

Le long de la coupe que nous suivrons, nous verrons un Himalaya assez différent du "modèle himalayen" classique, élaboré en Himalaya central (Népal) : la chaîne est ici plus large et plus confuse morphologiquement, avec plusieurs lignes de crêtes. Le drainage se fait vers la Sutlej (le principal affluent de l'Indus), par des rivières torrentueuses aux tracés détournés, parallèles à la chaîne dans leur partie supérieure. Il n'y a plus les grandes vallées transverses de l'Himalaya central, voies de circulation naturelles entre la plaine indienne et le plateau tibétain. Les cols qui permettent de passer d'une rivière à l'autre sont très hauts, autour de 5000m, et pourtant ici, entre le Karakorum et la Nanda Devi, l'Himalaya est moins haut qu'ailleurs: pas de 8000m, mais des sommets en général autour de 6000 à 6500 m d'altitude. Au Nord, nous traverserons une zone très élevée (souvent plus de 5000 m d'altitude), à assez faible relief, dans des paysages très arides, aridité à peine interrompue par les oasis irrigués de la vallée de l'Indus, ou par les grands lacs endoréiques du Tibet (tels le Tso Morari).

Géologiquement, les différences sont nombreuses aussi : pas de Moyen-Pays bien défini comme au Népal, mais des nappes cristallines peu visibles au cœur de fenêtres (fenêtre de Kishtwar et de Kulu-Rampur, que nous recouperons); pas de Cristallin du Haut Himalaya formant une simple dalle de gneiss et migmatites sous une couverture sédimentaire décollée, mais un Haut Himalaya fait de granites et de sédiments métamorphisés à des degrés très variables, structuré en deux grandes nappes : "Lower Crystalline nappe" et "nappe de Shikar Beh, avec dans cette dernière des indices de déplacement superposés, d'abord vers le Nord puis vers le Sud; pas de faille Nord Himalayenne bien localisée (du moins au niveau de notre coupe), mais un faisceau de failles plus confus; et surtout, nous atteindrons les zones internes de la chaîne : zone de subduction océanique et continentale (ophiolites, gneiss ultra haute pression du Tso-Morari) et formations construites sur la marge asiatique.

Sur toute une partie de la coupe que nous suivrons (vallées de la Sutlej et de la Spiti), il n'y a pas de travaux récents facilement accessibles. La meilleure source d'information reste un article d'A. Steck (2003, Swiss J. of Geosciences), accompagné d'une carte et d'une coupe pour la partie allant de Kibber à l'Indus. Vous en trouverez plusieurs extraits dans le trajet décrit jour par jour. Cet article synthétise de nombreux travaux de thèse effectués à l'Université de Lausanne sur le Ladakh, repris maintenant sous la direction de J.L. Epard (en particulier travaux récents de Buchs et Epard, 2018, sur la région du Tso Morari).

Toute la partie du trajet proche la frontière chinoise (vallée de la Sutlej en amont de Kalpa, basse vallée de la Spiti) a été peu ou pas explorée par les géologues, occidentaux ou indiens. Elle est très mal documentée, même si on peut aisément extrapoler à partir de la géologie connue plus à l'Ouest.

Personnellement, je n'ai jamais réalisé la coupe qui va nous mener de Shimla au Tso Morari, et la découvrirai en même temps que vous. Dans cette zone, et jusqu'au Tso Morari, les arrêts proposés ont été repérés sur Google Earth. D'autres arrêts seront décidés au fur et à mesure, en fonction de ce que nous verrons dans le paysage...

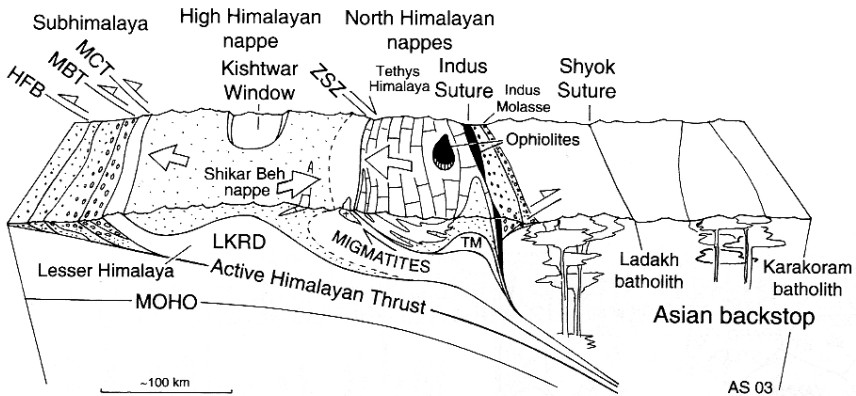


Figure 2-1 - Les grandes unités tectoniques de l'Himalaya du Nord-Ouest (Steck, 2003). De gauche à droite, c'est-à-dire du Sud au Nord, HFB : Front Himalayen (Himalayan Front Boundary, qui selon les endroits est un chevauchement ou un anticlinal sur un chevauchement aveugle); MBT : Chevauchement Bordier (transportant le Moyen Himalaya sur l'avant-pays molassique); MCT : Chevauchement Central (base du Haut Himalaya); LKRD : dôme de Larji-Kullu Rampur (localement crevé en fenêtre laissant voir les nappes sous-jacentes du Moyen Himalaya); ZSZ : Zaskar shear-zone, ou zone de faille Nord Himalayenne. TM : dôme du Tso-Morari. La klippe ophiolitique (en noir) au Sud de l'Indus correspond à la klippe de Spontang.

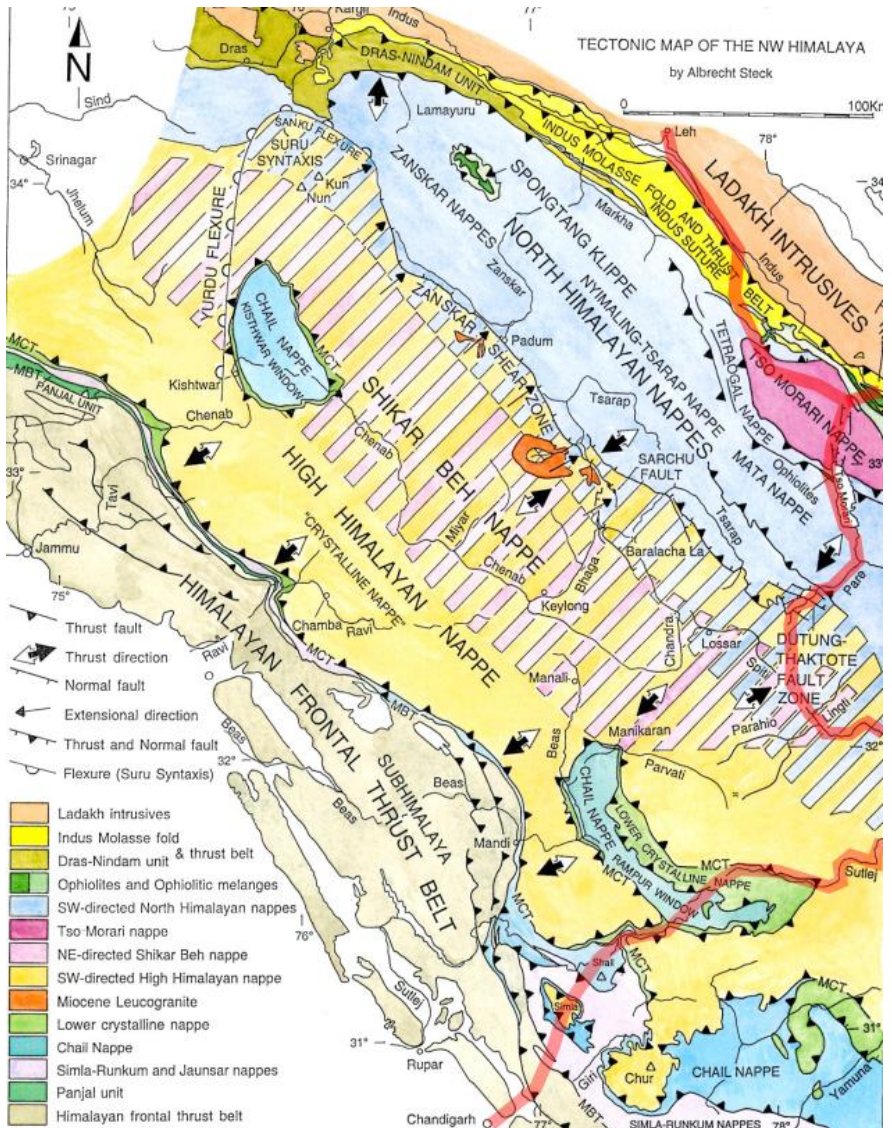


Figure 2-2 Carte tectonique de l'Himalaya du Nord-Ouest (Steck, 2003). Trait rouge : notre trajet de Chandigarh à Leh. Pour la partie Sud de notre itinéraire, on distingue bien les grandes unités tectoniques que nous traverserons : 1) au SE du MBT, les Siwaliks. 2) Les nappes du bas Himalaya : au bas de la pile du Moyen Himalaya, la nappe de Chail; au dessus, pincée entre Chail et le système du MCT, la nappe Simla-Runkun. 3) la pile du haut Himalaya, avec à sa base la nappe cristalline inférieure, entre le Munsiri Thrust et le MCT, et au dessus la nappe cristalline du Haut Himalaya (en jaune), où les séries sédimentaires sont encore bien reconnaissables sous l'empreinte métamorphique.

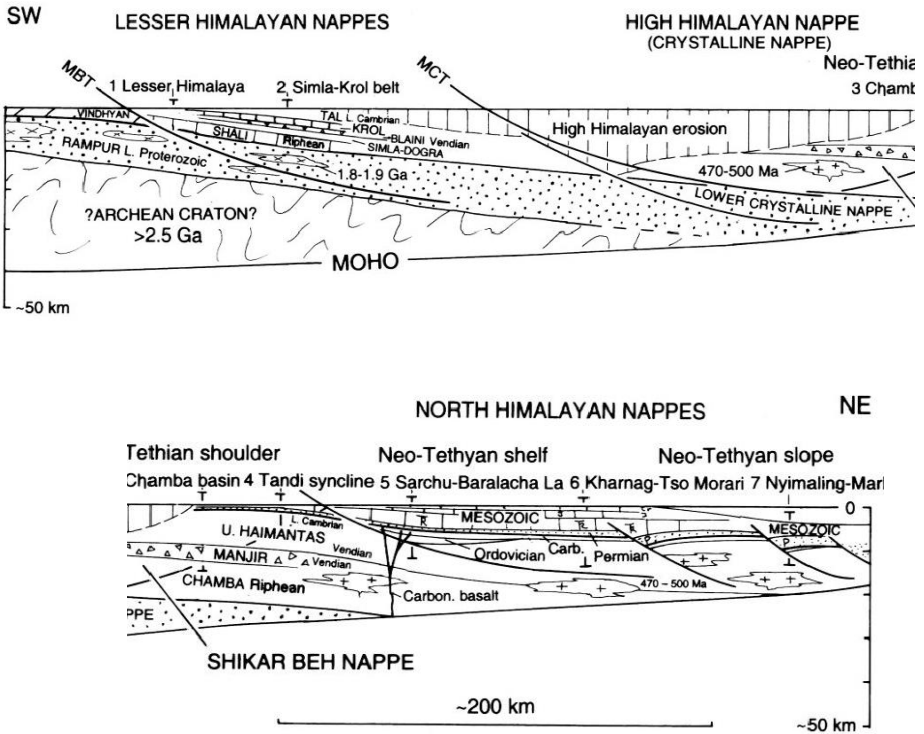


Figure 2-3 Reconstruction palinspastique (c'est-à-dire une coupe qui montre le positionnement initial des unités géologiques) de l'Himalaya du NW. Cette coupe montre la géométrie de la marge passive indienne avant la collision continentale Inde-Asie, avec la position des futurs chevauchements et limites de nappes. Après la collision, le raccourcissement absorbé par cette marge est estimé de l'ordre de 500 km.



J1 - en train , DEHLI- SHIMLA (2450 m)

Jusqu'à Chandigarh, nous traversons la grande plaine du Ganges, où s'accumulent les sédiments quaternaires produits par l'érosion actuelle de l'Himalaya : c'est un "bassin flexural", qui reflète le fléchissement de la croûte indienne sous le poids de la chaîne himalayenne en cours d'avancée vers le Sud. L'épaisseur des sédiments est très faible au niveau de Delhi, où ressortent même en relief quelques crêtes quartzitiques du bouclier indien stable, orientées N-S. Plus au nord, l'épaisseur des sédiments quaternaires croît rapidement et atteint plus de 5 à 7 km d'épaisseur au pied de la chaîne, sous le chevauchement frontal himalayen.

A Chandigarh, le relief apparaît brutalement. Ce sont les Siwaliks, des grès et conglomérats qui remplissaient un ancien bassin flexural Paléocène à Miocène (55 à 8 Ma). Ce bassin est maintenant incorporé à la chaîne, ses sédiments sont plissés et faillés. Au Nord, ils sont chevauchés par les formations précambriennes du Bas Himalaya, le long du MBT (Main Boundary Thrust). Au Sud, ils chevauchent à leur tour le Quaternaire de la plaine du Gange, le long du chevauchement actif du MFT (Main Frontal Thrust). Pour toute la zone entre MBT et MFT, on parle de l'**avant pays mollassique** himalayen. La mollasse est un terme qui désigne les sédiments détritiques surtout continentaux (formations deltaïques) accumulées dans les bassins peri- ou intra-montagneux.

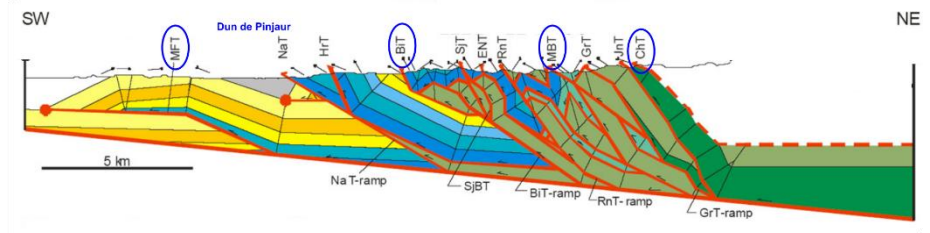


Figure 2-4 Coupe de la partie frontale de la chaîne (D.K. Mukhopadhyay et P. Mishra, 2007). Le profil débute un peu à l'Ouest de Chandigarh, et se termine peu au Sud de Shimla. Il passe par Subathu. Dans les tons jaunes, les formations jeunes des Siwaliks (Pliocène, Miocène). Dans les tons bleus, les formations plus anciennes (Oligocène-Eocène) de Subathu-Dagsai. Dans les tons verts, au dessus du MBT, les formations précambriennes des nappes inférieures du Moyen Himalaya.

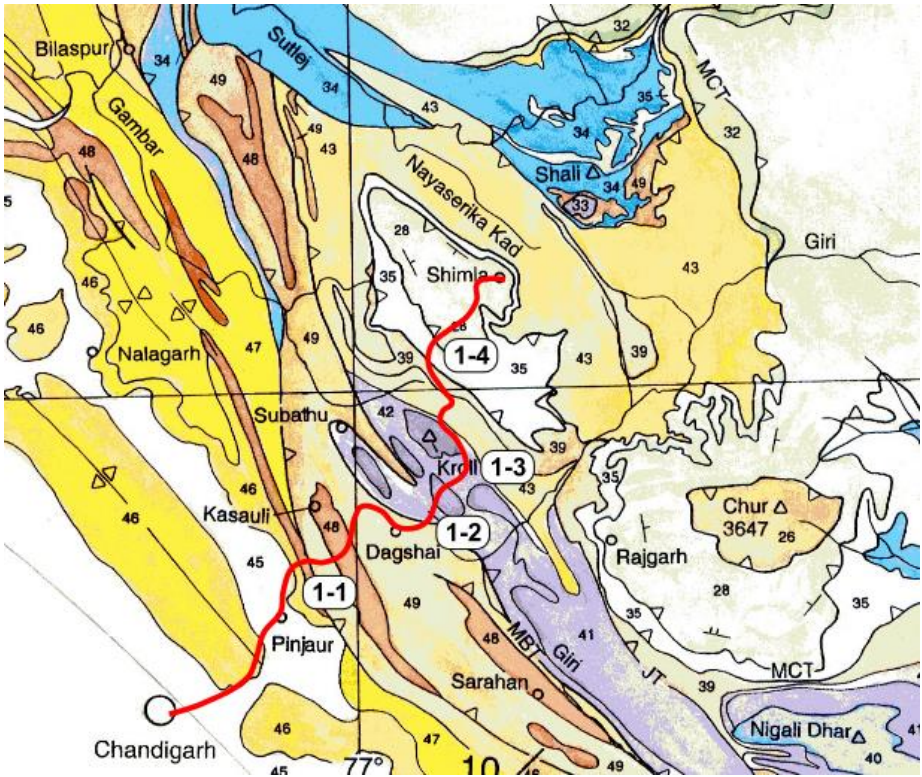


Figure 2-5 (Extrait de la carte de Steck et al., 2003). Géologie du SubHimalaya (Siwaliks) et de la klippe de Simla. En rouge, tracé approximatif de la voie ferrée Chandigarh-Shimla. Formations : au SW du MBT, 46 et 47 : Upper et Lower Siwaliks. 48 et 49 : formation de Murrees et de Subathu. Entre le MBT et le MCT, formations du Bas Himalaya, 41 et 42 : formations carbonatées de Kroll, néo-Protérozoïque; 43 : argilites de Simla, conglomérats de Blaini; 35 : quartzites de Berinag. Au dessus du MCT, séries inférieures ("gondwaniennes", du paléozoïque) du Haut Himalaya, dont les graywackes (grès impurs) de la série de Phe.

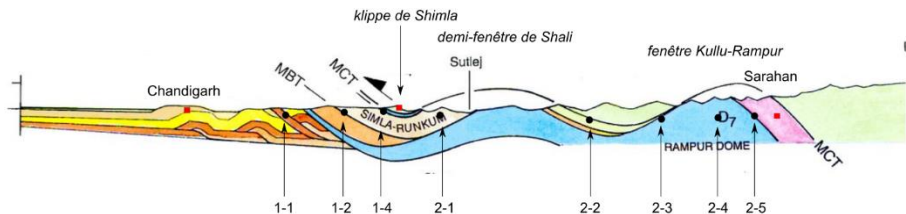


Figure -2-6 Coupe de Chandigarh à Sarhan, position des arrêts des jours J1 et J2

Les Siwaliks forment un empilement d'écailles tectoniques, accompagnées de plis en chevrons. Leur stratigraphie et leur structure ont été bien étudiées, car c'est une zone où ont été découverts du pétrole et du gaz. La figure 2-4 montre une coupe interprétée qui passerait au niveau de Chandigarh. Elle exagère sans doute un peu le nombre et l'ampleur des écaillages, mais montre bien les répétitions multiples des différentes unités, et les anticlinaux formant de potentiels pièges à hydrocarbures. La figure 2-7 montre une reconstitution du bassin où se sont déposés les sédiments, avant la déformation himalayenne.

Pour suivre la coupe, quelques points particuliers repérés sur la carte géologique (localisation assez approximative), avec leurs coordonnées GPS.

1-1 (76.969856°/30.842543°) Passage des Siwaliks aux Formations de Subathu-Dagshai (chevauchement de Bilaspur)

1-2 (77.092803° / 30.894607°) Peu après Dagshai, à l'entrée de Solan, le passage du MBT devrait se marquer par l'apparition dans le paysage de formations schisteuses sombres et de barres calcaires (formations infra-Kroll, de la fin du Protérozoïque, formant la nappe la plus basse du Moyen Himalaya extérieur.

1-3 (77.123003°/ 30.974885°) Passage aux séries plus argileuses et conglomératiques de Blaini

1-4 (77.125163°/ 77.125163°) Passage du MCT, à la base de la klippe de Shimla (ou Simla). Au dessus, toujours des formations variées, argileuses ou carbonatées (formations de Kroll, à la limite Précambrien-cambrien, et formation plus gréseuse de Phe, que nous verrons largement dans la suite du parcours)

On notera les points suivants:

- en règle générale, les chevauchements sont de plus en plus jeunes en allant du Nord vers le front Sud de la chaîne. Ceci n'est pas systématique, certains chevauchements recoupant "hors séquence" des chevauchements plus anciens.
- le chevauchement le plus récent est le MFT. Dans les coupes 2-4 ou 2-6, il est "aveugle", seulement marqué en surface par un anticlinal, transportant à son dos un Dun (les "duns" sont des bassins quaternaires intra-Siwaliks, comme le bassin de Pinjaur, juste au N de Chandigarh)
- deux autres zones principales de chevauchement : le chevauchement de Bilaspur (BiT), qui remonte la partie basse de la série Tertiaire (Subathu-Dagsai) au dessus des Siwaliks, et la zone du MBT (Lesser Himalaya Thrust system), qui remonte les nappes du Moyen Himalaya au dessus du prisme tertiaire
- au Nord, la coupe 2-4 se termine au chevauchement de Chail : on est déjà dans la zone complexe des chevauchements du Moyen et Haut Himalaya.

Nous recouperons en train ces formations. Vous reconnaitrez sans doute aisément pour les Siwaliks les alternances métriques de bancs conglomératiques en reliefs et d'interbancs argileux, puis les argilites et les grès souvent verdâtres ou rougeâtres des formations de Subathu, et enfin les niveaux calcaires des formations Précambriennes de Chail et Kroll.

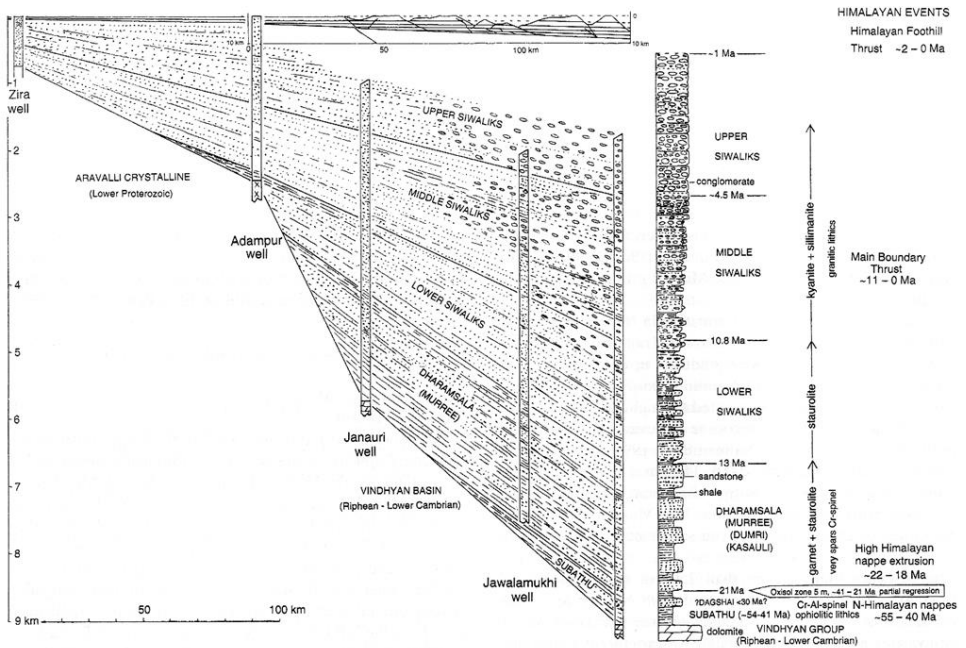


Figure 2.7 Reconstruction palinspastique (i.e. coupe qui montre le positionnement initial des unités géologiques) du bassin molassique à l'Ouest de Chandigarh

J2 - SHIMLA - vallée de la Sutlej - SARAHAN (2100 m)

Au cours de cette première journée de voiture, nous descendrons de Shimla vers la Sutlej en contournant par le sud la demi-fenêtre tectonique de Shali. Puis en remontant la rivière, nous recouperons le dôme de Rampur, terminaison Sud de la fenêtre de Kullu-Rampur où réapparaissent dans un grand anticlinal tardif les nappes du Bas-Himalaya (nappe de Shail et nappe cristalline inférieure). Nous logerons à Saharan. Le village est assis sur les gneiss et granites de la "nappe cristalline inférieure" (sous le MCT principal).

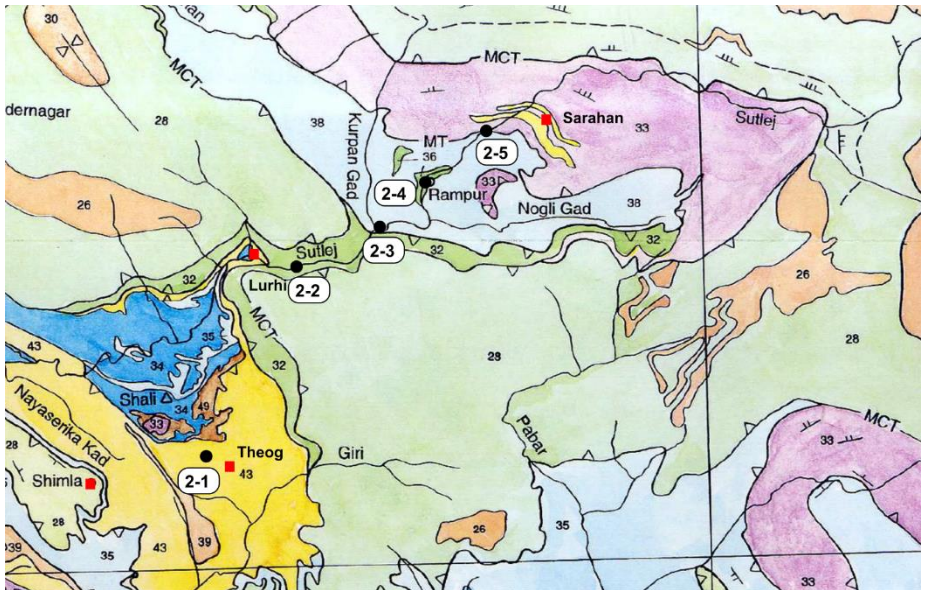


Figure 2-8- Les principaux arrêts envisagés pour J2. Extrait de la carte de Steck, 2003. En superposition structurale, de bas en haut : 34 et 38 : nappe de Chail, affleurant dans la demi-fenêtre de Shali et dans la fenêtre de Rampur. 43 : nappe Simla-Run Kun. 32 et 33 : nappe cristalline inférieure. 28 : séries Gondwaniennes (surtout Cambrien) du Haut Himalaya. Une légende détaillée de la carte géologique est donnée à la fin du livret.

Les arrêts envisagés :

2-1 (77.321565°/ 31.113427°) Très vite après Shimla (ou Simla), la route traverse la nappe de Simla-Runkun, avec les formations "classiques" de Kroll, Tal et Blaini, mal datées de la fin du Précambrien. D'après la carte de Steck, 2003, nous devrions voir surtout les argillites de Simla et les conglomérats de Blaini. Nous devrions trouver des affleurements corrects en bordure de route entre Kufri et Theog (ici, nous sommes dans l'Himalaya tropical, soumis à la mousson, très végétalisé et aux sols altérés parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur, et les affleurements corrects parfois rares)

2-2 (77.451362°/ 31.343767°) Après Theog, la route va redescendre vers la vallée de la Sutlej, atteinte près de Lurhi. Nous allons rentrer pendant un moment dans les nappes du Haut Himalaya, géométriquement au dessus de la nappe de Simla-Runkun. On va donc traverser la zone du MCT.

Le MCT (Main Central Thrust) a été défini au Népal comme le grand chevauchement qui sépare les gneiss très métamorphiques du Haut Himalaya des formations moins métamorphiques du Moyen et Bas Himalaya. En réalité, il s'agit d'une zone de cisaillement complexe, où s'enracine une nappe moins métamorphique que le Haut Himalaya proprement dit : au Népal c'est la nappe de Kathmandou; au Garhwal-Kumaon la nappe d'Almora; ici la nappe cristalline inférieure. A sa base, une réplique du MCT, généralement appelé le Munsiri Thrust (MT). De plus, en Himalaya de l'Ouest - où nous nous trouvons - le Cristallin du Haut Himalaya est en général moins métamorphique qu'en Himalaya Central, et donc moins typique.

2-3 (77.552886°/ 31.384161°) Depuis l'arrêt précédent, nous suivons la Sutlej, en restant en principe dans la nappe cristalline inférieure, faite ici de schistes parfois carbonés (graphiteux). Au confluent de la Kurpan Gad et de la Sutlej, on entre dans la fenêtre de Kullu-Rampur, bien connue de longue date. A ce niveau, on passe donc une première fois le Munsiri Thrust, pour entrer dans la nappe la plus basse du Moyen Himalaya, la nappe de Chail. Il s'agit probablement ici de schistes, grès et quartzites.

2-4 (77.625010°/ 31.438871°). Au cœur de l'anticlinal, à Rampur, affleurent des roches magmatiques "basiques" (basaltes tholéitiques), datés de 1800 Ma (Protérozoïque). Elles marquent à cette époque une déchirure du craton indien. Elles suivent un épisode thermique (réchauffement du craton) marqué un peu partout en Himalaya par des laves "acides" et/ou des granites, datés aux environs de 1840-1900 Ma (au Népal : gneiss d'Ulléri, en Himalaya de l'Ouest, "porphyroïdes" de Ramgarh, granites plus ou moins orthogneissifiés de la nappe cristalline inférieure).

2-5 (77.712346°/ 31.499977°) De l'autre coté de l'anticlinal, on remonte dans la structure. On retransverse ici le Munsiri Thrust. Au dessus, en montant vers Sarahan, on devrait traverser surtout les granites protérozoïques (1840 Ma), transformés en gneiss par le métamorphisme himalayen (après 40 Ma)

Nuit à Sarahan (77.797693°/ 31.509287°/2100m)

Peu après Sarahan, nous quitterons le bas Himalaya et ses séries précambriennes. La figure 2-9 montre un schéma récapitulatif de la stratigraphie de ce qui deviendra l'empilement de nappes du Bas Himalaya

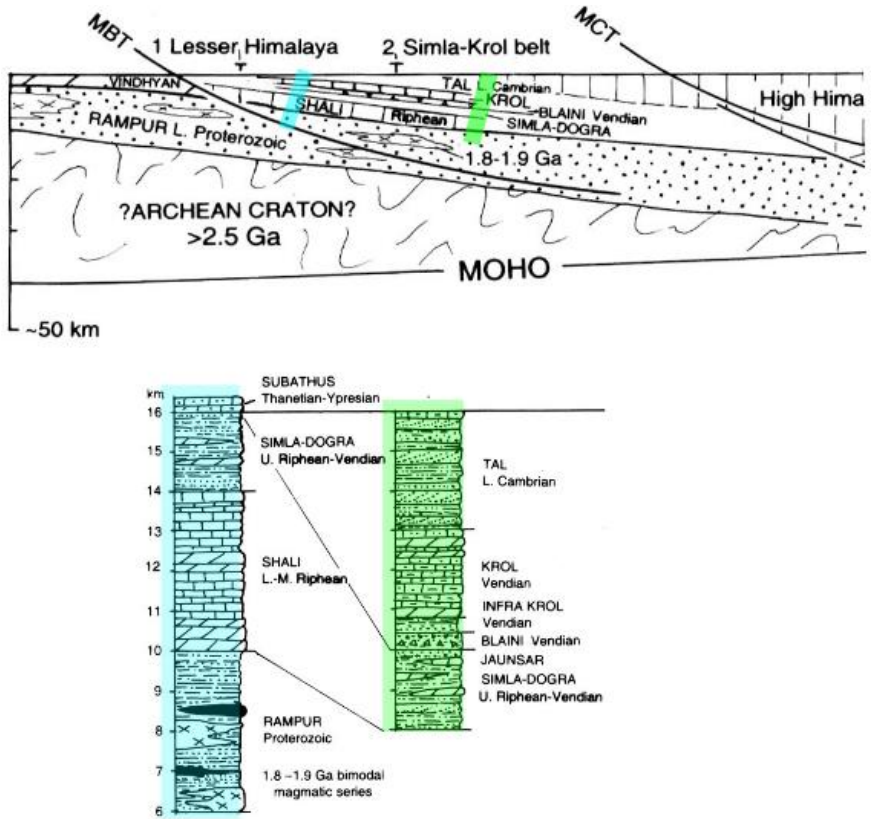


Figure 2-9 - Récapitulation des séries du Bas Himalaya : coupe palinspastique et logs stratigraphiques

Bas et Haut Himalaya

La différence entre Bas Himalaya (au Sud du MCT : on parle aussi de Moyen Himalaya ou des Midland Formations) et Haut Himalaya (au Nord du MCT), telle qu'elle apparaît en Himalaya Central, est beaucoup moins pertinente ici. On a affaire à un empilement de nappes, les plus hautes issues de la zone de la marge paléothétysienne indienne, et incluant surtout des **formations paléozoïques et mésozoïques** (entre 540 et 80 Ma), les autres étant d'origine plus méridionale, formées à partir du craton indien et incluant surtout des **formations protérozoïques** (entre 2000 et 540 Ma).

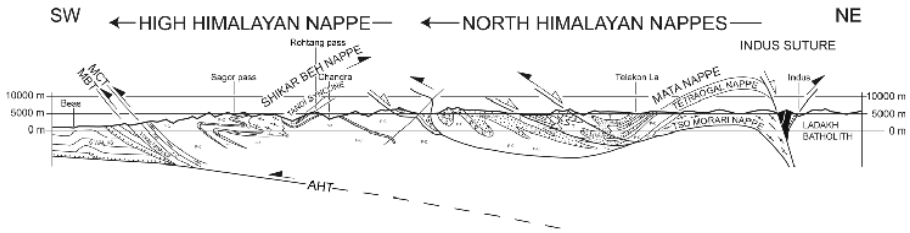


Figure 2-10- Coupe de l'Himalaya du NW (in Schlup et al., 2010) - AHT = Active Himalayan Thrust, MBT : Main Boundary Thrust ; MCT : Main Central Thrust ; O : conglomérats Ordovician, formation de Taple ; P-C : graywackes (grès impurs riches en feldspath) du Precambrian-Cambrian, formation d'Haimanta ; T : calcaires du Trias. Sur cette coupe, les nappes du Bas Himalaya affleurent très peu, et la fenêtre de Rampur n'est pas représentée

Tectonique du Haut Himalaya

Le Haut Himalaya a une structure complexe, polyphasée : au début, mise en place d'une première nappe, se déplaçant du Sud vers le Nord : c'est la nappe de Shikar Beh. Puis mise en place de nappes venues du Nord, suite de l'épaississement de la marge indienne, accompagnée d'un métamorphisme qui transforme les anciennes séries sédimentaires en schistes et gneiss.

A. Steck (2003) définit pas moins de 6 phases (6 étapes) de mise en place des nappes, de la plus ancienne à la plus récente :

- 1 - mise en place de la nappe de Shikar Beh (la nappe la plus basse du Cristallin du Haut Himalaya), avec une vergence (un déplacement) vers le Nord, et non vers le Sud.
- 2 - mise en place du cristallin du Tso Morari (éclogites d'ultra haute pression), les modalités de la remontée prêtant encore à discussion : système de nappe (le moteur principal est alors le raccourcissement, hypothèse privilégiée par A. Steck) ou exhumation selon un plan plus raide, favorisé par un couloir serpenteux (la gravité étant le moteur principal, hypothèse privilégiée par S. Guillot) (cf plus loin fig. 2-29 et 2-30),
- 3 - mise en place des unités plus superficielles (non éclogitiques) du Nord Himalaya (nappe du Tetraoal et nappe de Mata),
- 4 - mise en place de la nappe supérieure du Cristallin du Haut Himalaya. De manière à peu près synchrone, formation de la zone de faille Nord Himalayenne, qui au Zanskar est accompagnée d'un glissement vers le Nord de toute la pile du Nord Himalaya (donc un épisode tectonique à vergence Nord, mais local et sans rapport avec la mise en place de la nappe de Shikar Beh)
- 5 - formation du MBT et des nappes du Bas Himalaya, qui avec les nappes du Haut Himalaya forment les "nappes cristallines"
- 6 - formation des nappes et chevauchements de l'Avant Pays.

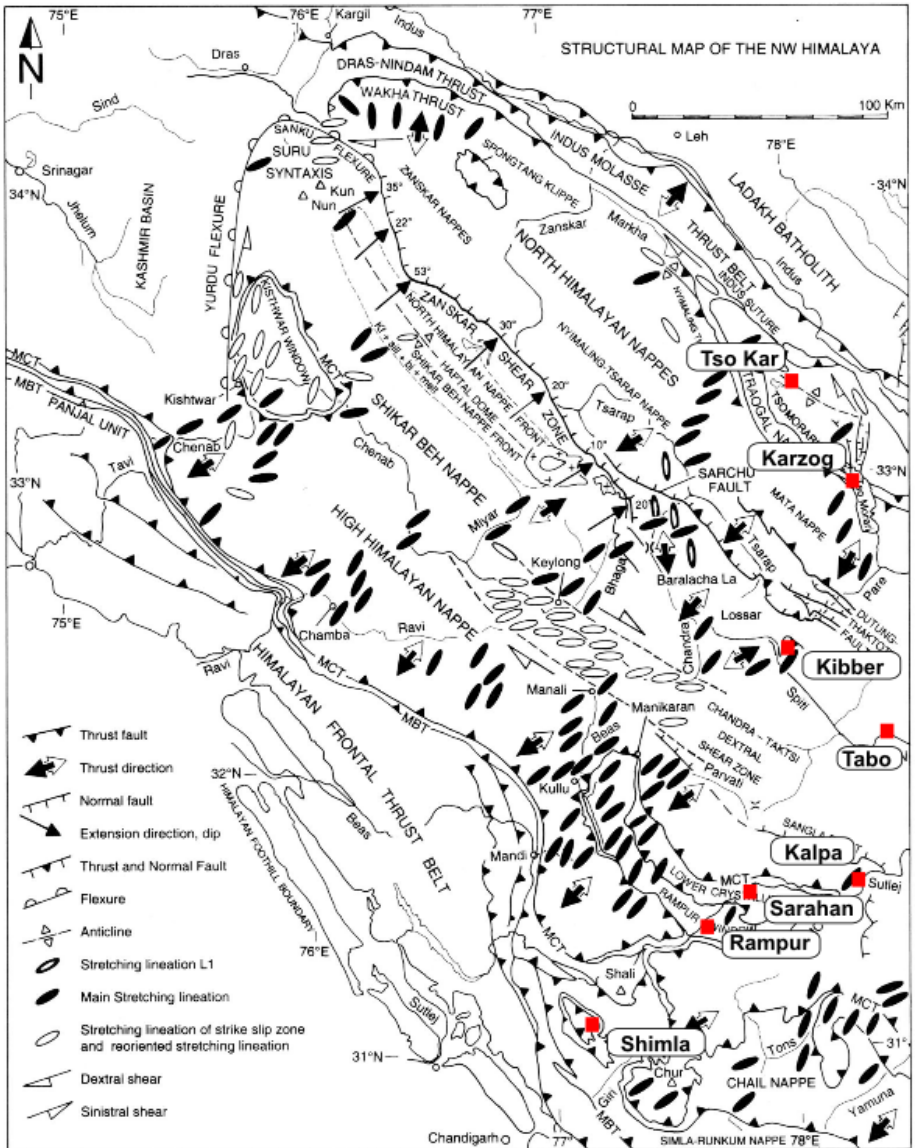


Figure 2-11 - (in Steck, 2003, fig. 6) Carte structurale de la zone Chandigarh-Leh. Les ellipses donnent la direction de l'étirement de la roche. Dans les zones de cisaillement peu pentées (nappes, chevauchements), cette direction d'étirement se confond avec la direction de cisaillement, donc un peu paradoxalement elle indique aussi la direction de raccourcissement global de la chaîne (convergence himalayenne). Carrés rouges : nos étapes (hormis celles du trek)

Métamorphisme et exhumation des nappes cristallines

En Himalaya du NW, le métamorphisme d'âge Tertiaire du Cristallin du Haut Himalaya et du Nord Himalaya est d'intensité très variable (fig. 2-12). Pour le cristallin du Nord Himalaya, nous verrons ce qu'il en est de la région du Tso Morari. Pour le cristallin du Haut Himalaya, le métamorphisme le plus faible est au sommet de la pile, dans la région entre Kibber et le Tso Morari (zone métamorphique appelée "anchizone", définie par l'association minéralogique prehnite-pumpellyite). Les roches les plus métamorphiques (migmatites et granulites à sillimanite + feldspath potassique) sont au cœur de structures en dômes, comme la fenêtre de Rampur.

On distingue plusieurs phases corrélées respectivement avec la mise en place de la nappe de Shikar Beh, puis l'empilement des nappes du Nord Himalaya, et enfin l'emplacement de la nappe du Haut Himalaya (au dessus du MCT).

L'exhumation des nappes du Nord et du Haut Himalaya est assez bien contrainte par de nombreuses données thermochronologiques, Ar/AR ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) ou TF (traces de fission), synthétisées dans Schlup et al., 2010 :

- Pour les nappes du Nord Himalaya (Tso Morari et les nappes sus-jacentes du Tetraogal et de Mata), leur détachement de la croûte indienne et leur mise en place vers le SW aurait débuté à 55 Ma, et le métamorphisme principal daterait de 48-40 Ma. L'exhumation de la pile de nappes à des profondeurs inférieures à 10 km serait déjà faite à 40-30 Ma (Tso Morari), et vers 30-20 Ma plus au Sud, près du front de ces nappes.

- Pour les nappes du Haut Himalaya, le métamorphisme a commencé avant 26 Ma. L'extrusion des nappes après 26 Ma s'est accompagnée entre 22 et 19 Ma de la formation de la zone de cisaillement Nord Himalayenne (détachement du toit des nappes), en même temps que le fonctionnement du MCT.

La partie nord des nappes a ensuite été exhumée rapidement à moins de 10 km de profondeur entre 26 et 10 Ma, la partie sud n'atteignant elle cette profondeur qu'entre 10 et 5 Ma.

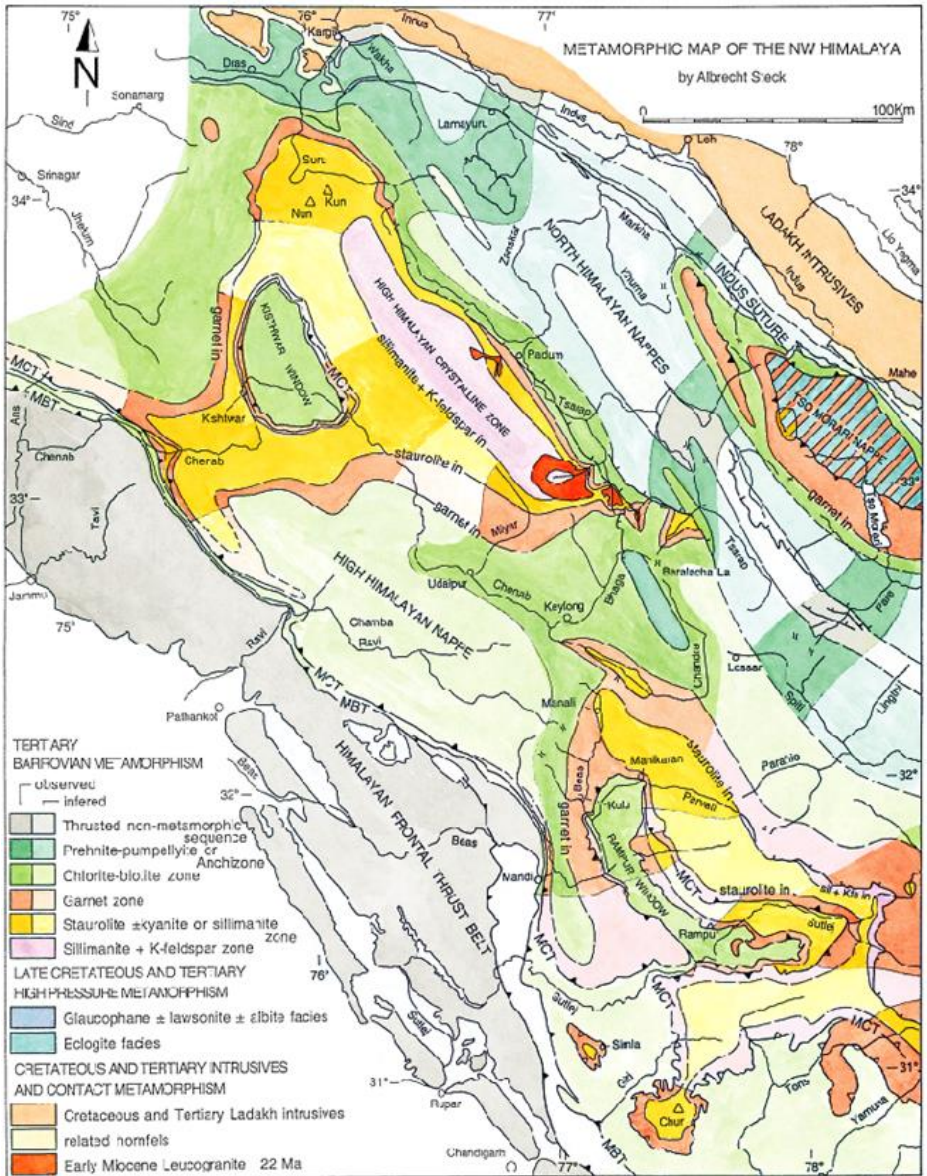


Figure 2-12 (Steck, 2003) - Carte métamorphique de l'Himalaya indien du Nord-Ouest. On retiendra surtout le métamorphisme dit "barrovien" (moyenne pression/moyenne température) de tout le Haut Himalaya, et le métamorphisme très haute pression de la région du Tso Morari

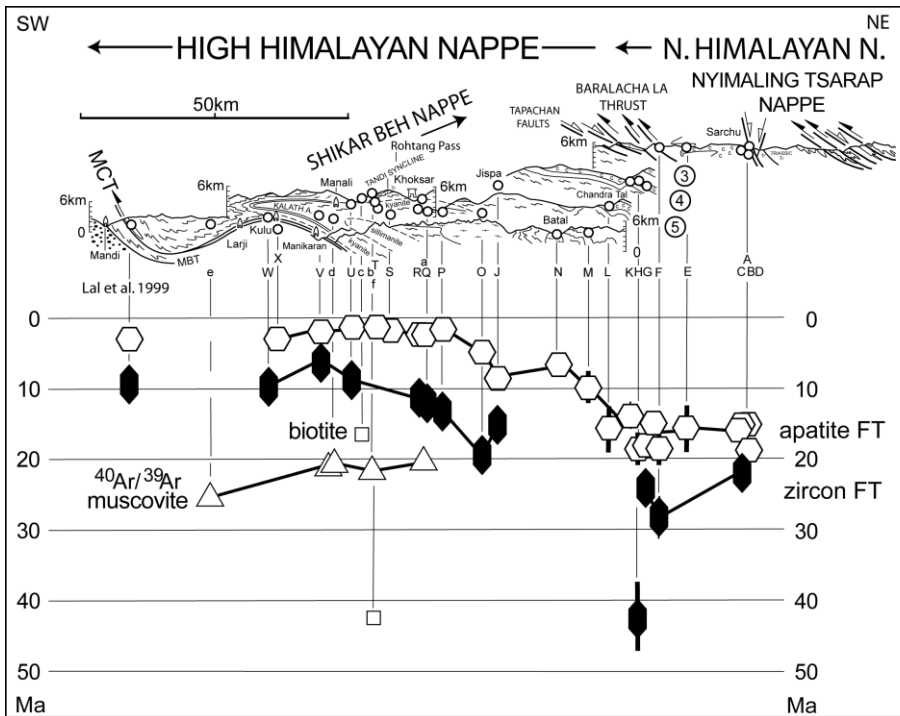


Figure 2-13 - (in Schlup, thèse, 2002, Schlup et al., 2003 et 2010) - Datations basse température dans le cristallin du Haut Himalaya le long d'un transect Mandi-Sarchu (un peu à l'Ouest de notre coupe, le long de la route principale Manali-Leh).

Les âges donnés ici correspondent à des âges en thermochronologie isotopique : pour un système isotopique père/fils donné et pour un minéral donné, c'est l'âge de fermeture de ce minéral quand la température descend au dessous d'une certaine température (température de fermeture), ce qui se produit quand la roche remonte en se refroidissant des zones profondes de la croûte (zone où a cristallisé le minéral) vers la surface. Les âges donnés ici correspondent aux passages des isothermes $450^{\circ} \pm 50^{\circ}\text{C}$ (âges Ar/Ar sur muscovite), $320^{\circ} \pm 50^{\circ}\text{C}$ (âges Ar/Ar sur biotite, carrés blancs), 200°C (traces de fission sur zircons) et 100°C (traces de fission sur apatites). On voit très bien que l'exhumation est plus jeune au Sud de la chaîne qu'au Nord.

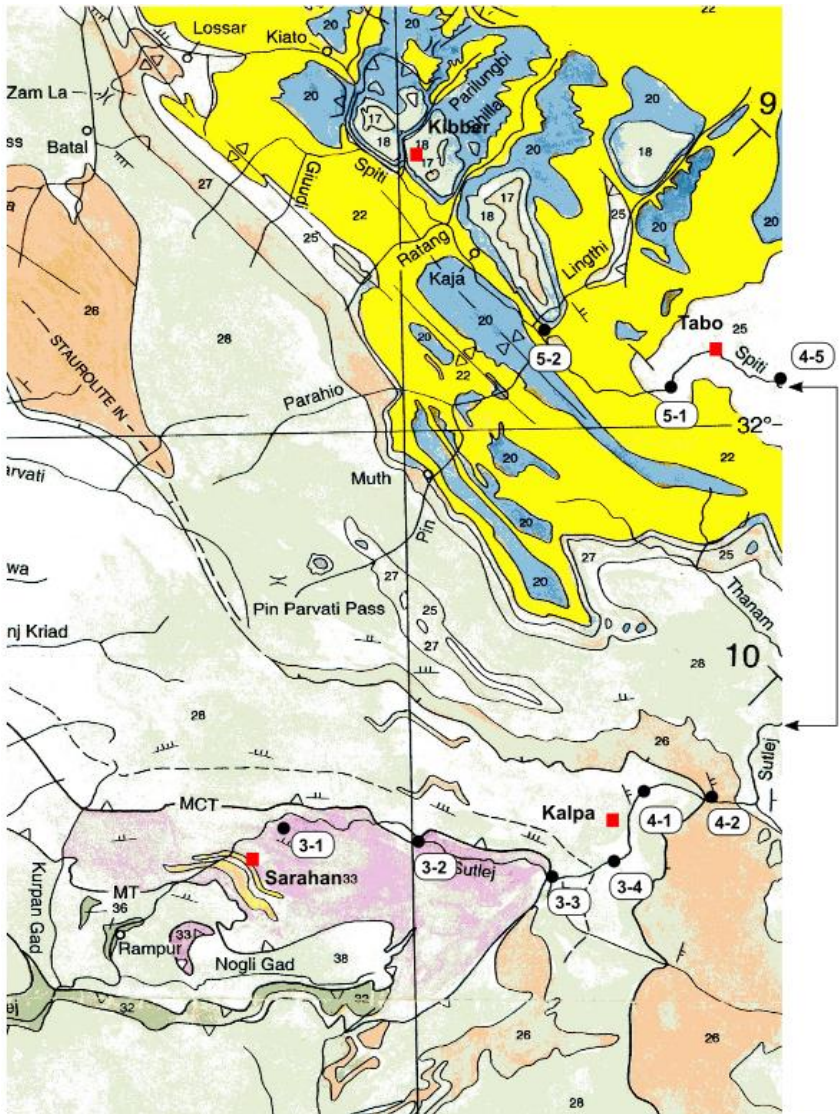


Figure 2-14 - Carte des arrêts entre Sarahan et Kibber (J3, J4 et J5) (Steck, 2003) 38 : phyllites et quartzites de Berinag (nappe de Chail). 33 : Nappe Cristalline inférieure, granites (1860-1900 Ma) et gneiss. 28 à 25 : séries gondwaniennes, Proterozoïque supérieur à carbonifère (26 :granites ordoviciens, 480 Ma). 22 à 17 : marge néothétysienne, Permien à Crétacé

J3 - SARAHAN - vallée de la Sutlej - KALPA (2960 m)

Une courte étape, qui nous mènera au dessus du MCT, dans les nappes du Haut Himalaya (carte p.17)

Les arrêts envisagés

3-1 (77.825062°/ 31.559968°) Dans la descente de Saharan vers la Sutlej, on traverse la Nappe Cristalline inférieure, sous le chevauchement principal de la zone du MCT (Main Central Thrust, qui en Himalaya Central sépare le cristallin du Haut Himalaya des nappes du Moyen Himalaya). D'après la carte, il s'agit ici de granites anciens (1840-1900 Ma) gneissifiés lors de la tectonique himalayenne

3-2 (77.958522°/ 31.561187°) et **3-3** (78.172514°/ 31.499612°) La vallée de la Sutlej recoupe deux fois le MCT. Nous essayerons de voir les structures de cisaillement associées. Au dessus du MCT, nous serons dans la série de formations épaisses (>5000 m) et monotones des Haimanthas, d'âge Riphéen et Vendien (fin du Précambrien, de 800 à 550 Ma) : grès impurs, pélites, quelques niveaux graphitiques, le tout métamorphisé. En effet, le métamorphisme himalayen est maintenant assez fort, et marqué par du grenat (que nous verrons sans doute facilement à l'œil nu) et du staurotide (en petits prismes noirs, plus difficiles à reconnaître)

3-4 (78.245530°/ 31.510250°) Toujours dans les formations des Haimantas, le métamorphisme est plus fort. Nous verrons sans doute plus facilement le staurotide, accompagné d'un silicate d'alumine de couleur bleue, le disthène (en anglais : kyanite). C'est un bon indicateur de métamorphisme, stable uniquement à pression moyenne ou forte, et à température moyenne : plus de 3.5 Kb et 450 à 600°C. Si la température est plus forte, il se transforme en sillimanite. Si la pression est plus basse, on aura à sa place de l'andalousite. Disthène, sillimanite et andalousite ont le même chimisme très simple (SiAl_2O_5), mais des formes cristallographiques différentes : on parle de polymorphes.

nuits à Kalpa (78.267395°/ 31.539253°)

J4 - KALPA - vallée de la Sutlej et de Spiti - TABO (3280 m)

Une longue journée d'auto (près de 200 km), pendant laquelle nous recouperons tout le cristallin du Haut Himalaya (Précambrien puis séries gondwaniennes du Paléozoïque, de moins en moins métamorphisées), avant de rentrer dans sa couverture Mésozoïque téthysienne, très faiblement métamorphique.



Figure 2-15 - Coupe schématique de la fenêtre de Rampur à la région de Kibber (Steck, 2003). Position approximative des arrêts des journées 3 et 4

La faille Nord Himalayenne

À l'Ouest de notre coupe (Zaskar) comme plus à l'Est (du Garwhal au Népal puis à l'Himalaya de l'Est), il y a une transition rapide entre le Cristallin du Haut Himalaya, très métamorphique (à sillimanite-feldspath potassique) et les séries Paléozoïques et Mésozoïques (séries allant du Cambrien au Crétacé) de la couverture sédimentaire, peu à très peu métamorphiques. Entre les deux, un gradient métamorphique très fort, qui marque une grande zone de cisaillement à géométrie de faille normale + décrochement dextre. C'est la faille Nord Himalayenne, limite tectonique majeure : pour certains auteurs, c'est depuis environ 15 Ma la limite mécanique entre le Haut Himalaya et le Tibet en cours d'effondrement et d'extrusion vers l'Est.

Au Ladakh oriental (coupe de Manali, un peu à l'Ouest, ou sur la coupe moins bien connue que nous parcourons), cette faille est beaucoup moins évidente qu'au Zaskar (voir figure 2-11) : la zone de faille du Zaskar se poursuit vers l'Est à travers les nappes de la couverture sédimentaire (et non plus à leur base), et se transforme en un faisceau de failles superficielles au Sud du Tso Morari. Nous essayerons de les reconnaître en descendant la vallée de Pare, après le Rothang La.

Par contre, il existe au Sud de la faille Nord Himalayenne (un peu au Nord de Manali), une zone de décrochement ductile dextre, marquée par la rotation de la

linéation d'étirement : la zone de décrochement ductile de Chandra (figure 2-11). D'après la carte de Steck (2003), elle pourrait se prolonger par une faille, la faille de Sangla, que nous devrions recouper dans la Sutlej. Si nous la trouvons, nous essaierons d'analyser sommairement sa géométrie et sa cinématique.

Les arrêts envisagés (fig. 2-14, p. 17)

4-1 (78.302059°/ 31.595761°) Dans les gorges au Nord de Kalpa, la route recoupe les zones les plus métamorphiques de la coupe : des faciès qui seraient à sillimanite et feldspath potassique, une paragenèse stable uniquement à haute température (vers 650°C)

4-2 (78.375421°/ 31.582218°) En arrivant au village d'Apka, nous devrions traverser la zone de faille normale de Sangla. Notre arrêt sera surtout fonction de la position des affleurements, la vallée semblant dans cette zone assez recouverte de formations quaternaires (cônes d'éboulis et de déjection torrentielle, terrasses fluviales). Au nord de la faille, le métamorphisme est plus faible : toujours du grenat, mais plus de sillimanite ni de staurotide.

Le confluent de la rivière Spiti est peu après Apka (78.438888°/ 31.581738°)

4-3 (78.544077°/ 31.716977°) Si on se fie aux images Google Earth, dans cette zone nous devrions quitter les formations monotones d'Haimantas et Karsha pour entrer dans les séries Paléozoïques de couverture, beaucoup plus variées : conglomérats et grès rouges de l'Ordovicien, bien visibles en images satellites à l'Ouest de la vallée, où elles dessinent un grand anticlinal dont on recouperait le flanc Nord; quartzite de Muth, du Dévonien. Ces séries sont bien connues plus à l'Ouest, où elles ont été décrites en détail dans la vallée de Pin par G. Fuchs dès 1982.

4-4 (78.596187°/ 31.939065°) Plus haut dans la vallée de Spiti, un stop dans des formations sombres (repérées sur Google Earth). Il pourrait s'agir des "schistes de Spiti" du Jurassique supérieur/Crétacé inférieur (Callovien au Valanginien), schistes parfois bitumineux qui contiennent des nodules à fossiles pyriteux (ammonites, bélemnites)

4-5 (78.480608°/ 32.053623°) En arrivant à Tabo, la vallée doit être creusée dans le Carbonifère : argilites noires, carbonates et grès.

nuît à Tabo (78.382210°/ 32.093633°)

J5 - TABO - vallée de Spiti - KIBBER (4270 m)

Une assez courte journée (75 km) le long de la Spiti, où nous remonterons, en restant assez parallèle aux structures, d'abord le Permo-Carbonifère (surtout des argilites et des grès), puis le Trias (des calcaires). Peu d'arrêts "affleurement", par contre nous prendrons le temps de regarder dans le paysage les structures dessinées par les séries sédimentaires.

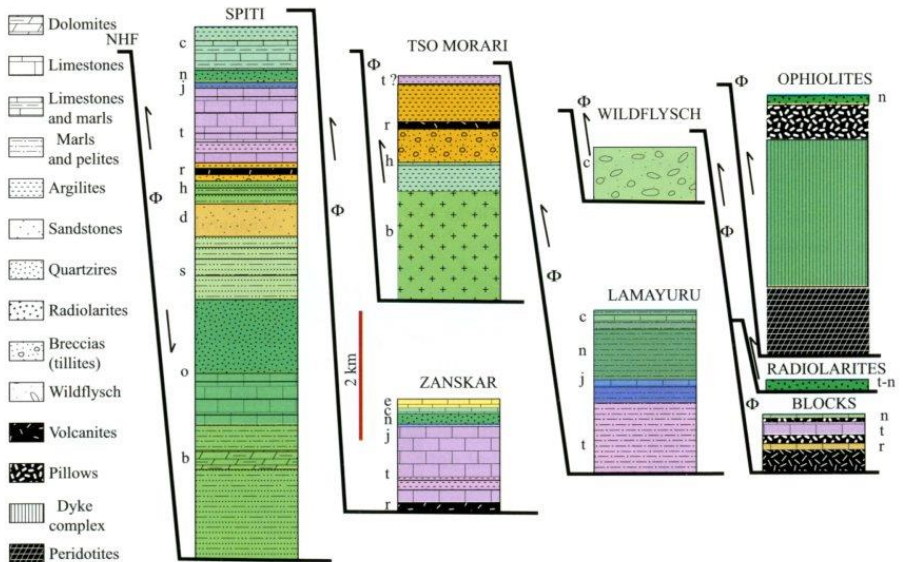


Figure 2-16 -Les séries du Thétys Himalaya (série de couverture du Haut Himalaya Cristallin) (in Mascle et al., 2012). b : Cambrien; o : Ordovicien; s : Silurien; d : Dévonien; h : Carbonifère; r : Permien; t : Trias; j : Jurassique; n : Crétacé inf; c : Crétacé sup; e : Éocène. FNH : Faille Nord Himalayenne. Φ : chevauchements.

5-1 (78.317078° / 32.052484°) Après avoir quitté les cultures de Tabo, une zone d'affleurement sans doute toujours dans le Carbonifère

5-2 (78.187239° / 32.102471°) En face du débouché de la Pin, peu avant le village de Lingti, affleurements de Permien : grès calcaires fossilifères et argilites sombres

5-3 (78.161891° / 32.123875°) En amont de Lingti, au pont sur la Spiti d'où part la route pour la vallée de Pin, dans les calcaires coralliens de la base du Trias.

Nous resterons dans le Trias jusqu'au pied de Kibber. La montée au village nous fera recouper les calcaires liasiques de Kioto (où nous ferons peut-être un arrêt), puis les argilites bitumineuses de Spiti (fin du Jurassique - début du Crétacé

Rive droite de la Spiti, la vallée affluente de la Pin recoupe toute les séries paléozoïques et mésozoïques du Nord de la plateforme indienne (Himalaya "téthysien"). La confluence Spiti-Pin est au niveau de notre arrêt 5-2.

La vallée de Pin a été bien étudiée dès le début des années 1980 par un géologue autrichien, G. Fuchs, qui en a dressé une carte détaillée, et a dessiné une série de coupes montrant bien les structures de ces séries. Un certain nombre de noms de formations tirent leurs noms de ce travail (par exemple, les quartzites de Muth, du Dévonien). Une route parcourt une grande partie de la vallée, et il aurait été intéressant de l'emprunter en aller-retour. Malheureusement, nous n'aurons pas le temps de le faire...

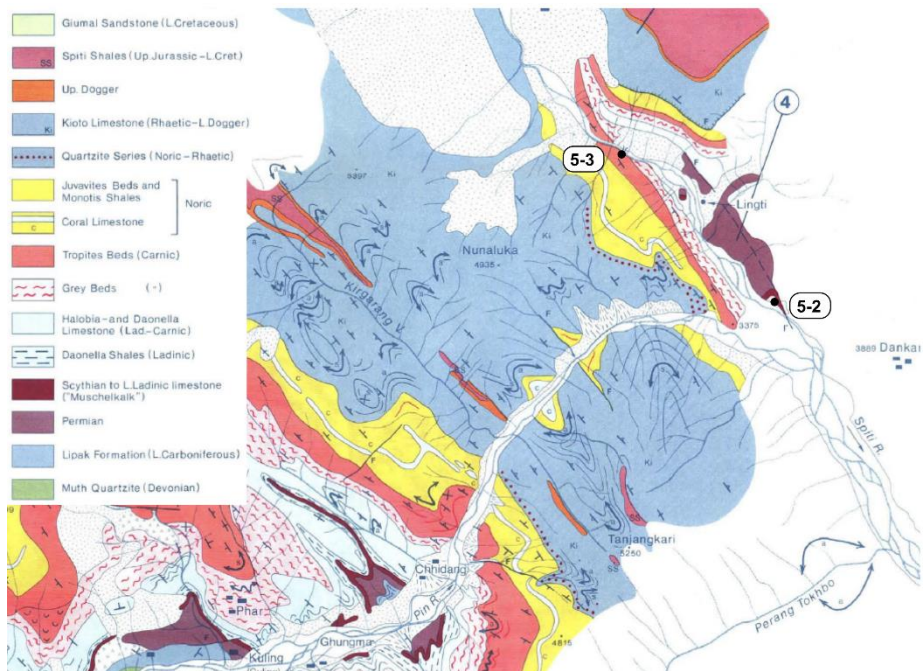


Figure 2-17a- Carte de la partie avale de la vallée de Pin (in G. Fuchs, 1982).

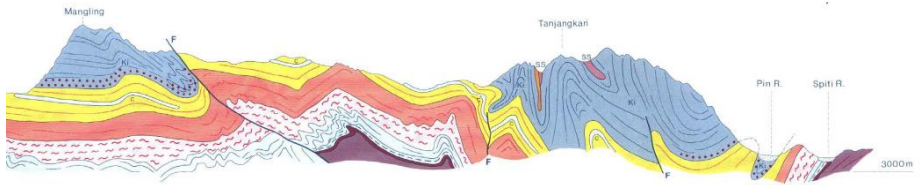


Figure 2-17b - Coupe de la partie aval de la vallée de Pin (in G. Fuchs, 1982). De la vallée de Spiti, nous verrons bien les plis complexes que font les calcaires de Kioto (en bleu) du Jurassique inférieur, qui arment dans cette région le paysage.

J6 À J13 KIBBER - COL DU PARANG LA - DESCENTE DE LA PARE CHU - NARBU SUMDO

Nous abandonnons nos voitures à Kibber pour passer à pied le col de Parang, en direction du Tso Morari.

Dans toute cette partie, pas d'arrêts prédéfinis, mais nous suivons la géologie au fur et à mesure de notre avancée, en nous repérant sur la bonne carte des géologues de Lausanne (Steck, 1998). Elle est reproduite en plusieurs extraits dans les figures ci-dessous, avec les portions correspondantes de la coupe qui l'accompagne. Les coordonnées des zones de camp sont listées p. 37, ainsi que la position de certaines zones particulières où nous nous attarderons un peu plus.

La traversée du Parang La

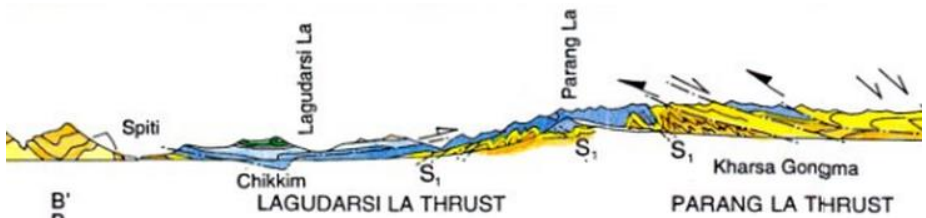


Figure 2-18 - Coupe de la Spiti au Parang La et à la haute vallée de la Pare Chu. En jaune, les séries Triasiques. En bleu, les séries Jurassiques.

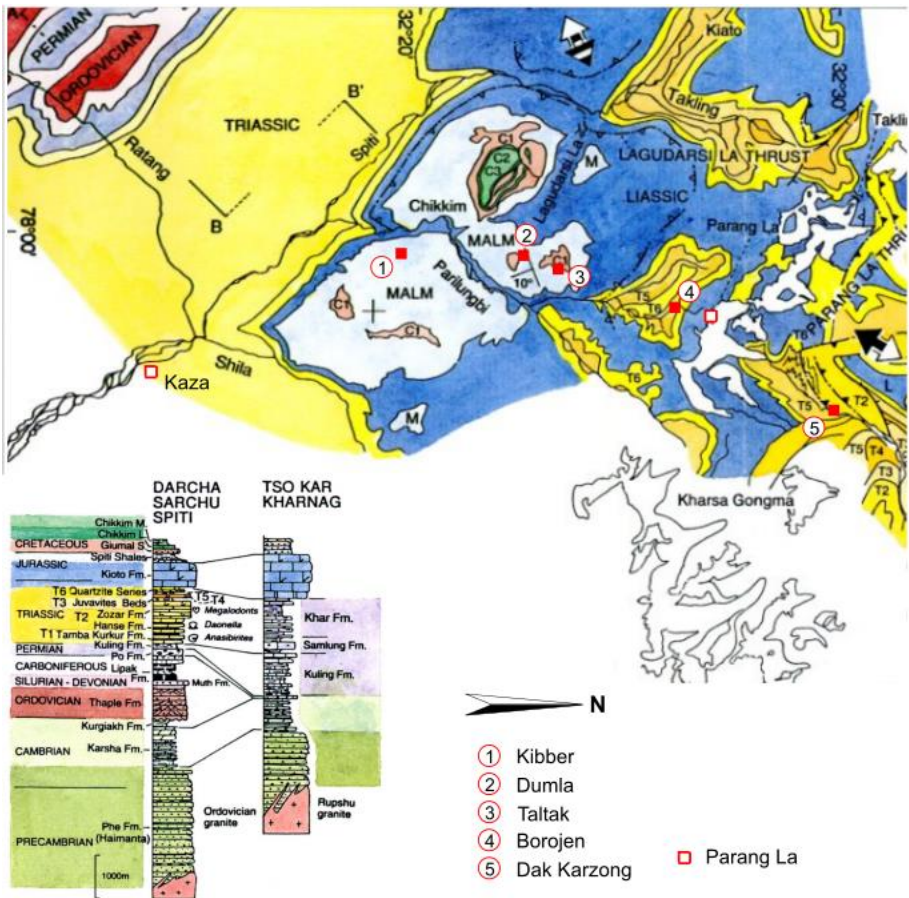


Figure 2-19 - Carte de la zone Spiti - Parang La - haute Pare Chu (Steck, 1998). Carrés rouges numérotés : positions probables de nos camps.

Kibber est situé sur les pélites de Spiti (limite Jurassique-Crétacé). De l'autre côté de la Parlungbi, à l'Ouest et dominant au Sud la montée à Dumla, la série se poursuit par tout le Crétacé inférieur, préservé au creux d'un synclinal perché. Nous ne le recouperons pas, et la montée se fera au milieu des barres calcaires du Trias et du Jurassique. En particulier dans les formations de Kioto, du Jurassique inférieur, connues partout en Himalaya, et souvent assez fossilifères.

De l'autre côté du col, en redescendant par la vallée de la Pare Chu, notre premier camp (sans doute Dak Karzong) se situera dans une zone où la série est redoublée par un chevauchement vers le Sud, le chevauchement du Parang La.

La descente de la Pare Chu (coupe figure 2-20 et carte figure 2-21)

Dans toute la descente de cette longue vallée, encaissée mais à profil longitudinal de la rivière peu raide, que nous suivrons sur environ 45 km, nous essaierons de reconstituer les structures himalayennes de la couverture

Quelques zones où nous serons particulièrement attentifs (fig. 2-20 et 21):

(A) la zone de faille de Datong (Dutong), prolongation possible de la faille du Zaskar (Faille Nord Himalayenne),

(B) le pli couché de Pradong, qui renverse la série permo-triasique.

(C) dans la même zone de Pradong, le passage de structures déversées Sud (pendages des couches vers le Nord) à des structures regardant vers le Nord (pendages de couches vers le Sud). En réalité, le sens de déversement ne change pas, mais au Sud de Pradong, les couches ont été basculées par la remontée du dôme du Tso Morari.

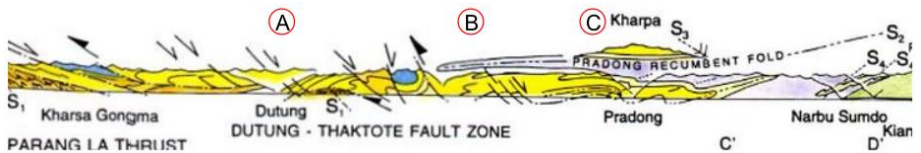


Figure 2-20 - Coupe de la Pare Chu (Steck, 1998)

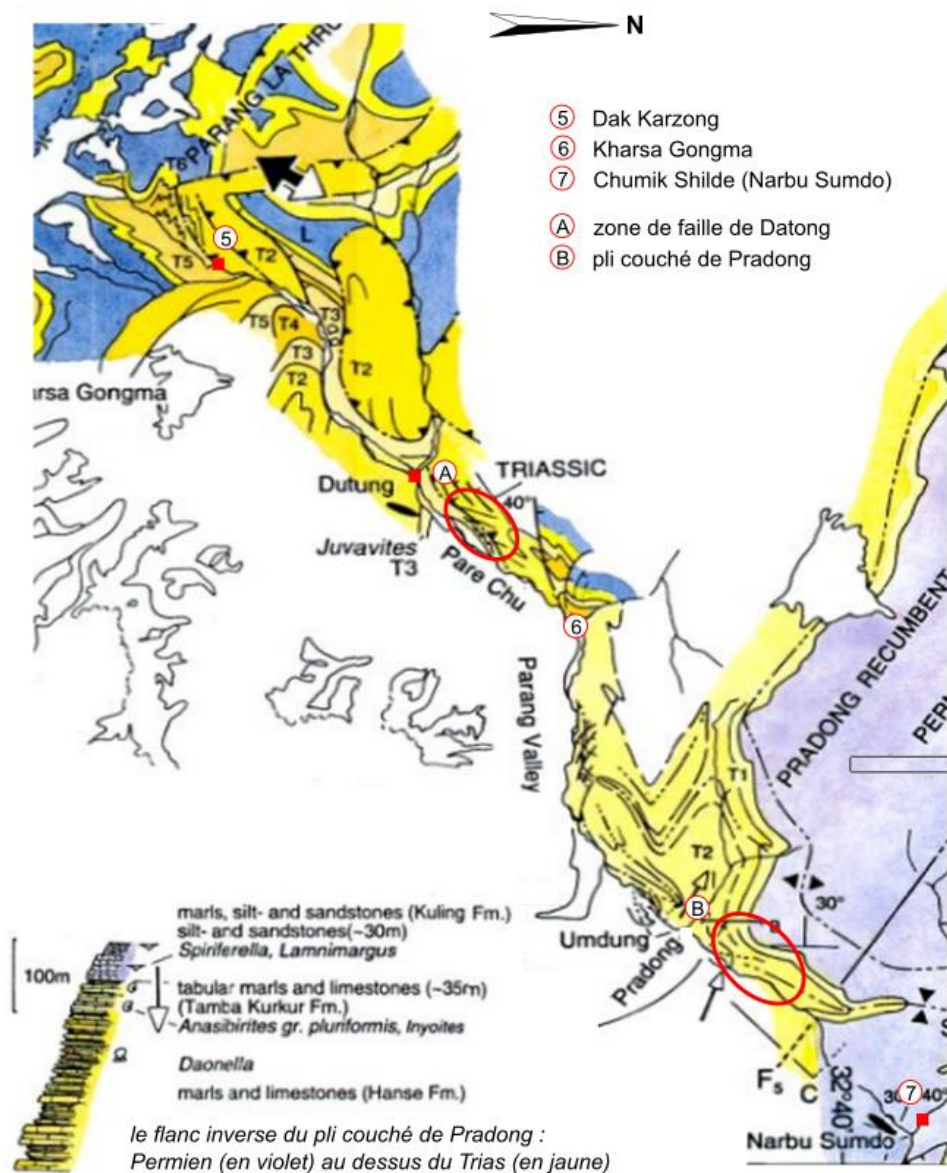


Figure 2-21 - Carte géologique de la Pare Chu (Steck, 1998)

L'arrivée au Tso Morari, les nappes du Nord Himalaya

Dès la zone de Pradong, et surtout après Narbu Sumdo, la coupe est dominée par des pendages vers le Sud, de plus en plus forts. On entre en effet dans le flanc Sud du dôme du Tso Morari. Ce dôme, situé juste au Sud de la suture de l'Indus, est un massif cristallin constitué surtout de granites Ordoviciens (490 Ma), transformés par le métamorphisme éo-himalayen en "orthogneiss" souvent ocellés. Il est encapuchonné par deux nappes bien identifiées : la nappe de Tetraogal et la nappe de Mata

- la nappe de Tetraogal (du nom d'une perdrix, la tétraogalle de l'Himalaya) est faite de sédiments à forte empreinte détritique, mal datés du Paléozoïque et du Mésozoïque à cause de la rareté des fossiles. On y trouve aussi d'assez nombreuses volcanites ou sédiments volcano-détritiques.
- la nappe de Mata est faite de sédiments allant du Cambrien au Crétacé supérieur, correspondant aux dépôts sur la pré-marge ou marge passive de l'Océan Indien. Le cœur de la nappe est constitué des formations de Phe et Karsha (Cambrien), recoupées par le granite de Rupshu (482.5 Ma).

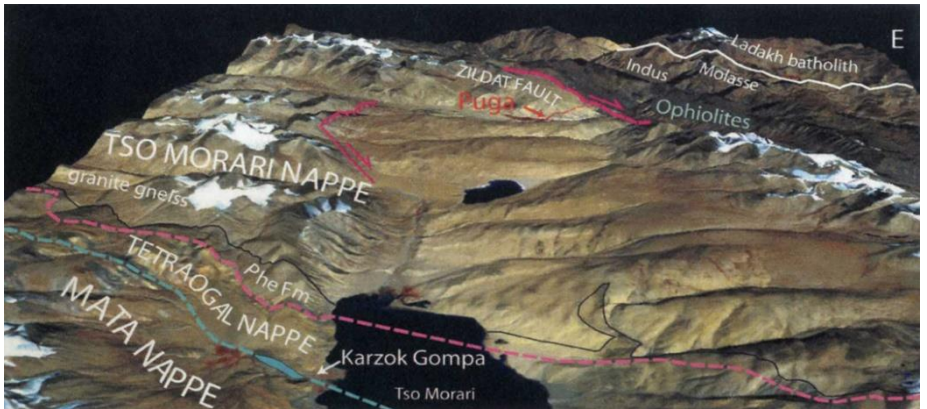


Figure 2-22 - Une image oblique vers le N de la région entre Tso Morari et Indus (A. Steck, document HKTW 2008). C'est la région que nous traverserons J-14.

- récemment, une troisième nappe a été définie pincée entre les deux nappes précédentes : la nappe Karzok-Ribil (Buch et Epard, 2018). Elle est surtout faite de lambeaux d'une séquence ophiolitique (péridotites serpentinisées, comme celles que l'on voit à coté de Karzok, gabbros, pillow-lavas, et roches volcano-sédimentaires). Ces formations d'âge mal défini correspondraient à un ancien arc volcanique intra-océanique, peut-être proche de la marge Nord du continent Indien.

Dans ces 3 nappes, le métamorphisme est toujours faible, à l'opposé de ce que l'on observe dans l'unité la plus basse, les gneiss du Tso-Morari. Elle s'enracinent au flanc nord du dôme du Tso Morari, tout près de la suture de l'Indus, dans la grande zone de faille de Ribil-Zildat.

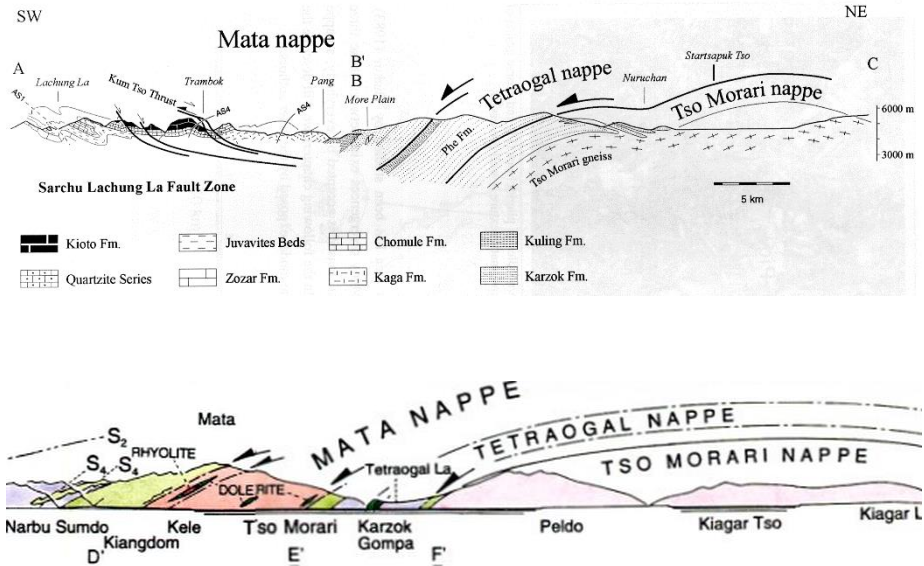


Figure 2-23 - Deux coupes de la zone du Tso Morari, montrant la géométrie des nappes de Tetraogal et de Mata. La nappe intermédiaire de Karzok n'est pas figurée. Elle est juste marquée par les péridotites serpentinisées (en noir) au niveau de la gompa (monastère) de Karzok.

En haut, transversale du Tso Kar (in thèse Girard, 2001). En bas, transversale de Kartzok (Steck, 1998).

En dessous de ces nappes, le cœur du dôme du Tso Morari est très remarquable par son **métamorphisme d'ultra haute pression**. On trouve des reliques écoligitiques (roches à pyroxène et grenat) dans les roches sombres basiques. De la coésite a été trouvée : la coésite est un polymorphe de SiO_2 (forme courante : le quartz), qui n'est stable qu'à des pressions de plus de 20 à 25 kb (soit des profondeurs de 80 à 100 km).

Au Tso-Morari, il n'a été identifié qu'en 2000. Ailleurs en Himalaya, il n'est connu que dans la région de Kaghan, au Sud du Nanga-Parbat.

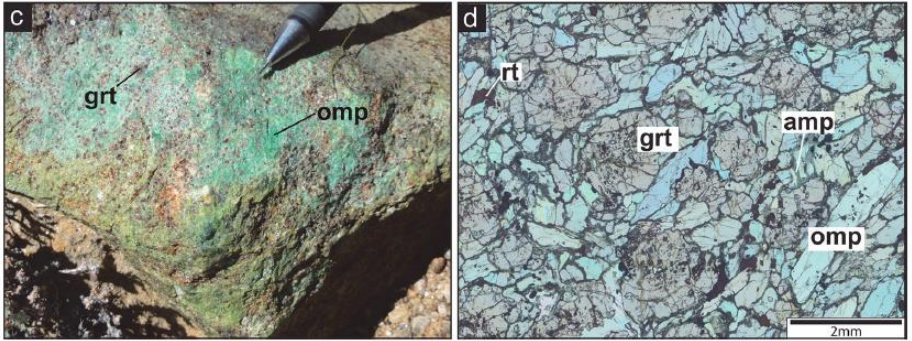


Figure 2-24 (reprise de Buchs et Epard, 2018) Le métamorphisme UHP dans le dôme du Tso Morari. A gauche, éclopote fraîche à omphacite (un pyroxène sodique) et grenat, en relique dans les gneiss du Tso Morari (formation de Phe métamorphisée à très haute pression). A droite, au microscope, grenat + omphacite + rutile (TiO_2 , opaque au microscope) + amphibole bleue

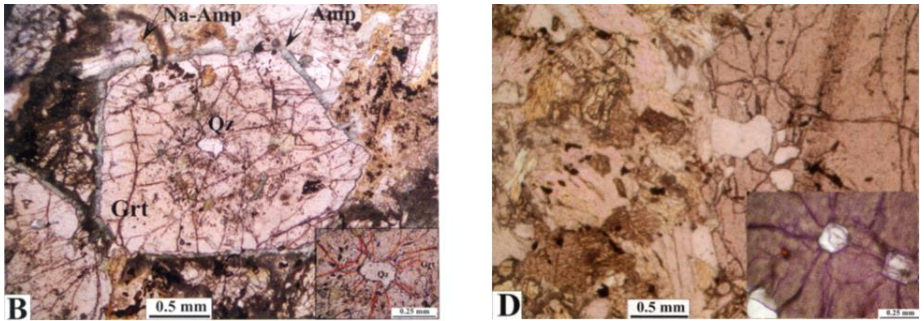


Figure 2-25 (in Jain and Singh, 2009) Photos au microscope. A gauche, échantillon d'éclogite prélevée au point J14-2. Grenat automorphe à auréole de glaucophane (minéral bleu-violacé formant un liseré autour du grenat). Au cœur du grenat une inclusion de quartz dont partent des fractures radiales (détail en insert), qui montrent qu'il s'agit très probablement de coésite rétrotransformée (la coésite se retransforme tout ou partie en quartz lors de la remontée de la roche, la transformation coésite quartz se faisant avec augmentation de volume : le minéral hôte est alors fracturé). A droite, échantillon d'éclogite prélevée à l'arrêt J14-2. Ici il reste dans l'inclusion un peu de coésite non rétrotransformée en quartz.

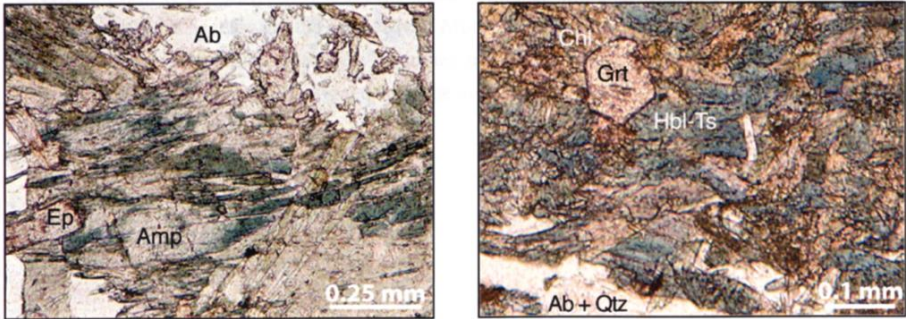


Figure 2-26 (in thèse Schlup, 2003) Le métamorphisme barrovien (moyenne pression) dans les roches basiques des nappes Nord Himalayennes. Photos au microscope polarisant.

A gauche, métabasite du complexe de Karzog, près de l'extrémité Sud du lac de Kyagar Tso (petit lac 6 km au N du Tso Morari). Texture hétérogranulaire avec de l'amphibole calcique prograde zonée (cœur d'actinote, bordure de tschermakite), épidote et albite (faciès amphibolite à épidote). Il s'agirait d'une éclogite complètement rétro-morphosée.

A droite, intrusion volcanique doléritique dans le granite de Rupshu (nappe de Mata), au bord du Tso Morari, au sud de Karzog (arrêt 13-1). Grenat riche en Mn et Fe en équilibre avec l'amphibole (hornblende-tschermakite), la chlorite et l'albite (faciès amphibolite à épidote).

Les paragénèses caractéristiques du Tso Morari sont caractéristiques d'une évolution polyphasée.

Le métamorphisme le plus ancien est celui d'UHP, marqué par des minéraux stables à HP ou UHP :

- dans les metabasites (anciens basaltes): grenat - omphacite - phengite - zoïsite - paragonite - rutile - coésite (incluse dans le grenat, et le plus souvent totalement rétro-morphosée en quartz)(figure 2-24 et 25),

- dans les métasédiments riches en fer : grenat - jadéite (pyroxène sodique) - glaucophane (amphibole sodique) - chloritoïde (phyllosilicate riche en Fe/Mg) - paragonite et phengite (des micas proches de la muscovite).

Lors de la remontée du dôme, elles ont été en partie rétro-morphosées dans le métamorphisme de moyenne pression qui affecte l'ensemble de la zone : dans les éclogites, on trouve les paragénèses de MP (moyenne pression, métamorphisme de type "barrovien") suivantes (figure 2-26) : grenat riche en Fe (le grenat haute pression est lui riche en Mg) - pargasite (une amphibole) - phengite - quartz - carbonates - paragonite - hornblende (une autre amphibole) - biotite - épidote ± plagioclase.

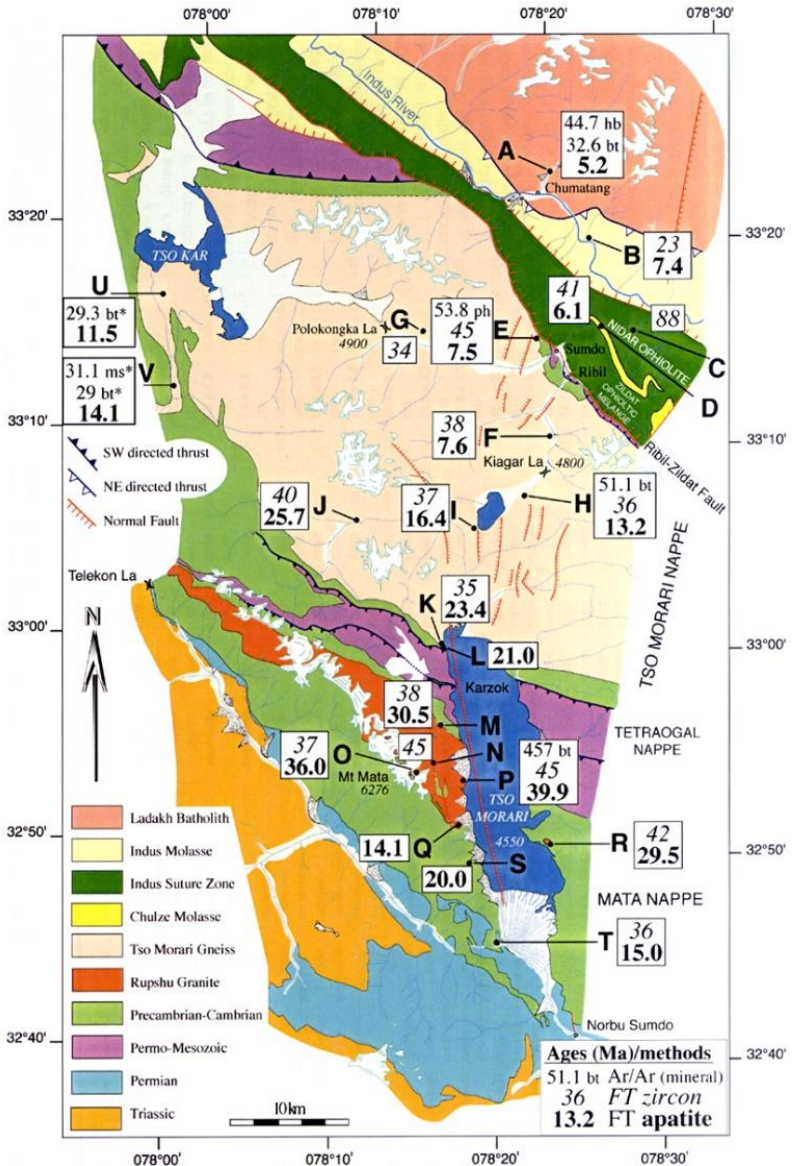


Figure 2-27 (in thèse Schlup, 2003) - Datations basse température dans la zone du Tso Morari. Les âges Ar-Ar ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) datent le refroidissement de la roche lors de sa remontée en dessous d'une température d'environ 360°C. Les âges par traces de fission (TF) dans les zircons datent son passage à environ 180°C, ceux sur apatite à environ 100°C.

On peut dater les minéraux de la paragénesé éclogitique haute pression et ceux de la paragénesé rétomorphique moyenne pression, ce qui permet de fixer le trajet P-Tp-temps suivi par le dôme lors de sa remonté :

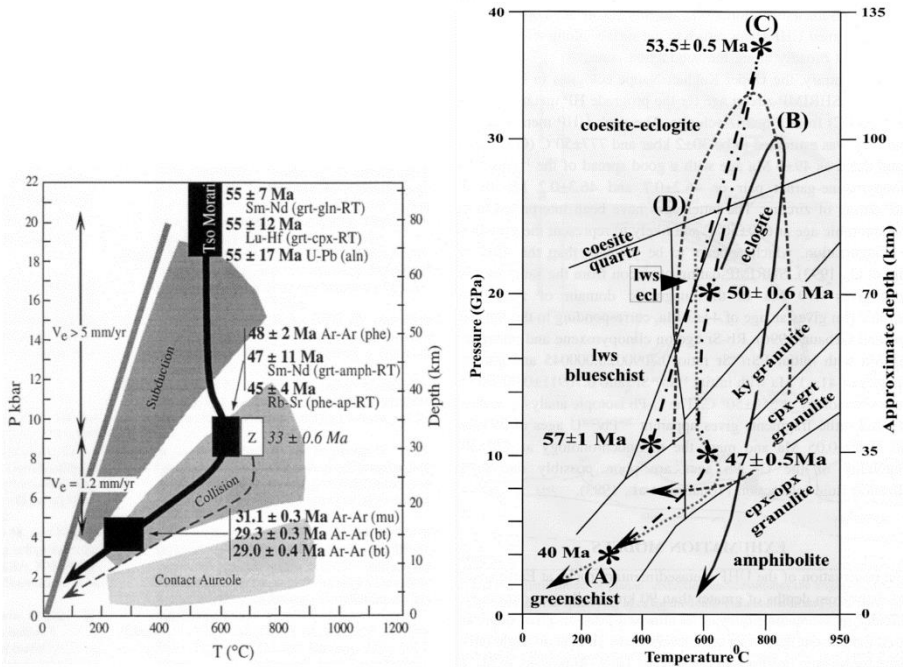


Figure 2-28 Trajets P-Tp-temps pour le Tso Morari.

A gauche (in de Sigoyer et al., 2000) : ce premier chemin publié (qui sous estime par rapport aux données actuelles le maximum de P atteint) suppose une exhumation quasi-adiabatique jusqu'à la base de la croûte (indienne ou asiatique), sous-placage de l'écaïlle du Tso Morari à ce niveau avec réchauffement (par épaisseur crustal ?), et enfin exhumation avec l'ensemble des nappes nord-himalayennes pendant le métamorphisme barrovien. A droite (in Jain and Singh, 2009), les différents trajets actuellement publiés.

- l'évènement UHP est daté de manière imprécise à 55 Ma par des âges U-Pb conventionnels sur allanite, isochrone Sm-Nd sur grenat - glaucophane - roche totale, isochrone Lu-Hf sur grenat - omphacite - roche totale;
- la remontée dans le faciès amphibolite barrovien est daté à 47 Ma par isochrone Sm-Nd sur grenat - amphibole - roche totale et par isochrone Rb - Sr;
- le passage dans le schiste vert est daté par Ar/Ar sur muscovite et biotite à 30 Ma;
- enfin, les derniers stades de l'exhumation sont datés entre 26 et 12 Ma par de nombreuses mesures TF sur zircon et apatite.

Les mesures obtenues le plus récemment sont des mesures U/Pb sur zircon obtenues à la microsonde ionique (âges ponctuels dans les zircons zonés). Elles permettent de caler le métamorphisme UHP à 53.1 ± 0.7 Ma et le métamorphisme de faciès amphibolique (moyenne pression) à 47.5 ± 0.5 Ma. Toutes ces mesures permettent de dessiner les trajets donnés fig. 2-28 On voit que l'exhumation s'est faite de manière très contrastée :

- exhumation très rapide et à température quasi-constante d'une profondeur d'environ 100 km (voir plus : après la découverte d'indices de diamant métamorphique trouvés dans les écloïtes de Kaghan, au Pakistan, la recherche d'éventuels diamants métamorphiques dans le Tso Morari est lancée) jusqu'à une profondeur de moins de 40 km en moins de 6 Ma (10 km/Ma ou 1 cm/a, ce qui est extrêmement rapide),
- exhumation au contraire très lente depuis (de l'ordre de 200 m/Ma si on admet un gradient géothermique stable de l'ordre de $30^\circ/\text{km}$), ce qui est très similaire à ce qui est observé plus à l'Est, dans le Sud Tibet, ou plus à l'Ouest, sur le plateau de Deosai au Pakistan.

Les modèles

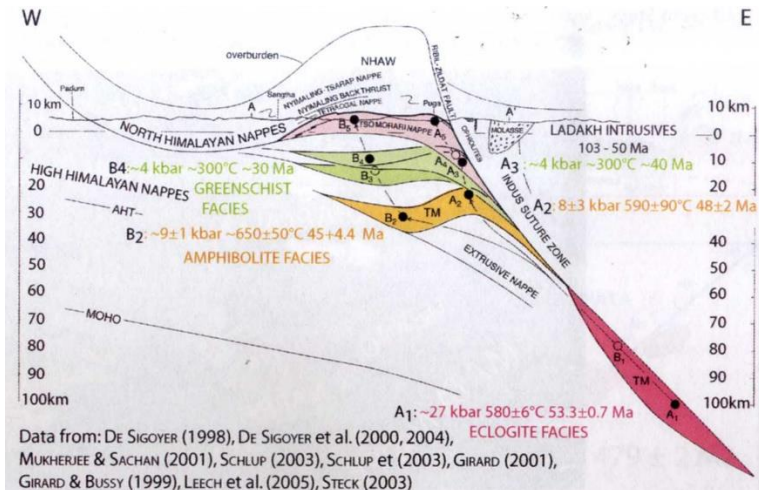


Figure 2-29 (A. Steck, document inédit, conférence HKTW 2008) - Un modèle d'exhumation du Dôme du Tso Morari, calé sur les données métamorphiques et thermochronologiques. En différentes couleurs, la position de l'unité du Tso Morari au moment de sa "traversée" des faciès métamorphiques successifs, jusqu'à sa position actuelle en dôme, déformant les nappes sus-jacentes

La signification et le mécanisme de formation de l'unité éclogitique du Tso Morari reste l'objet de discussions. Très schématiquement, on peut opposer deux visions : l'unité du Tso Morari est intégrée à la pile de nappes, sa remontée se fait surtout dans la tectonique tangentielle à vergence SW (forces "aux limites" prédominantes, figure 2-29); ou l'unité du Tso Morari remonte surtout par gravité (forces "de volume" prédominantes), la remontée étant facilitée par un couloir serpentiniteux (figure 2-30). On voit que l'interprétation des failles normales et des serpentines que l'on trouve de part et d'autre du dôme diffère selon que l'on privilégie l'une ou l'autre de ces deux manières de voir.

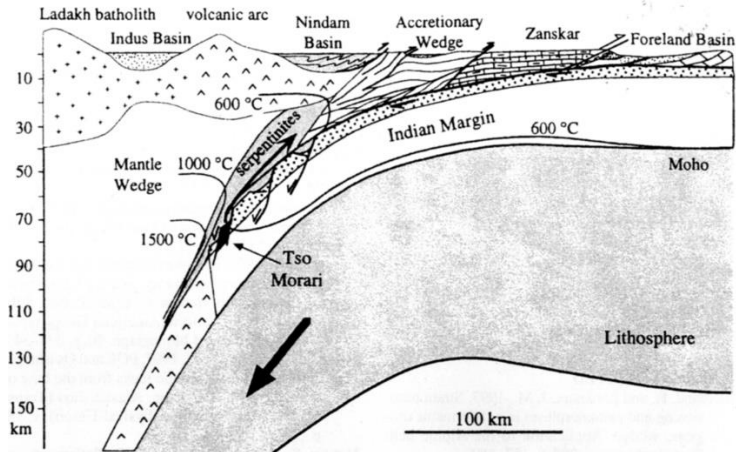


Figure 2-30 (in Guillot et al., 2000) - Un autre modèle d'exhumation qui donne un rôle particulier à la serpentinitisation du matériel basique (attention : orientation de la coupe inversée par rapport à celle de la figure 2-29, le Nord est à gauche). Le Tso Morari serait un bloc "pré-découpé" de la marge indienne amincie, entraîné en profondeur et éclogitisé lors de la subduction de marge indienne. Le bloc, moins dense que son environnement mantellique, se détache pour former une écaille, emballée dans les serpentines issues du coin mantellique hydraté, et remonte le long de la limite supérieure de la plaque subduite

J13 - LA RIVE OUEST DU TSO MORARI

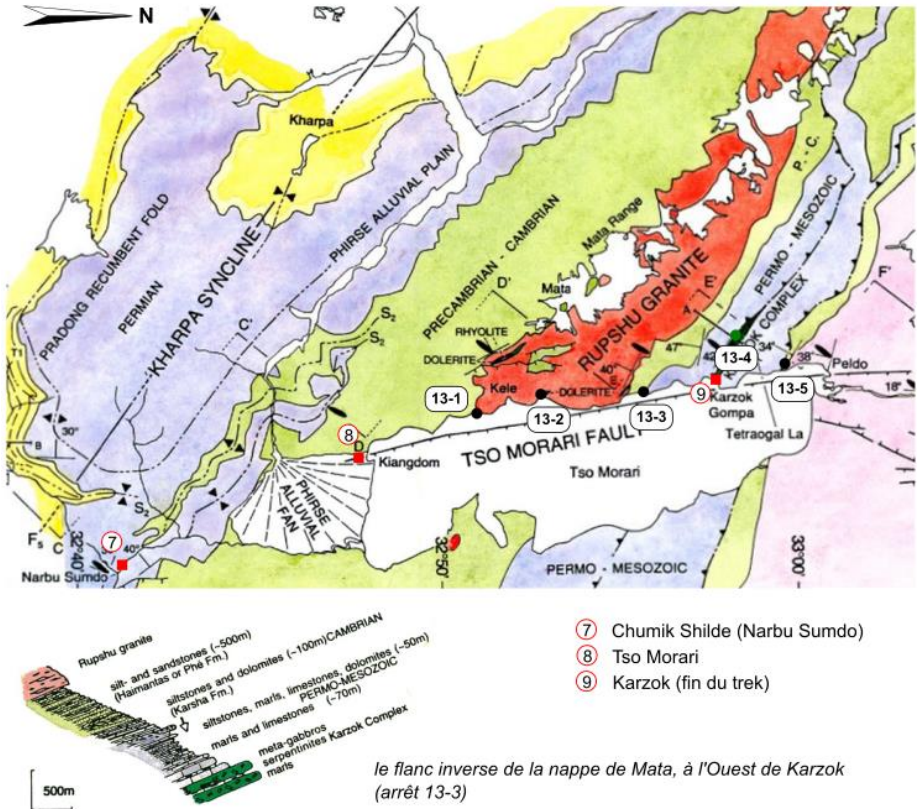


Figure 2-31 - Carte de la zone du lac Tso Morari (Steck, 1998), et coupe du flanc inverse de la nappe de Mata

Les arrêts envisagés :

Le grand cône de déjection alluvial de Phirse, ou sera sans doute installé notre camp, ainsi que le début de l'itinéraire le long du lac, sont entièrement dans les formations précambriennes-cambriennes péliques et gréseuses des Haimantas (formations de Phe).

13-1 (78.286682° / 32.848108°) Contact intrusif entre le granite Ordovicien de Rupshu et les métasédiments

13-2 (78.276535° / 32.879626°) Intrusions basiques (dolérites : microgabbro, équivalent microgrenu d'un basalte) dans le granite de Rupshu

13-3 (78.274301° / 32.924364°) Le flanc inverse de la nappe de Mata. Les formations de Phe, avec ici le contact Nord du granite de Rupshu, sont géométriquement au dessus des formations de Karsha, du Permien et du Mésozoïque. Presque tout le Paléozoïque manque

13-4 (78.246659° / 32.968633°) Après être passés à Karzok (Kartzog), où nous retrouverons la route et les touristes, nous remonterons peut-être vers l'Ouest sur quelques centaines de mètres la vallée pour voir les péridotites serpentinisées, seuls témoins ici de la nappe nouvellement définie de Karzok-Ribil

13-5 ou 14-1 (78.262949° / 32.990439°) Si nous avons le temps et l'envie, nous marcherons jusqu'au contact basal de la nappe de Tetraogal sur le cristallin du Tso Morari : les formations sont analogues de part et d'autre (formations de Phe), mais il y a un fort contraste métamorphique.

Points de repères pour le trek :

Pour se repérer lors du trek, vous trouverez ici les coordonnées d'un certain nombre de points particuliers. La position des camps peut être erronée : les lieux-dits correspondent parfois à plusieurs alpages différents, et les noms adoptés peuvent différer. En particulier, dans la vallée de la Pare Chu (descente du Parang La), où nous n'avons pas retrouvé de manière sûre à quels endroits correspondaient les lieux de camps proposés par notre organisateur. Les coordonnées et altitudes (altitudes très imprécises) ci-dessous proviennent de Google Earth

La montée au Parang La

Kibber	78.007921° / 32.331635° / 4120 m
Dumla	78.005187° / 32.375105° / 4450 m
Thaltak	78.012345° / 32.387543° / 4750 m
Borojen	78.037185° / 32.432908° / 5100 m
Parang La	78.042305° / 32.446900° / 5570 m

La descente de la Pare Chu

Dak Karzong	78.084095° / 32.494610° / 4930 m
Dutung	78.153922° / 32.548142° / 4755 m
Kharsa Gongma Yongma)	78.204621° / 32.594245° / 4685 m (sans doute Datang)
Pradong	78.303829° / 32.622200° / 4590 m
Norbu Sumdo du trajet)	78.408110° / 32.675271° / 4490 m (semble en dehors)
Shumik Shilde	78.381409° / 32.681809° / 4520m (position très mal définie !)

De Shumik Shilde à Karzok (Tso Morari)

Sud du Tso Morari	78.310004° / 32.790215° / 4535 m
Gompa de Karzok	78.262166° / 32.965785° / 4560m

A partir de Karzok, nous reprenons la voiture, avec au programme toujours le dôme du Tso Morari, mais aussi les ophiolites, restes de l'océan qui séparaient l'Inde de l'Asie, et les formations conglomératiques qui jalonnent la suture Inde-Asie, le long de la vallée de l'Indus.

Deux routes permettent de rejoindre la vallée de l'Indus depuis le Tso Morari. Elles sont communes sur environ 40 km jusqu'à Sumdo (encore un Sumdo, c'est à dire un confluent de vallées). De là :

- vers l'Est, la vallée de la Puga mène directement au NE au check-poste de Mahe, sur l'Indus,
- ou en partant plein Ouest, une piste mène au col du Polokongka (4937 m), puis aux lacs du Tso Kar, avant de rejoindre l'une des deux routes d'accès au Ladakh, celle qui mène de Manali (au Nord de Chandigarh) à Upshi, sur l'Indus. C'est ce second itinéraire, très spectaculaire, que nous prendrons, pour aller camper au Tso Kar puis rejoindre le lendemain l'Indus et Leh, la capitale du Ladakh.

De Sumdo, nous ferons un aller-retour sur la route de Mahe pour voir les ophiolites de la suture.

Toute la zone du Tso Morari affleure très bien, et il est possible d'observer un peu partout (mais pas toujours juste à coté de la route, et à près de 5000 m d'altitude, la montée aux affleurements fait souffler !) dans de très bonnes conditions les structures et la pétrographie des gneiss d'origines sédimentaires (paragneiss) ou granitiques (orthogneiss) et des boudins de laves basiques éclogeotisées. Les arrêts proposés sont souvent des arrêts où on a prélevé des échantillons références pour la compréhension du massif.



J14 - Le flanc N du Tso Morari (zone de Ribit) et les ophiolites de Nidar

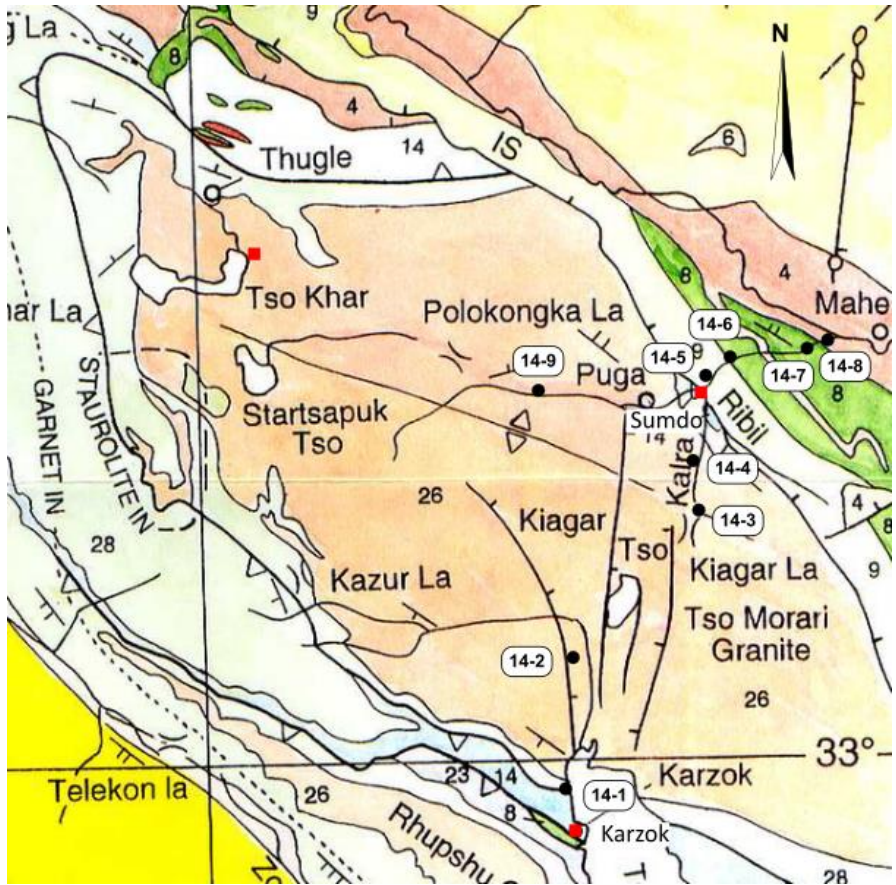


Figure 2-32 Carte de la zone du Tso Morari et de l'ophiolite de Nidar (Steck, 2003)

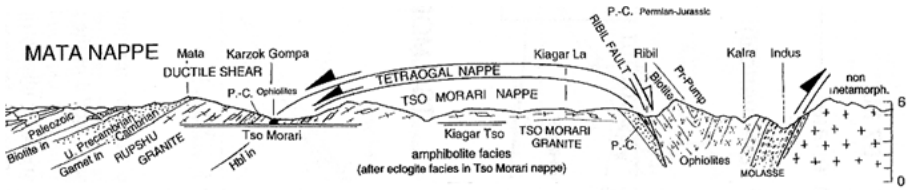


Figure 2-33 (in Steck, 2003) - Coupe de la zone du Tso Morari. Le hameau de Ribil a donné son nom à la faille normale qui limite au Nord le dôme. Sur cette coupe de 2003, les nappes de Niddar, Drakkarpo et Karzok (entre la faille de Ribil et les formations conglomératiques de l'Indus) sont regroupées dans un même ensemble ophiolitique.



Figure 2-34 - Arrêt 14-4, au sud de Sumdo. Eclogites (niveaux sombres en haut de l'affleurement) dans des orthogneiss et des paragneiss

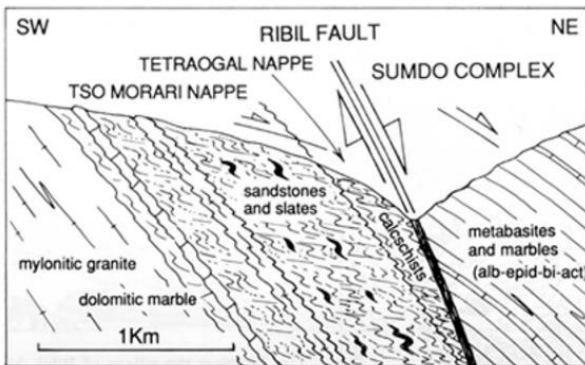


Figure 2-35 - (d'après Steck et al., 1998).

La zone de faille de Ribil, à proximité de Sumdo. Au NE de la faille (complexe de Sumdo), critères de mouvement en faille normale associés à une schistosité de faciès schiste vert. Au SE, clivage de crénulation de très bas degré métamorphique reprenant l'ancienne foliation formée dans le faciès amphibolite. Le complexe de Sumdo est aujourd'hui individualisé dans une nappe, la nappe de Karsok-Ribil (Buchs et Epard, 2018)

Arrêts dans le dôme du Tso Morari

14-1 (78.262949°/ 32.990439°). Au contact Nord (contact inférieur) de la nappe de Tetraogal. Le contact de nappe mime une faille normale car on est sur le flanc Sud du dôme du Tso Morari, et toutes les structures antérieures sont basculées vers le Sud.

14-2 (78.263889°/33.058333°) Au pied du col peu marqué du Pilang La, au bout de la plaine lacustre du Tso Morari, des affleurements avec des lentilles éclogitiques très cisailées, dans le flanc Sud du dôme. Les éclogites sont "rétromorphosées" dans le faciès amphibolite, et montrent au microscope deux générations de grenat, la première (cœur du grenat) montrant dans quelques cas des inclusions de coésite probable, retransformée en quartz.

14-3 (78.357739°/ 33.150472°) En RD de la rivière (en face de la route), de nombreuses lentilles d'éclogites dans les gneiss de Puga. Ici, dans les grenats, présence probable d'inclusions de coésite. Dans les gneiss acides, des zircons ont été datés. Ils sont zonés, avec au cœur des âges qui vont de 1744 ± 24 Ma à 748 ± 11 Ma; plus en périphérie, les âges vont de 462 ± 9 Ma à 477 ± 10 Ma (c'est l'âge du protolithe granitique du gneiss, qui lui-même avait des zircons hérités du Protérozoïque moyen); les couronnes externes des zircons ont grandi pendant le métamorphisme himalayen, avec des âges qui se répartissent en 3 groupes : 53.1 ± 0.7 Ma (c'est l'âge du métamorphisme UHP à coésite), 49.9 ± 0.5 Ma (faciès éclogitique HP) et 47.5 ± 0.5 Ma (faciès amphibolite rétrograde).

14-4 (78.357778°/ 33.183611°) Au Sud de Sumdo, un magnifique affleurement (photo 2-34) où l'on peut étudier en détail les relations entre les éclogites, les gneiss acides et les épisodes de déformation

14-5 à 14-8 : arrêts dans les nappes ophiolitiques de Nidar, sur la route de Mahe cf. plus loin

14-9 (78.235833°/ 33.236667°) Après un A-R dans les ophiolites de Nidar, de nouveau dans les gneiss du Tso Morari. Ici de grosses lentilles d'éclogites rétro-morphosées sont emballées dans des gneiss de Puga (gneiss acides) très déformés. Affleurement remarquable par les textures de cisaillement du gneiss.

Camp aux abords du Tso Kar, un lac salé (78.040042°/ 33.322195°)

La zone de Ribil et les ophiolites de Nidar

L'ophiolite de Nidar est un reste de fond océanique "obducté" (i.e charrié au dessus) de la marge indienne. Faiblement métamorphique, et donc très distincte du dôme du Tso Morari, elle montre des roches ultrabasiques du manteau (péridotites serpentinisées), des gabbros (cristallisés à l'interface manteau-croûte océanique), des basaltes (laves qui formaient l'essentiel du fond océanique) et des sédiments.

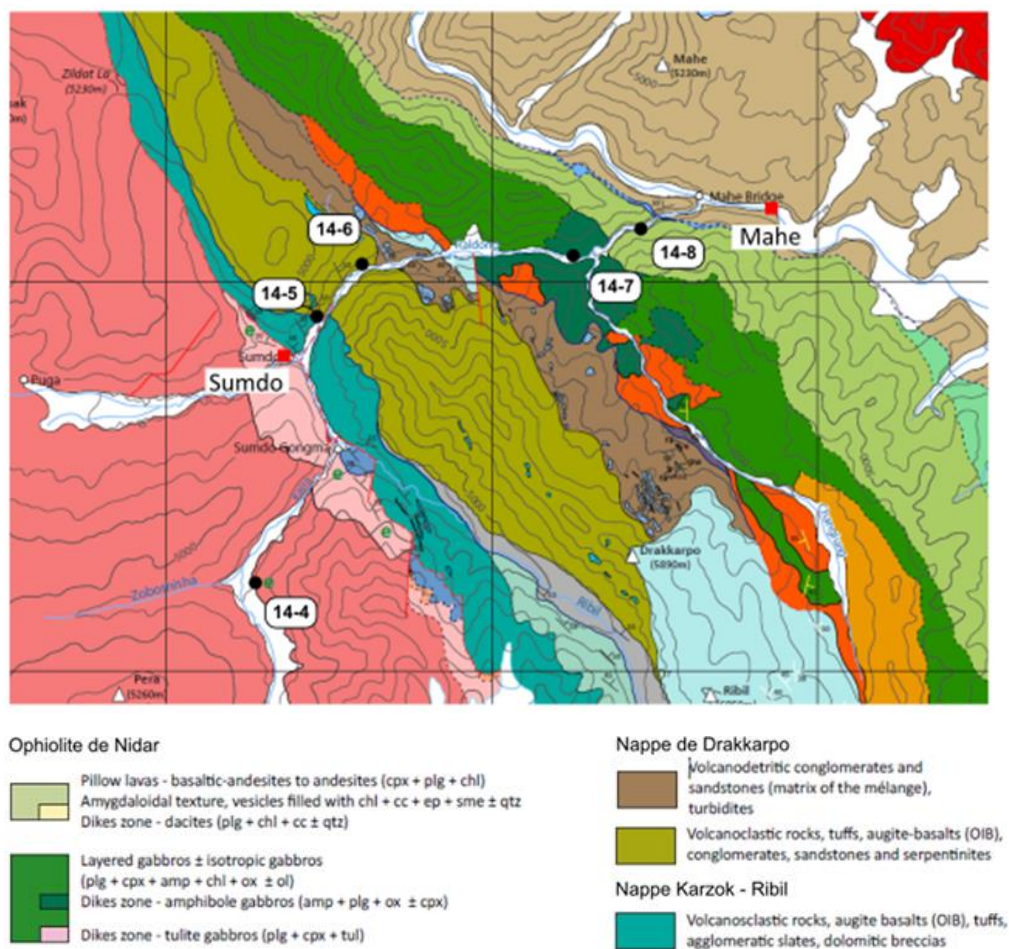


Figure 2-36 Carte de la zone de Ribil et des ophiolites de Nidar (Buchs et Epard, 2018). Mahe est en bordure de l'Indus, qui coule du sud-Est vers le Nord-Ouest.

Nos arrêts dans les nappes ophiolitiques

14-5 (78.370032°/ 33.238136°) Au contact N de la nappe de Tetraogal et du complexe ophiolitique de Drakkarpo, sur la faille de Ribil. En regardant depuis Sumdo vers le NW (vallon de Zildat, qui part en RG au dessus du pont de Sumdo), on voit le contact entre les formations du Tso Morari et les ophiolites de la suture. Ici, les roches de la suture semblent charriées sur les gneiss (chevauchement de Zildat). La structure est en réalité plus complexe : les chevauchements ductiles vers le SW, qui correspondent à la mise en place des nappes (nappe de Mata, nappe de Tetraogal, qui se terminent à ce niveau, et nappe du Tso Morari, dans l'hypothèse où le Tso Morari correspond bien à une nappe), sont repris par une faille normale plus raide, formée en contexte plus froid (plus superficiel donc), la faille de de Ribil, orientée NW-SE (fig. 2-.35) (Steck, Epard et al, 1998). C'est donc une zone clef pour contraindre les modèles d'exhumation du dôme du Tso Morari.

14-6 (78.385751°/ 33.254377°) Les formations volcano-détritiques du complexe de Drakkarpo. Ici, des péridotites (en l'occurrence des lherzolites) très serpentinisées, chimiquement identiques aux péridotites de la klippe de Spontang (une klippe ophiolitique importante au Sud-Ouest de Leh)

14-7 (78.434397°/ 33.254751°) Gabbros de l'ophiolite de Niddar

14-8 (78.455000°/ 33.260833°) Basaltes de l'ophiolite de Nidar, formant ici un mur de pillow-lavas (laves "en coussin" mises en place sous la mer).

Les roches sédimentaires associées aux basaltes sont surtout des roches détritiques, qui proviennent aussi bien du pluton granitique du Ladakh (au Nord de la suture, celui qu'on recoupera au Nord de Leh) que de l'ophiolite de Nidar. Les basaltes, mis en place sous l'eau, forment lors de leur refroidissement rapide des boules, en forme de coussin, qu'on appelle pillow-lavas. Ils peuvent être recoupés par des filons volcaniques plus acides.

Les gabbros sont hétérogènes, de différentes générations et de compositions différentes.

Enfin le manteau sous jacent est représenté par des péridotites, avec plusieurs variétés : des dunites (roches faites à plus de 90% par de l'olivine), des harzburgites (roches formées en proportions voisines d'orthopyroxène et de péridot) et des lherzolite (péridot, orthopyroxène et clinopyroxène).

L'ophiolite est complète dans la section de Nidar, située un peu plus à l'Est. Dans la section Samdo-Mahe, elle est réduite aux termes ultrabasiques (péridotites). Mais sur cette coupe, deux autres ensembles sont aussi formés de roches plus ou moins ophiolitiques : l'ensemble de Drakkarpo et celui de Karzog Ribil, jusqu'il y a peu regroupés avec les ophiolites de Nidar. Les travaux de Buchs et Epard (2018) conduisent à les séparer pour en faire deux nappes distinctes au dessus de la nappe de Tétragoal.

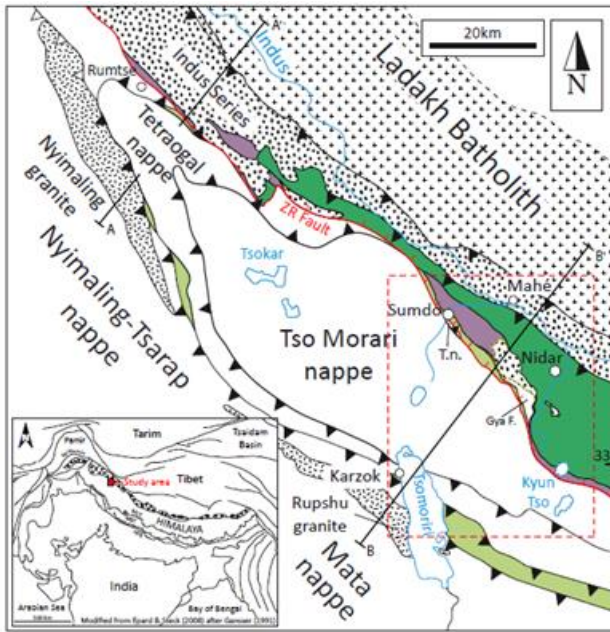


Figure 2-37 L'extrémité du dôme du Tso-Morari et des nappes du Nord Himalaya (Buchs et Epard, 2018). A-A' et B-B' correspondent aux coupes de la figure 2-38.

J15 - Tso Kar, vallée de l'Indus, Leh

Cette journée nous mènera du Tso Kar à la vallée de l'Indus par le col du Taglang La, l'un des cols routiers les plus hauts au monde (5328 m, mais pas le point le plus haut de notre trajet routier : au Nord de Leh, vers la Nubra, nous passerons le Khardung La, à 5359 m).

Jusqu'à Rumtse, premier gros village dans la descente du col de Taglang, nous recouperons l'extrémité NW des nappes Nord Himalayennes du Tso Morari et de Tetraogal. Puis nous rentrerons dans les formations de l'Indus, séries en grande partie conglomératiques, qui suivent la suture Indus-Tsangpo, entre Inde et Asie.

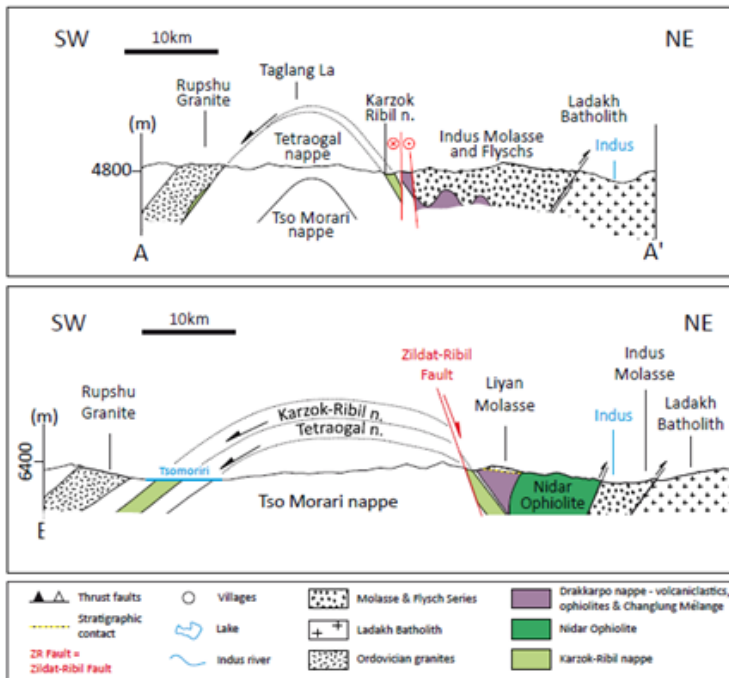


Figure 2-38 - Coupes du Tso Morari et de la nappe de Tetraogal (Buchs et Epard, 2018). Elles sont localisées figure 2-37.

La **zone de suture** est marquée morphologiquement par une dépression, suivie par le cours supérieur de l'Indus à l'Ouest, par celui du Tsang Po (qui s'appelle le Siang dans sa traversée de l'Himalaya, puis le Brahmapoutre à partir de sa sortie de la chaîne) à l'Est.

C'est un domaine complexe, caractérisé par des écailles tectoniques très déformées, de nature variée : flysch à blocs, ou "olistolites", formés par écroulement et destruction d'anciens reliefs sous marins au front des nappes; flysch plus homogène, formé de sédiments détritiques terrigènes et souvent partis en avalanches sous-marines de bordure de marge continentale; ophiolites, comme celle de Nidar; schistes "bleus", à glaucophane (une amphibole de haute pression, de teinte bleue). Ces écailles, d'âge Permien à Eocène, sont scellées (i.e. recouvertes en discordance) par des conglomérats "d'épisure", et l'ensemble est en général rétrocharrié sur le batholite du Ladakh, au nord de la suture.

Coté marge asiatique de la suture, aussi un flysch (le flysch de Nindam, à l'Ouest de Leh). Il chevauche au Nord une ceinture de formations détritiques, nommées molasses ou flyschs de l'Indus, que l'on peut subdiviser en trois grands ensembles : un ensemble méridional à dominante marine, un ensemble septentrional à faciès continental, discordant sur le batholite, un ensemble central à faciès continental discordant sur les deux précédents.

La séquence méridionale forme une série d'écailles. Elle débute à l'Albien (vers 100 Ma) et se développe au cours du Crétacé supérieur, en incluant des panneaux resédimentés provenant d'une plate-forme carbonatée du Barrémien-Aptien (vers 115 Ma). Au Maestrichtien-Paléocène (65 Ma) apparaissent des "debris flows", qui remanient essentiellement des volcanites et granitoïdes du Ladakh. À l'Eocène inférieur, des faciès à Nummulites (fossiles unicellulaires calcaires), de faible profondeur ; ils passent à l'Eocène moyen à des environnements saumâtres. Il s'agit des derniers faciès marins de la suture, vers 40 Ma.

L'ensemble central continental vient en discordance sur la série précédente. C'est une très épaisse série conglomératique, constituée par un ensemble fluviatile rouge à niveaux de paléosols, surmonté par des séquences de delta lacustres. Cette série, qui remanie le batholite et les volcanites de l'arc du Ladakh, est mal datée ; elle contient des végétaux rapportés à l'Oligocène dans la région d'Hemis et, plus à l'Ouest, dans la région de Kargil, des mammifères du Miocène inférieur (vers 20 Ma).

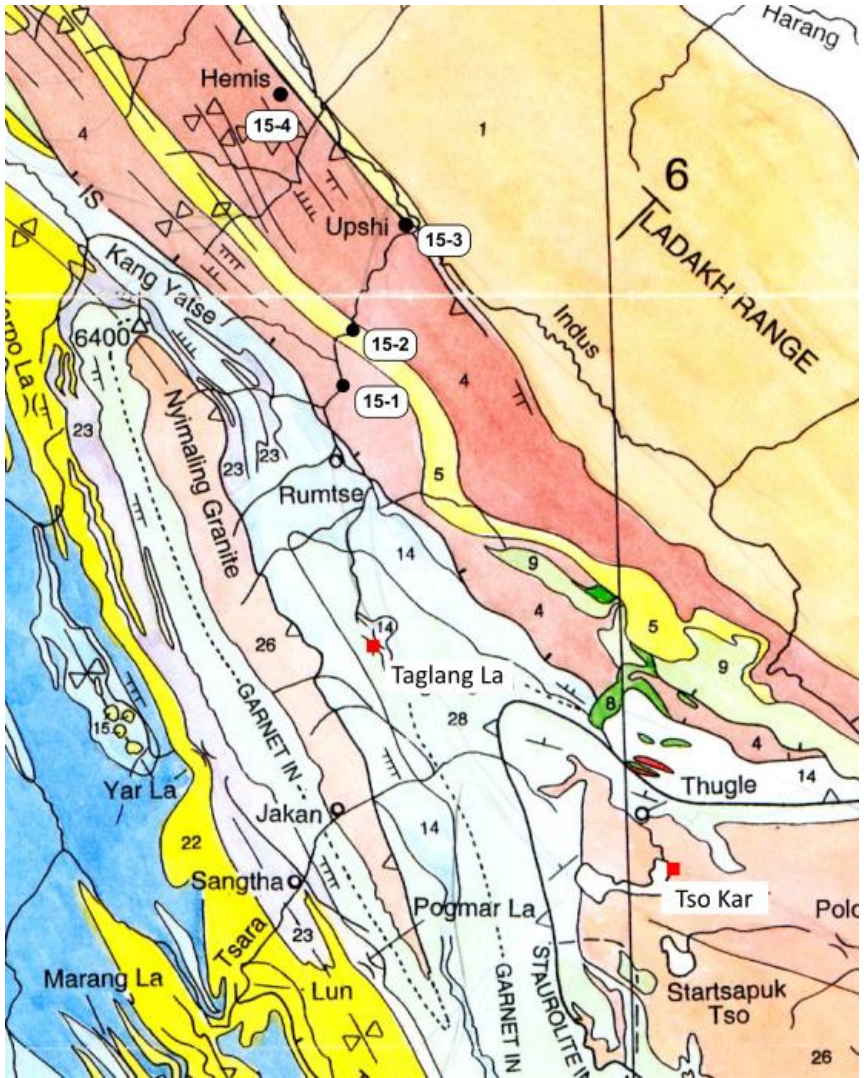


Figure 2-39 - (Steck, 2003) Du Tso Kar à la vallée de l'Indus. 20 et 22 : couverture de plateforme, Jurassique et Trias; 23 : Permien; 28 : Cambrien; 26 : granite de Nymaling, Ordovicien (480 Ma); 14 : formation de Lamayuru, Permo-Trias; 4 : molasse d'Hémis (Eocène); 5 : argilites et calcaires de Miru (Eocène). Au Nord (rive droite) de l'Indus, batholite (granites) du Ladakh, Crétacé.

Les formations de l'Indus

Au Nord du bassin, la série est entièrement continentale ; elle repose en discordance sur le batholite du Ladakh. Elle se termine par une série conglomératique continentale, discordante sur les séries méridionales.

L'ensemble est intensément déformé par des plis isoclinaux synschisteux déversés au Sud, repris par des plis également synschisteux, et des chevauchements, à déversement Nord. Un léger métamorphisme, contemporain des plis déversés au Nord, affecte les séries du Sud ; les températures atteignent 280°C. Des âges K/Ar sur illites permettent de dater le métamorphisme aux alentours de 30 Ma.

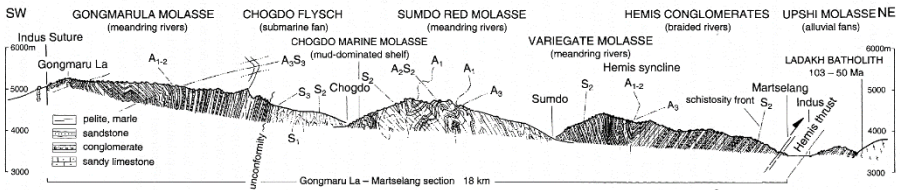


Figure 2-40 (in Steck, 2003) Coupe (géométrie actuelle) Gonmaru La - Martselang (vallée de Kitshan, affluent RG de l'Indus au Sud de Karu, à env. 15 km au NW d'Upshi sur la route de Leh).

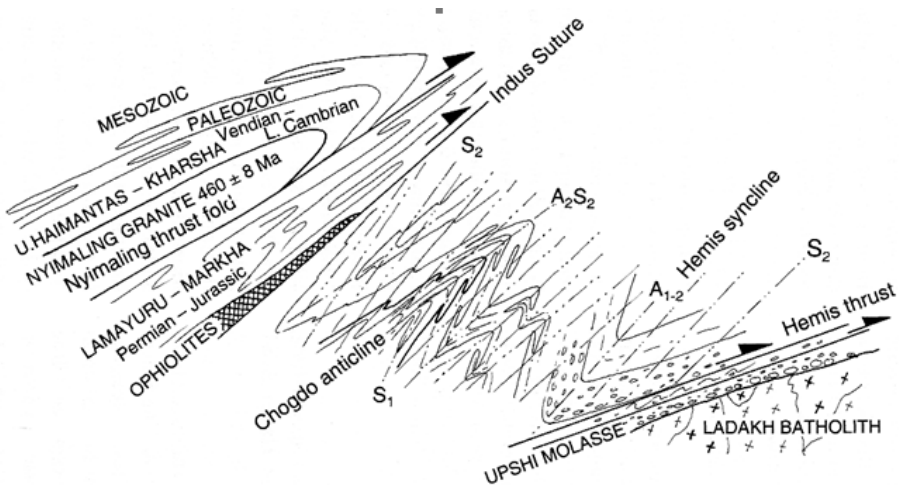


Figure 2-41- (in Steck, 2003) Schéma des différentes phases de déformation dans les séries de la partie N de la marge indienne.

Nos arrêts principaux entre le Tso Kar et Leh

Col du Taglang La (77.769758°/ 33.507758°) Au Taglang La, nous serons dans les formations peu métamorphiques des Haimantas (nappe du Tetraogal), surmontées ici d'un peu de Paléozoïque (formations de Lamayuru, Permo-Jurassique : argilites sombres carbonatées), que nous recouperons plus largement jusqu'à Runtse.

15-1 (77.743251°/ 33.695599°) Dans les molasses de l'Indus (Oligocène, vers 30 Ma ?)

15-2 (77.754620°/ 33.738213°) Dans les flyschs de la fin de l'Eocène (vers 35 Ma ?) associés à la molasse de l'Indus (flysch de Miru-Chogdo)

15-3 (77.820000°/ 33.817778°) Environs de Ubshi (ou Upshi). Arrêt pour voir les plis isoclinaux dans la molasse, déversés vers le NE (surface axiale pentée SW).

15-4 (77.702658°/ 33.912081°) Environs de Martselang et d'Hemis, au S et SW de Karu. La vallée d'Hemis est très connue pour son gros monastère, que nous pourrions peut-être visiter. C'est aussi une zone où les rétrocharriages de la molasse de l'Indus sur le batholite du Ladakh se voient bien (figure 2-41)

Leh (77.586398°/ 34.165914°), sur un grand cône alluvial. En aout 2010, lors d'orages violents, le torrent de Leh avait emporté toute la partie orientale de la ville!

J16 - J18 - au Nord de la Suture

Au cours de ces 3 jours, nous ferons une incursion coté asiatique de la chaîne, en empruntant le Khardung La, l'un des 3 hauts cols (tous à plus de 5300 m) qui permettent de passer de la vallée de l'Indus aux vallées de la Shyok (vallée suivie par la suture de Shyok) et de la Nubra (vallée alignée sur la faille du Karakorum), en traversant la chaîne du Ladakh. Nous recouperons tout le batholite du Ladakh jusqu'à une nouvelle suture : la suture de Shyok, qui sépare l'ancien arc magmatique du Ladakh-Kohistan de la chaîne du Karakorum.

- **L'arc Ladakh-Kohistan** est surtout représenté au Ladakh par un très important batholite granitique, le batholite du Ladakh. Plus à l'Ouest, de part et d'autre du "promontoire" himalayen du Nanga-Parbat, au Ladakh pakistanais (région de Skardu-Deosai) et au Kohistan (région de Chilas-Gilgit), il est beaucoup plus développé, et sans doute double; il comprend un gros batholite, prolongation de celui du Ladakh, mais aussi des roches ultrabasiqes (péridotites serpentinisées), des laves basaltiques, des formations sédimentaires.

- **La suture de Shyok,**

- **Le Karakorum** est totalement construit sur la marge asiatique de la Thétys, et est plus ancien que l'Himalaya (chaîne liée comme le Trans Himalaya tibétain à la subduction de la partie océanique de la plaque indienne sous l'Asie, au Crétacé). Mais après la collision continentale Inde-Asie, il a été largement repris par la déformation, le métamorphisme et la granitisation proprement himalayenne (post 40 Ma).

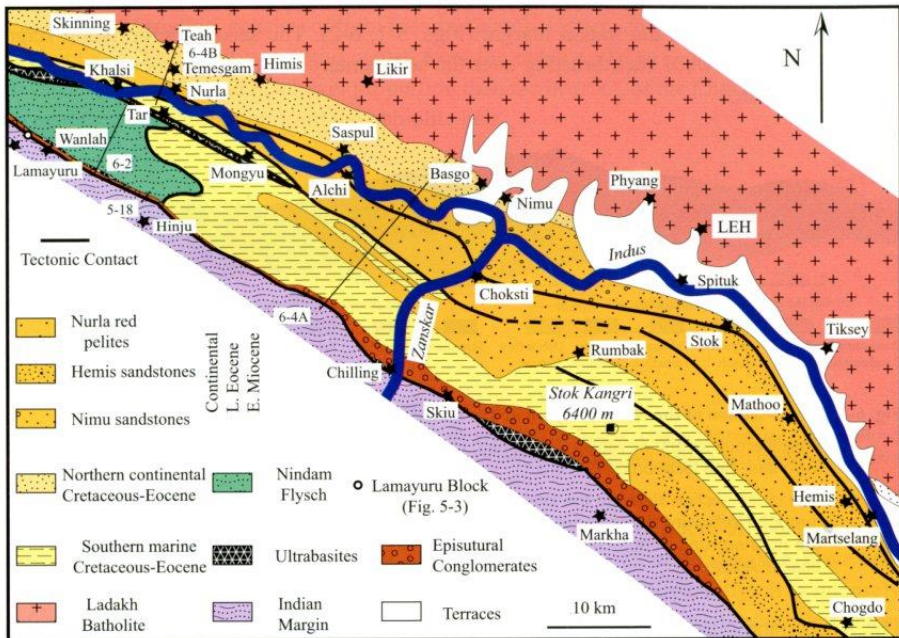


Figure 2-42 - (in Mascle et al., 2012) Carte du bassin de l'Indus dans la région de Leh

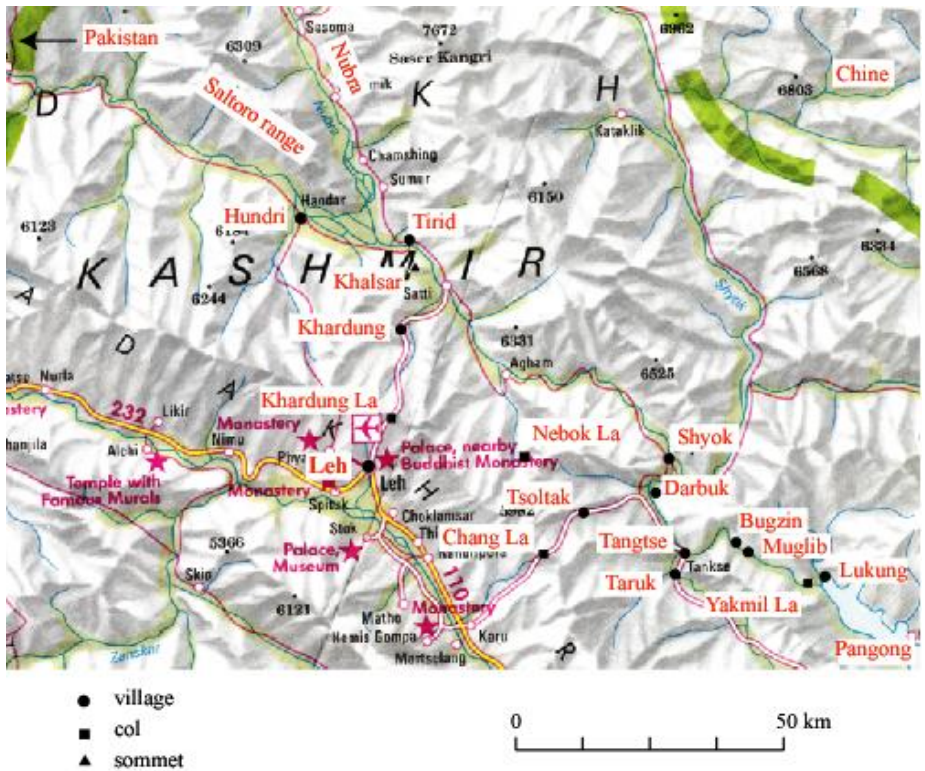


Figure 2-43- Zone de la suture de Shyok, faille du Karakorum et chaînon du Pangong

Arrêts au Nord de l'Indus

Toute la zone de la Shyok et de la Nubra, qui mène à l'immense glacier du Siachen, est une zone militairement sensible, qui longe la ligne de cessez-le-feu entre Inde et Pakistan (il n'y a pas de frontière reconnue Inde-Pakistan), où les escarmouches militaires sont assez fréquentes. Son accès est très contrôlé, et les données géologiques sont donc peu fournies. Elles le sont un peu plus si on s'éloigne vers le Sud-Est, en direction du lac du Pangong, atteint par le col du Chang La, au Nord de Karu (vallée de l'Indus, au niveau d'Hémis). Mais là aussi on est vite arrêté par la proximité de la frontière chinoise, dont le tracé est lui aussi contesté !

Je ne vous propose pas d'arrêts prépositionnés, nous les ferons en fonction de ce que nous verrons en avançant. Les données géologiques ci-dessous proviennent surtout des travaux de Y. Rolland (thèse, 2000), qui a étudié la suture de Shyok à la fois en Inde et au Pakistan, et des travaux de Jain et Singh, 2009.

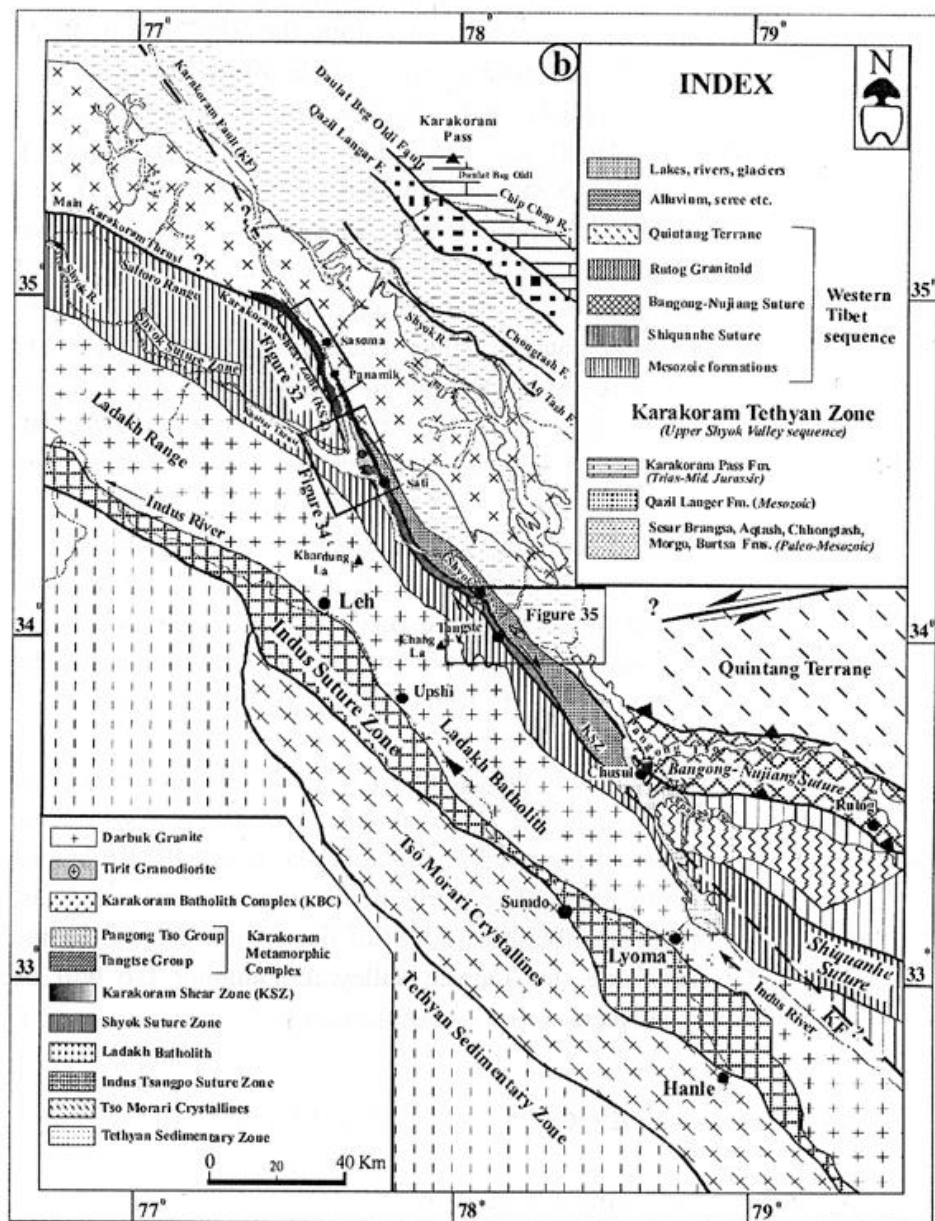


Figure 2-44 - Carte géologique de la chaîne du Ladakh (au Nord de la suture de l'Indus) et de la zone suture de Shyok-massif du Pangong (in Rolland et Pêcher., 2001, Rolland et al. 2008)

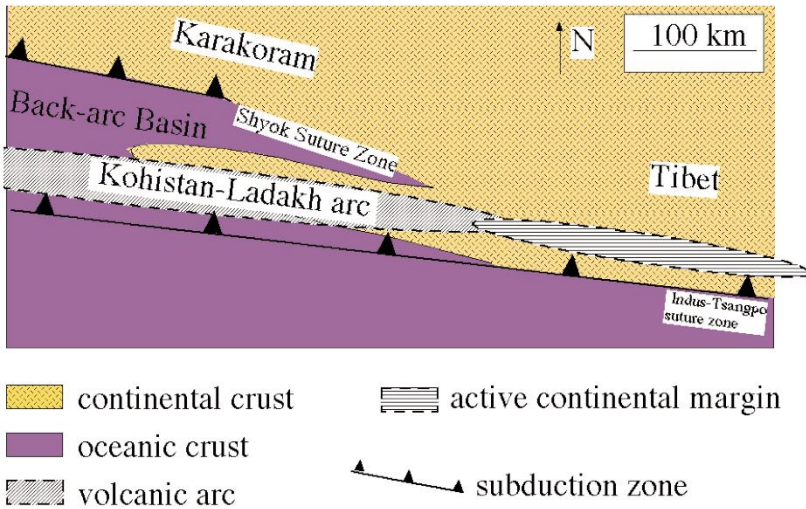


Figure 2-45 - Reconstitution de la géométrie de la marge asiatique Karakorum-Tibet au Crétacé Moyen, telle qu'on peut la déduire de données géochimiques et lithologiques (in Rolland, 2008).

Le batholite du Ladakh

Il appartient à la série de batholites transhimalayens situés immédiatement au Nord de la suture de l'Indus-Tsangpo. Il montre un magmatisme de type andin, calco-alcalin, dû à la subduction vers le Nord de la croûte océanique de la Néothétys sous un arc insulaire, du début du Crétacé (135 Ma) au début de l'Eocène (53 Ma).

Le batholite Ladakh-Déosai-Kohistan dessine un massif linéaire de 600 km de long, 30 à 80 km de large, et dont on voit au moins 3 km d'épaisseur. Il est fait de gabbros, diorites et granodiorites (les faciès les plus courants) et granites. Il s'est mis en place en plusieurs étapes de 110 à 40 Ma, avec une période dominante à 60 Ma. Sur son versant Sud, nous avons vu qu'il était recouvert en discordance par les molasses de l'Indus. Sur son versant Nord, il est intrusif dans les laves d'arc (volanites de Khardung en particulier), dans des sédiments et dans les mélanges ophiolitiques de la suture de Shyok.

Géochimiquement, il montre des caractères typiques d'une différenciation de type batholite de cordillère (comme le grand batholite des Andes).

Âges de cristallisation

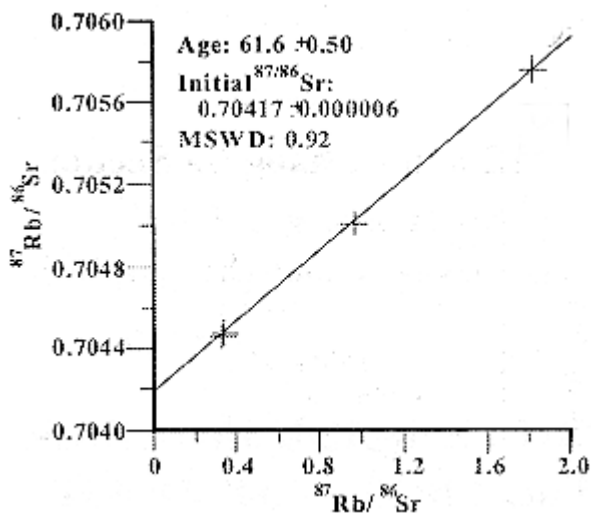


Figure 2-46 - (in Jain et Singh, 2009) Isochrone Rb/Sr "roche totale" sur 4 échantillons de la zone du Chang La

Des âges anciens U/Pb dans la région de Kargil (Sharer et al, 1984) donnent un âge de cristallisation de 101-103 Ma. Des mesures U/Pb à la microsonde ionique sur des monocristaux de zircons d'échantillons proches de Leh donnent des âges de 73 à 50 Ma, avec un maximum de points autour de 61 Ma, et 58 Ma dans la région de Digar (vallée de la Shyok). Enfin, 4 échantillons prélevés le long de la route du Chang La ont donné un âge Rb/Sr de 61.6 Ma (figure 2-46. Une erreur dans la figure : en ordonnée, il s'agit du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$).

Âges de refroidissement et d'exhumation

On dispose aussi pour la coupe du Chang La, à l'E de Leh, de données thermochronologiques par traces de fission sur apatite et zircon (Kumar et al., 2007).

Si on reporte les âges traces de fission sur apatite (passage de l'isotherme 100°C) en fonction de l'altitude pour les sections du Khardung La et du Chang La, on obtient des âges échelonnés de 25.3 à 9.2 Ma, les âges les plus vieux étant trouvés dans les échantillons les plus hauts, prélevés à 5300 m d'altitude, et les âges les plus jeunes dans ceux prélevés au pied de la montée, à 3800 m (fig 2-47).

On en déduit en première approximation un taux d'exhumation récent très faible de 0.1 mm/a. Par contre, les âges traces de fission sur zircon (passage de l'isotherme 200°C) obtenus sur deux échantillons (5300m et 4900 m) du Chang La donnent 41.7 et 43.4 Ma. Ces âges sont incompatibles avec les âges sur apatites des échantillons prélevés à la même altitude, et impliqueraient une vitesse d'exhumation forte avant 20-25 Ma, suivie par une exhumation très lente jusqu'à aujourd'hui. On retrouve ici le même schéma que celui mis en évidence pour le plateau de Deosai au Pakistan, ou plus ponctuellement pour le Sud Tibet. Couplé avec des données morphologiques, cela permet de penser que les crêtes sommitales très molles de la chaîne du Ladakh correspondent à un lambeau de plateau tibétain (figure 2-48).

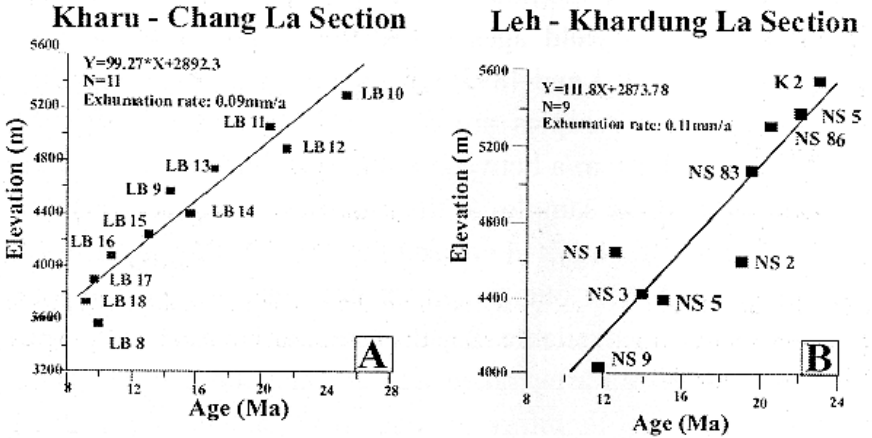


Figure 2-47 - (in Jain et Singh, 2009) Âges traces de fission sur apatites pour le batholite du Ladakh (coupes du Kardung La, au Nord de Leh, et du Chang La

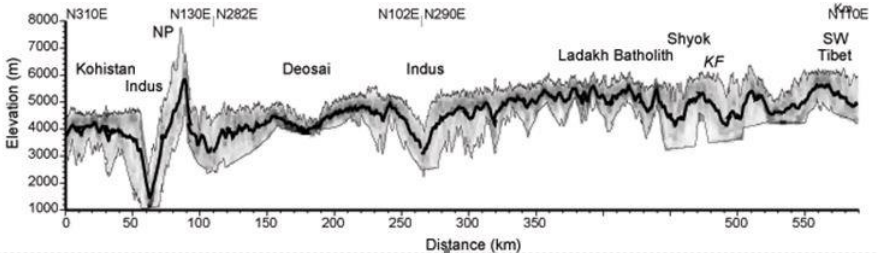


Figure 2-48 - (in van der Beek et al, 2009). Profil altimétrique parallèle à la chaîne, du Ladakh au Kohistan. Le Nanga Parbat (NP) est une structure très récente, qui recoupe la vieille topographie "tibétaine".

La suture de Shyok (SSZ)

Au nord du batholite du Ladakh, on trouve des formations qui appartiennent à la zone de suture séparant l'arc océanique du Kohistan-Ladakh de la chaîne du Karakorum, érigée sur la marge continentale asiatique :

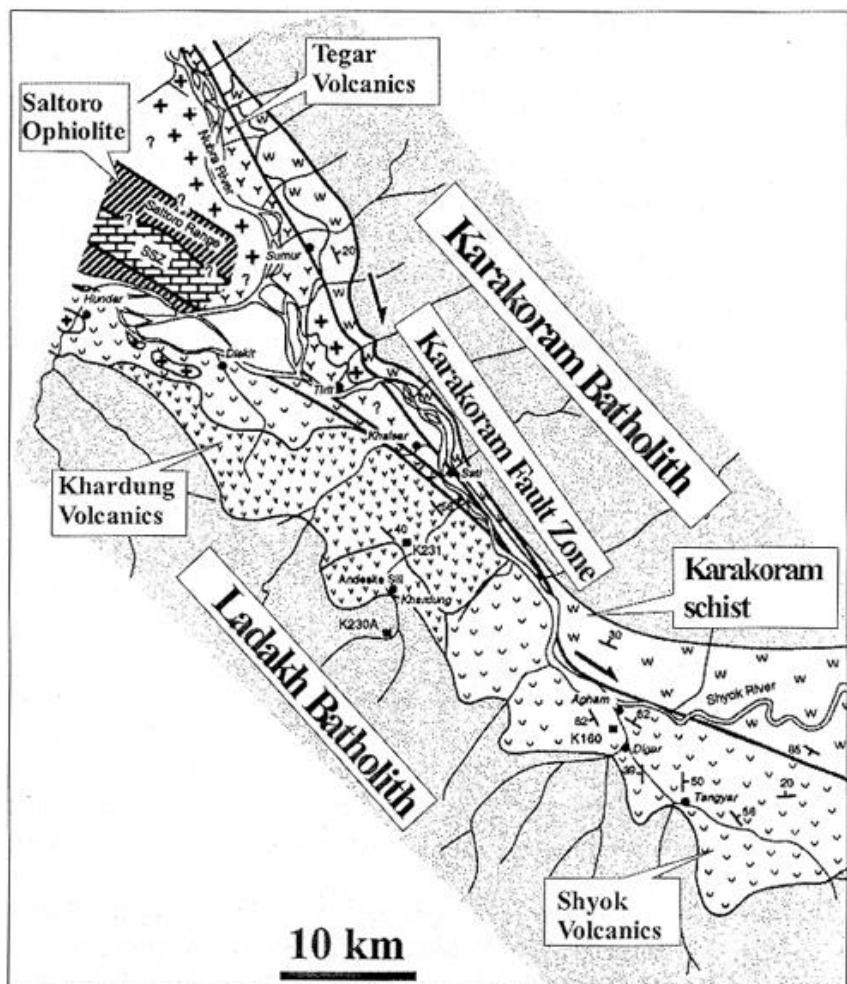


Figure 2-49 (in Jain et Singh, 2009). Carte de la jonction Shyok-Nubra. Points notés K230 et K231 sur la route de Kardung : échantillons des volcanites de Khardung datés à 67.4 Ma et 60.5 Ma.

- au dessus du batholite du Ladakh, une très épaisse séquence de volcanites acides, les volcanites du Khardung. Deux âges U-Pb sur zircon ont été obtenus dans des rhyolites de la base et dans un dyke d'andésite au sommet de la série : 67.4 et 60.5 Ma (fini Crétacé - Paléocène), âges très proches de ceux du pluton. Pour certains auteurs, les volcanites de Khardung se rattachent à la suture de Shyok. Pour d'autres, elles sont à rattacher au batholite du Ladakh,

- dans la région de la chaîne du Saltoro (nom donné en Inde à la prolongation vers le SE du Karakorum méridional, dans l'Y formé par la suture de Shyok et la faille du Karakorum), les volcanites de Kardung sont tronquées par le chevauchement de Khalsar. Au dessus (au Nord) viennent plusieurs unités toutes séparées les unes des autres par des contacts anormaux. Du SW au NE ce sont les formations de Khalsar, les volcanites de la Shyok, la formation de Hundri, les volcanites, molasses et ophiolites du Saltoro, la formation de Nubra, toutes ces formations jalonnant en lanière discontinues la zone de suture.

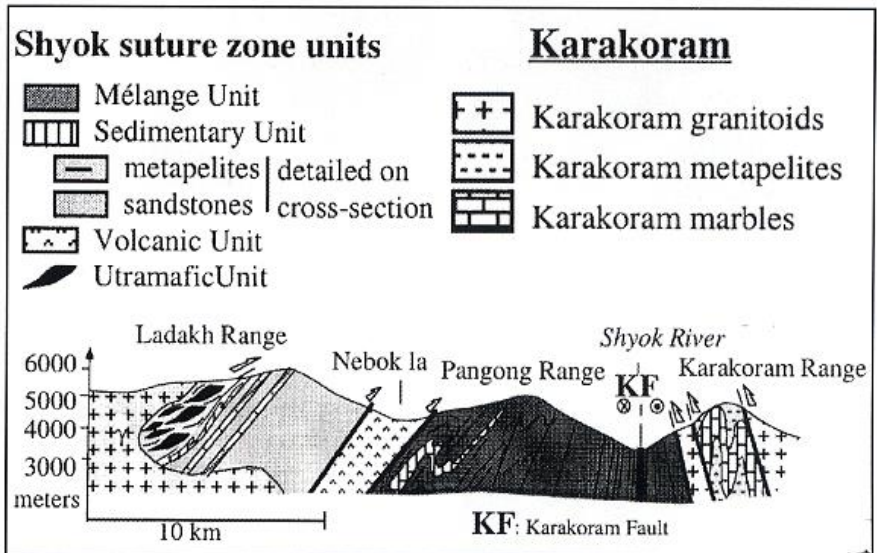


Figure 2-50 - Coupe S-N, du batholite du Ladakh (un peu en aval du Chang La) jusqu'à la faille du Karakorum. Le Sud est à gauche (Y. Rolland, thèse UJF, 2000).

La faille du Karakorum

En image satellite ou sur les cartes d'ensemble de l'Himalaya-Tibet, la faille du Karakorum apparaît comme un décrochement dextre bien défini, se suivant sur plusieurs centaines de km. Sur le terrain, on s'aperçoit qu'il ne s'agit pas d'une faille de décrochement simple, mais d'une zone de cisaillement complexe. Dans la région qui nous intéresse, la faille montre deux branches majeures, isolant une amande de plusieurs km d'épaisseur, où l'on observe des granitoïdes (granites, granodiorites à hornblende-biotite) et des gneiss très métamorphiques (faciès amphibolite et granulite, et migmatites) : c'est le chaînon du Pangong, encore imparfaitement cartographié.

Âges

Dans les gorges de Tangtse (route du Chang La vers le Pangong Tso), des mesures U/Pb à la microsonde ionique sur zircon ont donné des âges assez dispersés autour de 60 Ma. Par contre, des mesures Ar/Ar sur amphibole (rétromorphose des gneiss dans le faciès amphibolite) ont donné des âges de 13.6 Ma à 30.6 Ma, encadrant l'âge U/Pb de 18 Ma trouvé pour la mise en place du granite de Tangtse.

Histoire du fonctionnement de la faille du Karakorum

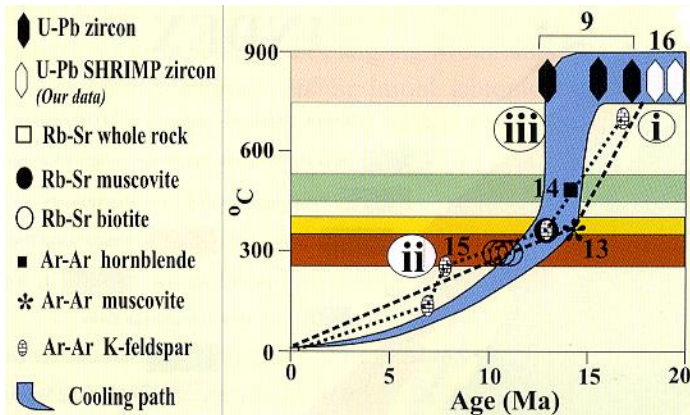


Figure 2-51- (in Jain and Singh, 2009) Données thermochronologiques et trajets de refroidissement dans les formations du Sud Karakorum reprises dans la zone de cisaillement du Karakorum

La figure 2-51 synthétise les données géochronologiques dans la zone Ladakh-faille du Karakorum-Pangong. Le début du fonctionnement de la zone de cisaillement du Karakorum aurait eu lieu vers 70-80 Ma, période contrainte par deux âges U/Pb sur zircon : un âge de 75 Ma obtenu sur un granite repris dans la mylonite de Tangtse, et un âge de 68 Ma pour la granodiorite non déformée de Tirit (près de la confluence Shyok-Nubra), qui recouperait les mylonites de la zone. Mais la déformation dans la zone cisillée du Karakorum est extrêmement hétérogène (couloirs de très fort cisaillement séparant des panneaux non déformés), et ces âges ne forment pas forcément un argument très fiable pour dire que la faille fonctionnait déjà - ou pas - il y a 70 Ma.

Un autre groupe d'âges (âges de refroidissement et de mise en place de granites) se situe entre 23 et 13 Ma, avec pour la période 15-13 Ma une pente très raide du trajet de refroidissement, c'est-à-dire une accélération de l'exhumation. On peut penser que cette période de fusion (migmatisation, et injection de granites) suivie d'un refroidissement très rapide correspond à une période particulièrement active de la faille, avec fusion partiellement induite par la friction (?) et par la remontée adiabatique (voire avec augmentation de chaleur) des gneiss granulitiques. Une telle remontée impliquerait cependant une composante verticale - et pas seulement décrochante - pour le cisaillement, ce qui n'est pas évident sur le terrain, à l'échelle de l'affleurement.

Amplitude du déplacement de part et d'autre de la faille du Karakorum

C'est une valeur difficile à estimer, et qui dépend des arguments que l'on prend en compte. Des valeurs très diverses ont été proposées, d'un déplacement très faible jusqu'à plusieurs centaines de km. En se basant sur des corrélations de la géologie de part et d'autre de la faille (Tibet à l'Est, Karakorum à l'Ouest), on peut avancer un déplacement relatif actuel de l'ordre de 300 km (fig. 2-52).

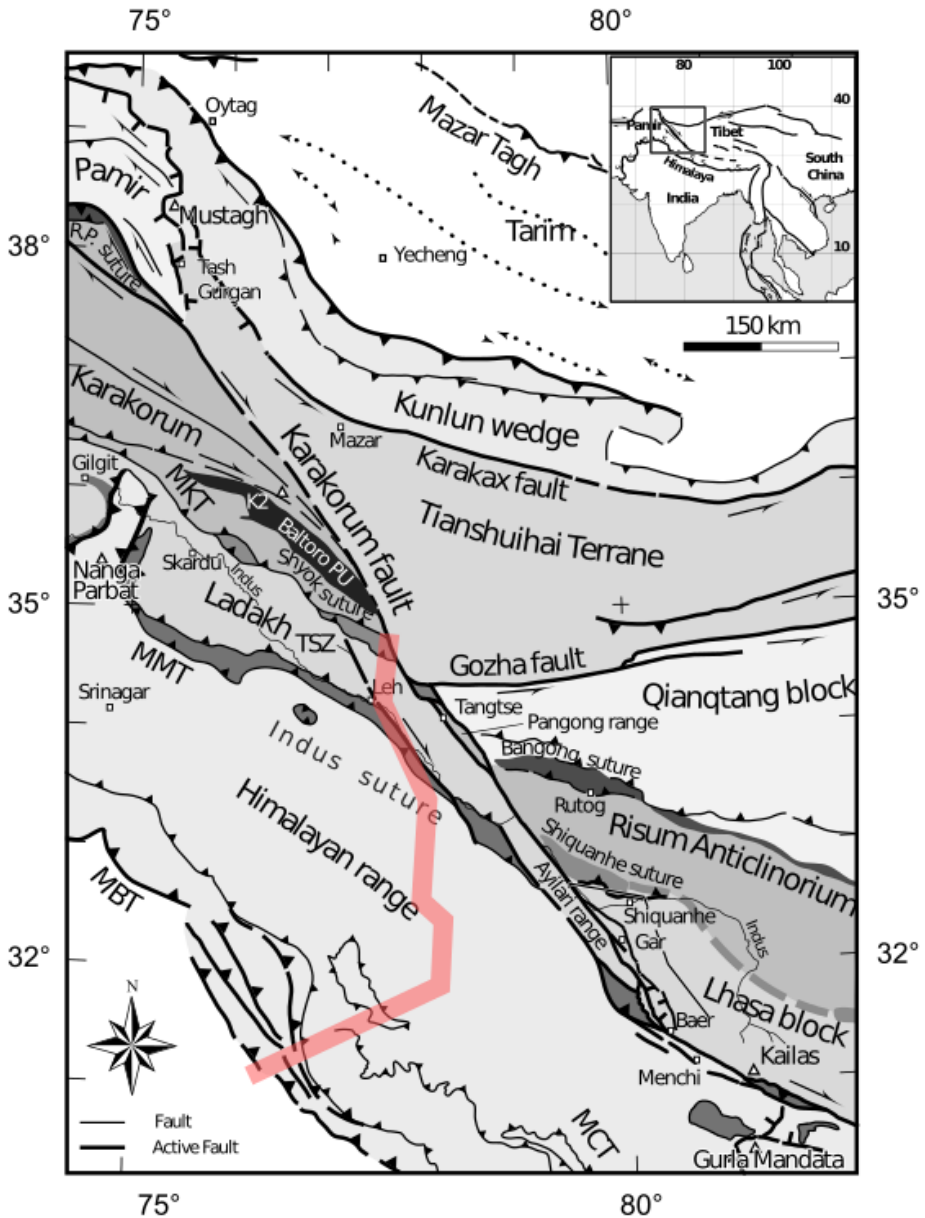


Figure 2-52 (S. Guillot, 2007) - Schéma géologique de la zone de la faille du Karakoram, montrant les corrélations possibles entre les formations du Karakoram et les formations du Sud Tibet (bloc de Lhasa). En rouge, notre périple, du front himalayen à la suture de Shyok.

L'histoire de la Chaîne himalayenne

Nous sommes arrivés au bout de notre coupe, qui nous a fait traverser tout l'Himalaya jusqu'à ses marges Nord. La série de coupes présentées ci-dessous résume les différentes étapes de la construction de la chaîne.

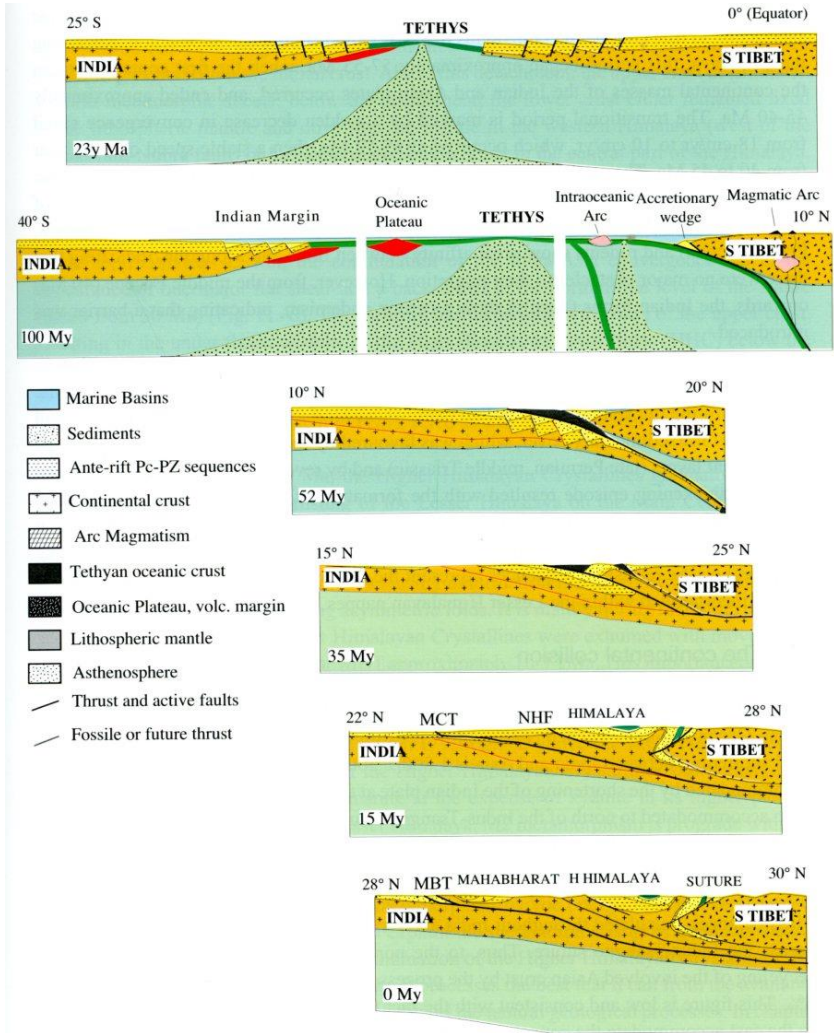


Figure 2-53 (Masclé et al., 2012) Figure résumant l'histoire de l'épaississement crustal en Himalaya du Nord Ouest (correction : pour la première coupe, lire 123 Ma).

Annexe - Légende de la carte de Steck (2003), utilisée pour plusieurs figures

HIGH HIMALAYA

QUATERNARY OF KASHMIR

11	Alluvial plains, recent river terraces	conglomerates, sand- and siltstones	Holocene
12	Karewas, older river terraces	conglomerates, sand- and siltstones	Pleistocene-Holocene

TERTIARY METAMORPHISM AND MAGMATISM

13	Leucogranite sillimanite + K-feldspar isograd staurolite isograd garnet isograd	muscovite + quartz = sillimanite + K-feldspar	Tertiary (22 Ma) Tertiary Tertiary Tertiary
----	--	---	--

NEOTETHYAN SLOPE

14	Lamayuru Formation	grey and black silts, calcareous silts, olistolites alkaline volcanics	Late Permian-Upper Cretaceous Triassic
----	--------------------	---	---

NEOTETHYAN SHELF (Late Permian - Early Tertiary)

15	Tertiary olistostrome	sandstones with nummulites	Eocene
16	Shinge La-Kesi limestones, Kong slates	limestones and slates	Paleocene-Early Eocene
17	Chikkim and Fatula limestones	white foraminifera limest., grey marly limest.	Late Cretaceous
	Giupal sandstones	carbonate sandstones and black shales	Early Cretaceous
	Spiti shales	black shales and sandstones	Late Jurassic
18	Fe oolites and Laptal Beds	brown ferruginous oolites	Middle Jurassic
	Giupal sandstones, Chikkim limest.	sandstones and limestones	Cretaceous
19	Spiti shales	black shales and sandstones	Malm
	Laptal beds	oolitic limestones	Dogger
20	Kioto Formation	neomegalodon rich dolomitic limestones	Liassic
21	Mesozoic (undifferentiated)	shales, marls and limestones	Mesozoic
22	Lilang Group	marls and limestones	Triassic
23	Kuling Formation	marls and limestones	Late Permian

GONDWANAN SERIES (Neo-Proterozoic - Permian)

24	Panjal Traps	plateau basalt lava flows and volcanoclastics	Permian
	Chumik Formation	quartzitic microcongl. - congl.	Early Permian
25	Po Formation	black shales, carbonate sandst. and congl.	Early Carboniferous
	Lipak Formation	siliceous limestones, marls and evaporites	Early Carboniferous
26	Intrusives	crustal granites and locally gabbros	Ordovician ~ 480 - 580, 912 Ma
27	Muth Formation	white quartzites	Devonian
	Thaple Formation	red and violet conglomerates and sandstones	Ordovician
	Kurgiakh Formation	black shales and green sand- and siltstones	Upper Cambrian
	Karsha Formation	grey sand- and siltstones, yellow dolomites	Lower Cambrian
28	Krol Formation	limestones and dolomites, stromatolites	Vendian
	Haimantas = Phe Formation	grey sand- and siltstones (graywackes)	Neo-Proterozoic
29	Graphitic horizon of Haimantas	graphitic, quartzitic ± carbonate horizons	Neo-Proterozoic
30	Blaini, Manjir Congl. of Haimantas	boulder slates (pebbly diamictites)	Neo-Proterozoic
31	undifferent. Gondwanian sediments		Neo-Proterozoic - Early Permian

MAIN CENTRAL THRUST (JUTOGH THRUST, VAIKRITA THRUST)

JAUN SAR NAPPE

39	Jaunsar Series	slates and quartzites	Neo-Proterozoic
----	----------------	-----------------------	-----------------

JAUN SAR THRUST

SIMLA-RUNKUM NAPPE ("OUTER FOLD BELT")

40	Tal Formation	arenaceous limestones, gray wackies and shales	Lower Cambrian ?
41	Kroll carbonates	limestones and dolomites	Neo-Proterozoic
42	Infra-Kroll	slates	Neo-Proterozoic
43	Dogra-Simla Slates and Blaini Congl.	slates and siltstones	Neo-Proterozoic
44	Panjal Traps and Upper Paleozoic	basic volcanites, sediments	Upper Paleozoic

MAIN BOUNDARY THRUST

45	Alluvial plains, recent river terraces
46	Upper Siwaliks
47	Lower and Middle Siwaliks
48	Upper Dharmasala (Murrees)
49	Subathus - Lower Dharmasala

HIMALAYAN FOOTHILL BOUNDARY

SUB-HIMALAYA

conglomerates, sand- and siltstones
grey congl., sandstones, brown shales
grey conglomerates, sandstones and shales
deep purple or grey shales and sandstones
grey, green, red shales, nummulitic limest.

Holocene
Pliocene-Pleistocene
Upper Miocene - Pliocene
Oligocene - Early Miocene
Paleocene - Eocene

LESSER HIMALAYA

LOWER CRYSTALLINE NAPPE

32	Bajaura Nappe (Munsari Nappe)
33	Intrusives

MUNSIARI THRUST, PANJAL THRUST

graphitic slates, schists; intrusive granites
granite gneiss

Proterozoic
Proterozoic 1860 - 1900 Ma

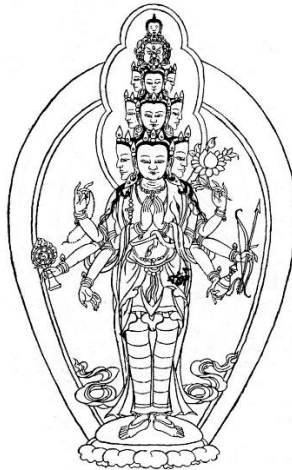
KISHTWAR AND LARJI-KULLU-RAMUR WINDOWS, CHAIL NAPPES

34	Shali Formation
35	Garsha and Berinag Formations
36	Rampur basic volcanics
37	Intrusives
38	Rampur Formation (Berinag Group)

CHAIL THRUST

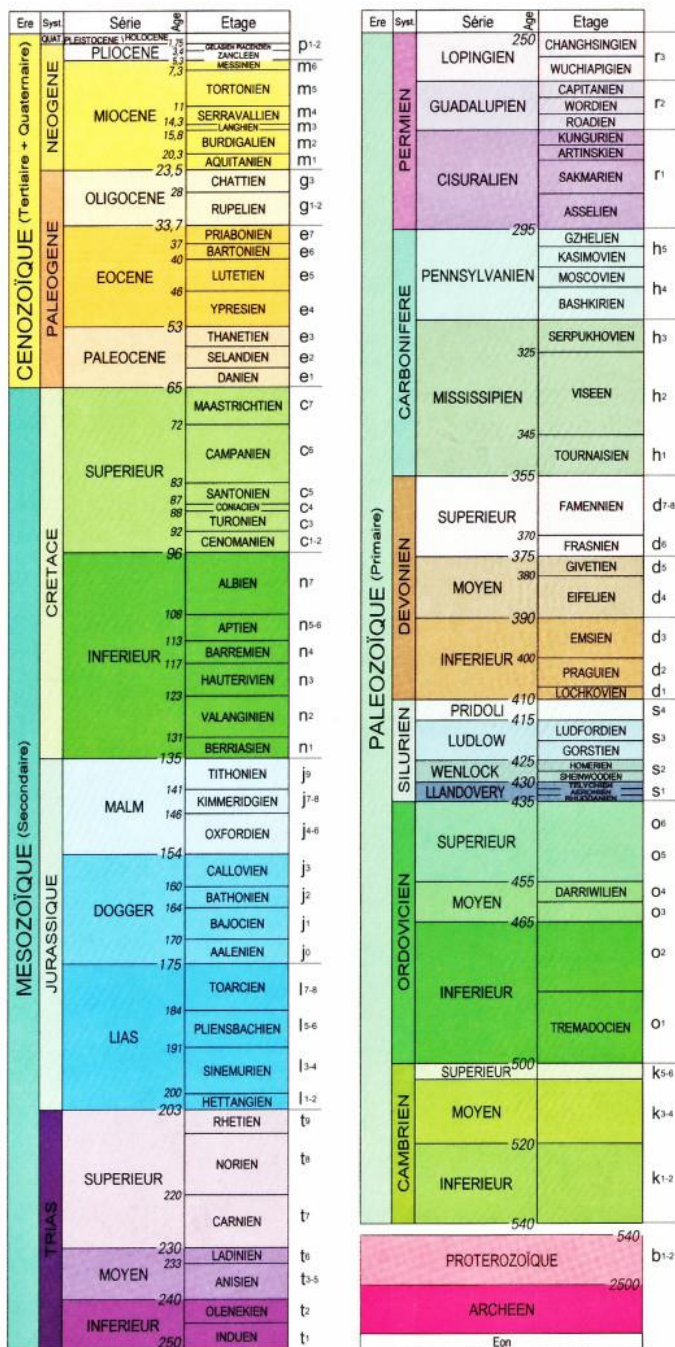
limestones, dolomites, slates, quartzites
quartzites and grey-green phyllites
continental tholeiites
granite gneisses
white and green sericite phyllites and quartzites, Proterozoic

Riphean (~1.25-1.0 Ga)
Proterozoic
1800 ± 13 Ma
1840 ± 16 Ma



Avalokiteshvara, bodhisattva de la compassion

Échelle des temps géologiques (© BRGM, mars 2003)



Nom des unités d'après la charte stratigraphique internationale IUGS, 2000. Âges numériques (Ma) d'après G. S. Odin, IUGS, 2000.
Couleurs des unités d'après le programme de la carte géologique de la France à 1/50 000.