

LA CONVERGENCE LITHOSPHERIQUE EN DOMAINE CONTINENTAL : LES ZONES DE COLLISION



L'essentiel...

La collision est marquée par la présence de hauts-reliefs (chaînes de montagnes) qui traduisent une forte épaisseur de la croûte continentale (jusqu'à plus de 70 km).

Cette épaisseur importante est expliquée par la mise en place de structures compressives (plis, nappes, chevauchements) accommodant la convergence des plaques. Les reliefs constituent alors un excès de masse, compensé en profondeur par un déficit : la racine crustale. Ce principe d'équilibre (isostatique) contrôle la répartition des masses et conditionne ainsi, à grande échelle, l'altitude de la chaîne.

La convergence de deux plaques continentales n'est pas uniquement accommodée par un épaissement de la croûte. Un plongement de l'une des deux plaques est souvent observé (subduction continentale). Par ailleurs, des mouvements d'extrusion, le long de grands décrochements, sont également courants. Ceux-ci peuvent notamment induire une extension localisée. Les déformations observées au niveau des zones de collision ne se résument donc pas aux seules structures compressives et sont en fait très variées (plis, nappes, failles inverses, décrochements, failles normales).

Les zones de collision sont le siège d'un recyclage important de la croûte continentale :

– par la transformation métamorphique des unités enfouies, selon un gradient moyenne pression/moyenne température caractéristique d'une croûte épaissie ;

– par la fusion partielle de la croûte (anatexie), liée à l'empilement tectonique ;

– par l'érosion continue des reliefs en cours de formation.

L'érosion est contemporaine de la formation des reliefs. Ainsi, l'altitude d'une chaîne de montagnes est le résultat d'une compétition entre les processus induisant la destruction du relief (érosion) et ceux à l'origine de sa formation (empilement tectonique). Les chaînes de collision sont donc des objets dynamiques.

Les produits d'érosion des reliefs alimentent des bassins situés en périphérie de la chaîne. L'origine de certains d'entre eux est directement liée au contexte de collision. Ils se forment en bordure de chaîne, par ploiement de la lithosphère sous le poids des nappes : ce sont les bassins flexuraux.

Les modifications profondes (métamorphisme, fusion, érosion) subies par la croûte continentale lors de la collision entraînent son rajeunissement par la formation de roches nouvelles. Ainsi, à la surface de la Terre, les vestiges de la croûte continentale primitive (archéenne) sont rares.

La collision correspond à l'affrontement de deux lithosphères continentales. Ce contexte convergent peut notamment être mis en évidence à partir de données GPS (Fig. 4-1). La collision est relativement peu représentée au regard des autres contextes géodynamiques (subduction, extension océanique...) puisqu'elle concerne environ 10 % de l'ensemble des limites de plaques. Les généralisations en termes de caractéristiques et de processus sont délicates, car elles se basent sur un nombre limité d'exemples qui ont chacun leurs particularités. Topographiquement, l'ensemble des zones de collision actives aujourd'hui sont marquées par des hauts-reliefs (Fig. 4.2) formant une chaîne plus ou moins continue, depuis le Sud de la France jusqu'à l'est de l'Himalaya. Ces hauts-reliefs constituent donc une caractéristique majeure de la collision continentale, ce sont les chaînes de collision. Toutefois, il ne s'agit pas de la seule caractéristique de la collision continentale.

Quels sont les marqueurs géologiques de la collision continentale ?

Le présent chapitre propose de répondre à cette question en détaillant les caractéristiques géologiques de la collision et en précisant les liens qui les unissent.

I. LA CHAÎNE DE COLLISION : LA PARTIE VISIBLE EN SURFACE D'UNE CROÛTE ÉPAISSIE

Les zones de collision sont également appelées zones orogéniques (du grec *oros*, « montagne », et *gennan*, « engendrer ») car elles sont systématiquement associées à des hauts-reliefs dont les altitudes moyennes varient significativement d'une chaîne à l'autre : 2 500 m pour les Alpes, 2 000 m pour le Zagros et 4 500 m pour l'Himalaya. Les largeurs sont également très variables (de quelques dizaines de kilomètres à plusieurs centaines de kilomètres).

L'analyse de profils sismiques réalisés dans ces régions depuis une vingtaine d'années montre que les chaînes de collision correspondent, dans la majorité des cas, à des zones où la croûte continentale est anormalement épaisse (supérieure à 35 km – Fig. 4.3).

Quelle est l'origine de cette forte épaisseur crustale au niveau des zones de collision ?

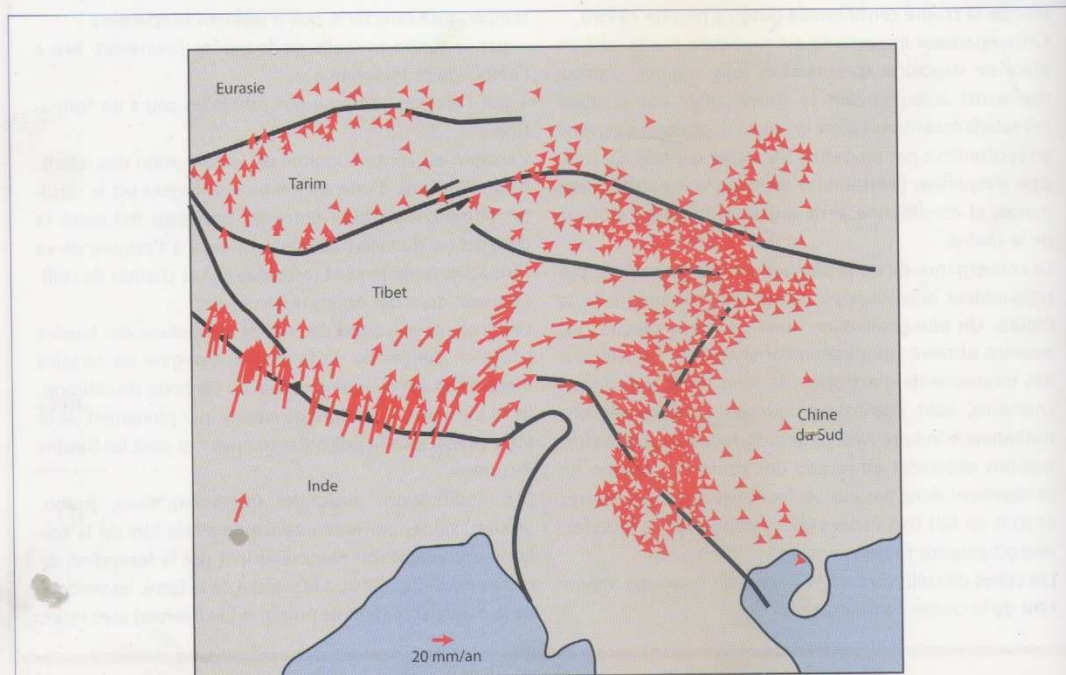


Fig. 4.1 – Mouvements du Tibet et de l'Himalaya mesuré par GPS, l'Eurasie étant considérée comme fixe (d'après Searl et al., 2011).

Le mouvement de l'Inde vers le Nord correspond à un rapprochement relatif entre l'Eurasie et l'Inde (convergence). On note que le plateau tibétain est expulsé vers l'Est par extrusion latérale.

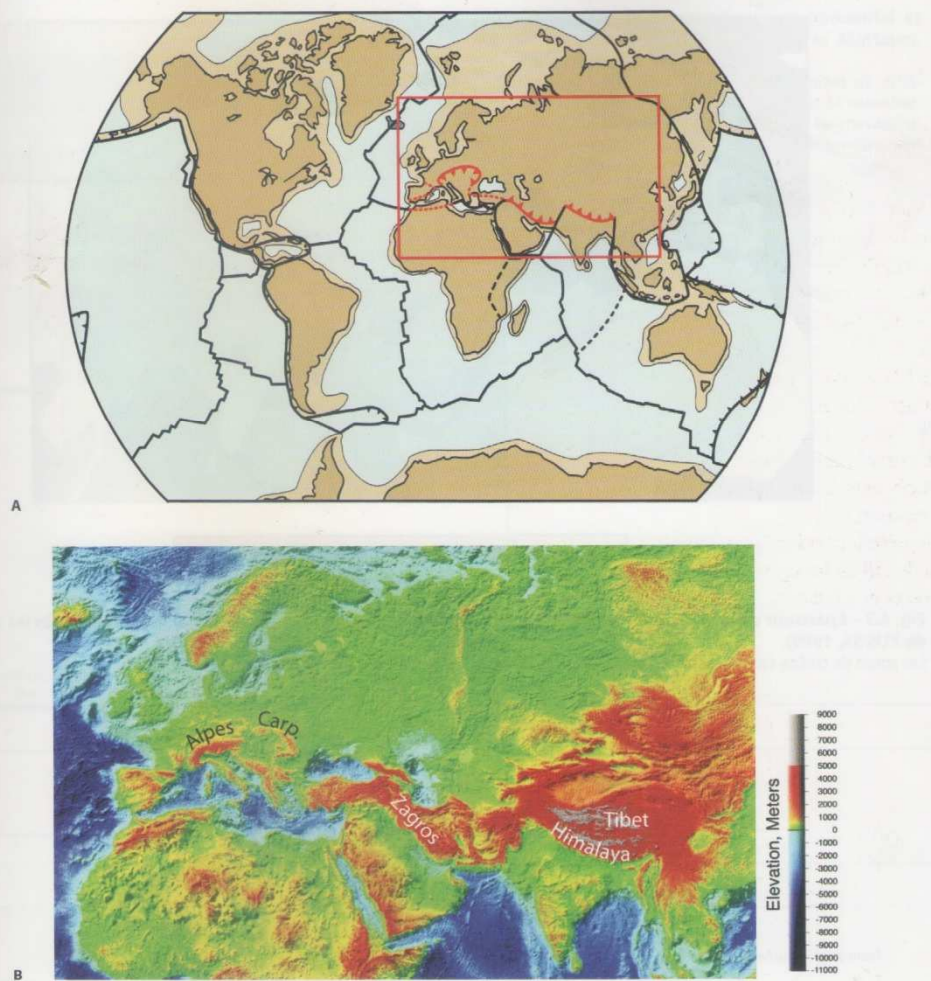


Fig. 4.2 – Localisation des principales zones de collision sur Terre.

A. Les zones de collisions actives. En trait plein rouge : zones de collision actives, en tirets rouge : zones de collision très peu actives. L'encadré rouge localise la Fig. B.

B. Reliefs eurasiens et nord-africains (d'après les données NOAA, 2006). Carp. : Carpathes.

1. La forte épaisseur de la croûte : une conséquence du raccourcissement horizontal

Les études de terrains ainsi que les études sismiques (mécanismes au foyer, profils sismiques) permettent de mettre en évidence quelques déformations caractéristiques des zones de collision. Elles sont résumées dans la Fig. 4.4. Ces déformations (plis, faille inverses, che-

vauchements) traduisent un régime compressif et entraînent, à différentes échelles, un épaississement des terrains affectés. Ainsi, le raccourcissement horizontal est accommodé par un épaississement vertical de la croûte. La collision est donc une « machine à épaissir la croûte », par empilement tectonique (Fig. 4.5).

Cet empilement est rendu possible par l'écaillage de la croûte continentale, c'est-à-dire l'individualisation de différents lambeaux qui se superposent tectoniquement.

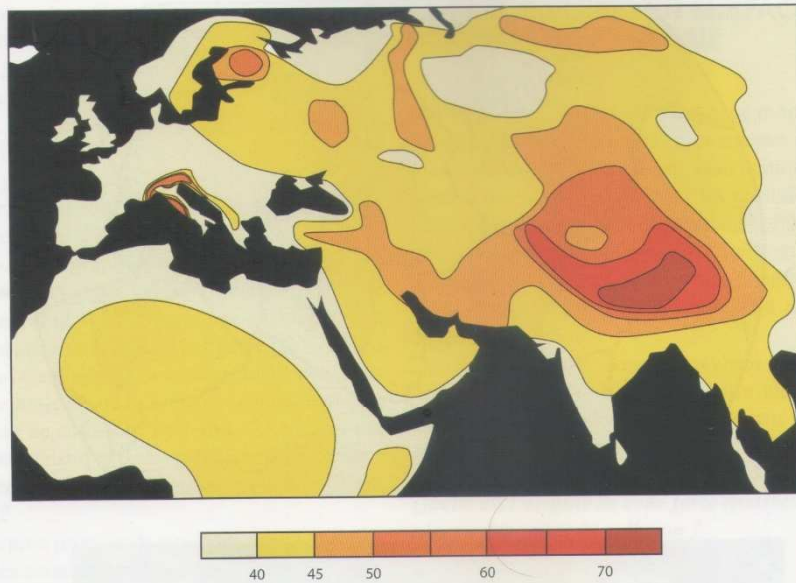


Fig. 4.3 – Épaisseur de la croûte continentale dans la région eurasiennne et nord-africaine (modifié d'après les données de l'USGS, 1999).

Les zones de croûte épaissie correspondent aux chaînes de montagnes (à comparer avec la Fig. 4-2 B).

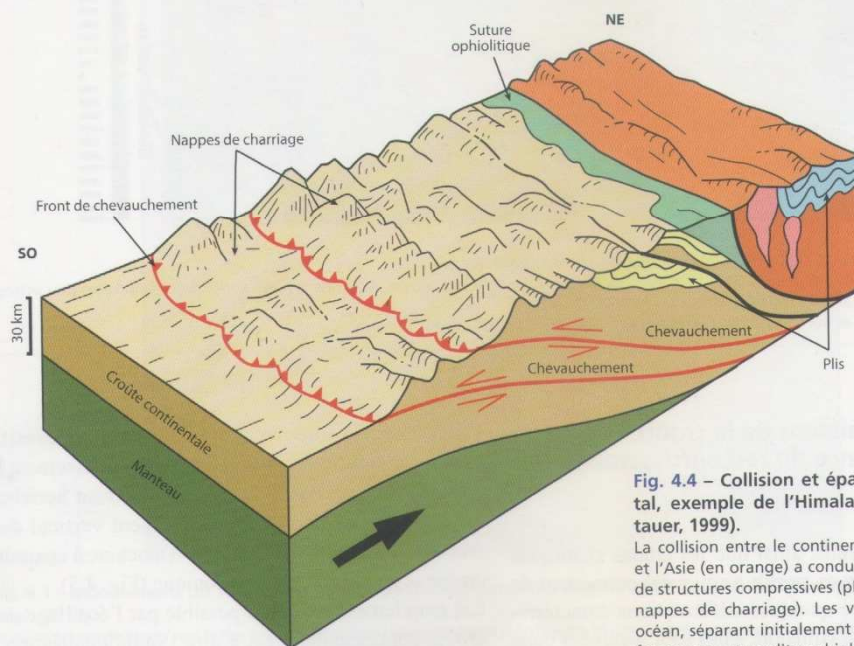


Fig. 4.4 – Collision et épaississement crustal, exemple de l'Himalaya (d'après Mather, 1999).

La collision entre le continent indien (en beige) et l'Asie (en orange) a conduit à la mise en place de structures compressives (plis, chevauchements nappes de charriage). Les vestiges d'un ancien océan, séparant initialement les deux continents forme une suture dite ophiolitique.

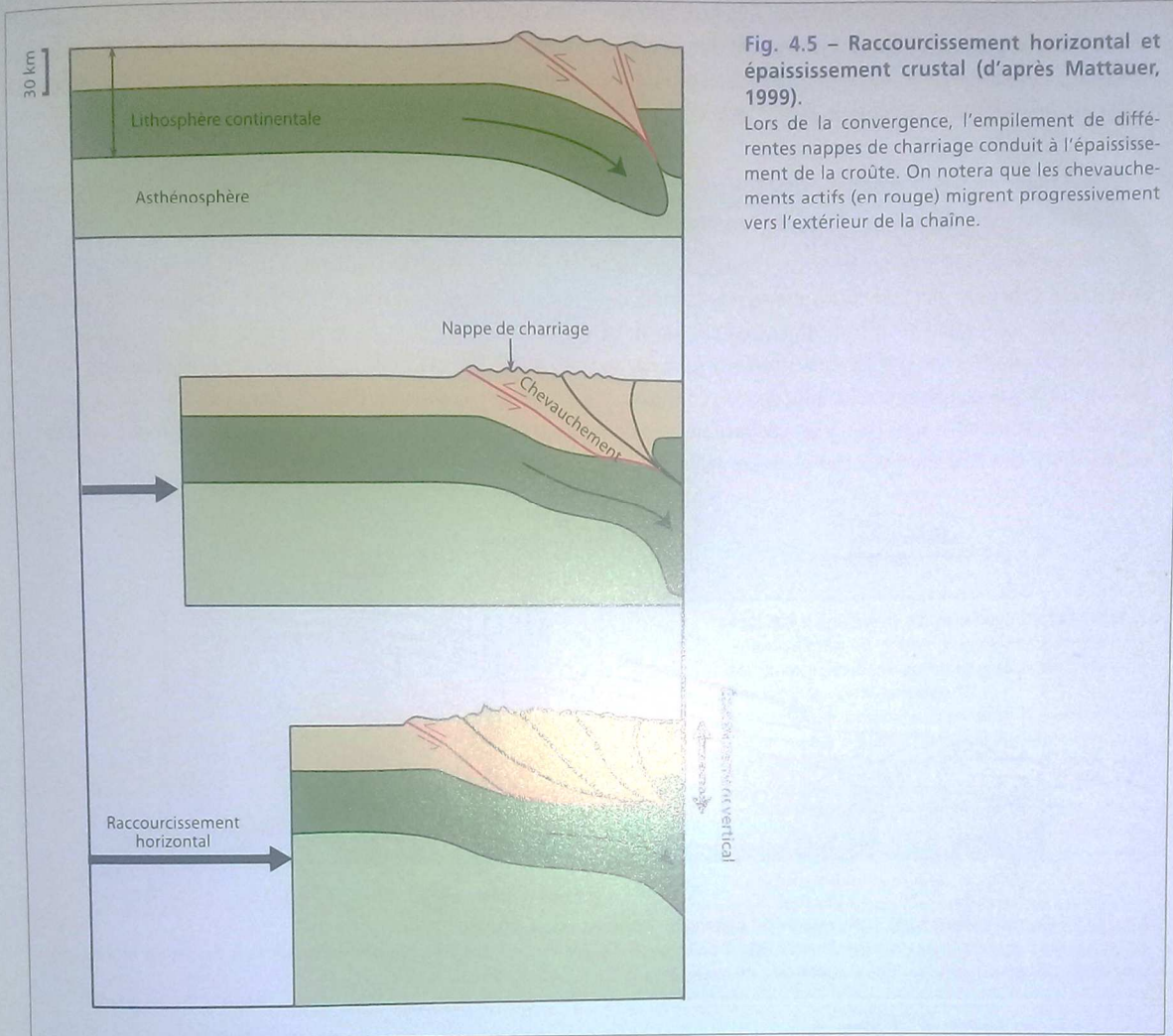


Fig. 4.5 – Raccourcissement horizontal et épaississement crustal (d'après Mattauer, 1999).

Lors de la convergence, l'empilement de différentes nappes de charriage conduit à l'épaississement de la croûte. On notera que les chevauchements actifs (en rouge) migrent progressivement vers l'extérieur de la chaîne.

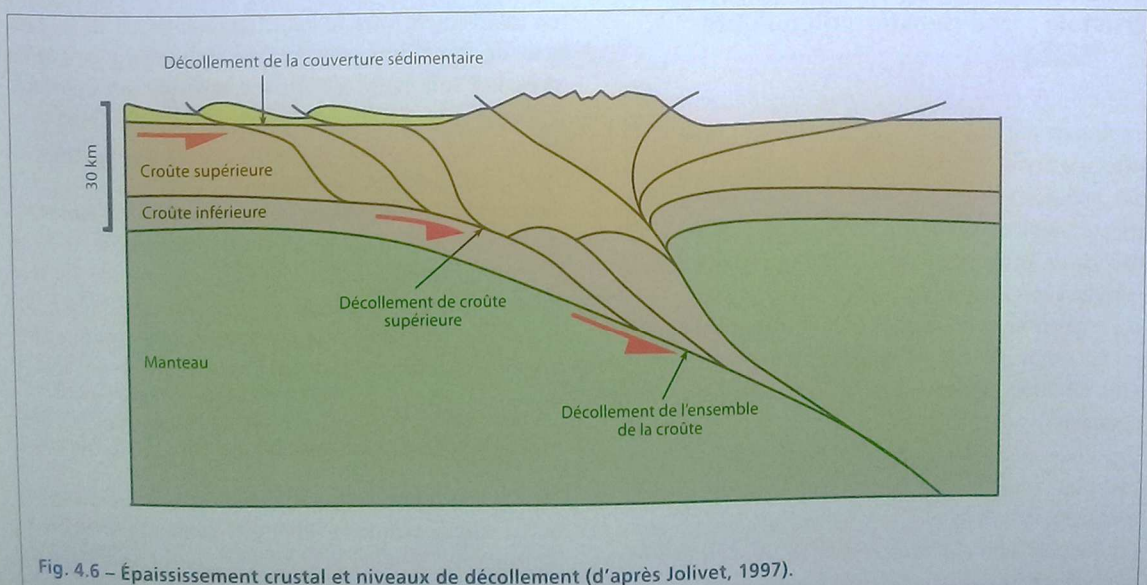


Fig. 4.6 – Épaississement crustal et niveaux de décollement (d'après Jolivet, 1997).

le calcul, ne compense plus la racine... qui est un déficit de masse.

Le résultat de ce calcul ($g_{\text{mesuré}} \text{ corrigé} - g_{\text{théorique}}$), correspondant à l'anomalie de Bouguer, permet donc de mettre en évidence un déficit de masse en profondeur (racine crustale) à l'aplomb des chaînes de collision et donc de démontrer la compensation isostatique.

⚠ Attention : les hauts-reliefs ne sont pas systématiquement liés à un contexte de collision !

La relation établie entre la collision, l'épaisseur de la croûte et les reliefs pourrait amener, par réciproque, au raisonnement faux suivant : « les reliefs importants sont toujours causés par un épaissement crustal qui est lui-même toujours lié à une collision ». Il existe des chaînes de montagnes dont l'origine n'est pas une collision. La cordillère des Andes en est un exemple intéressant ; cette « chaîne de subduction » est le résultat d'un épaissement crustal qui a une double origine :

- empilement tectonique au niveau de la plaque chevauchante (mécanisme identique à la collision) ;
- sous-placage de matériel magmatique (mécanisme propre aux zones de subduction).

D'autre part, les zones d'extension lithosphérique sont aussi à l'origine de reliefs importants ; les dorsales en domaine océanique (voir chapitre 2, p. 25) ou l'épaulement des rifts en domaine continental (voir chapitre 5, p. 88) sont des exemples frappants.

II. LA CONVERGENCE CONTINENTALE : UN SEUL CONTEXTE, UNE GRANDE DIVERSITÉ DE DÉFORMATIONS

Le recensement trop « sélectif » des déformations au niveau d'une chaîne de collision peut conduire à certains raccourcis. Ainsi, en évoquant uniquement les structures compressives (plis, chevauchements et failles inverses), la vision des caractéristiques mécaniques de la convergence devient assez caricaturale. En effet, les déformations visibles au niveau d'une zone de convergence continentale ne se résument pas aux seules structures compressives, comme le montre notamment l'étude des déformations en Himalaya (Fig. 4.12). Du front himalayen (en Inde) au lac Baïkal (en Russie), la convergence entre l'Inde et l'Eurasie s'accompagne d'une diversité de déformations : chevauchements (MCT, MBT), décrochements (faille de l'Altyn Tagh...) et même failles normales (rifts tibétains, lac Baïkal).

De plus, les données tomographiques en Himalaya montrent une forte anomalie positive de vitesse, suggérant un plongement de la lithosphère (Fig. 4.13). Une partie de la convergence serait donc également « absorbée » par un plongement à grande profondeur du manteau lithosphérique (et probablement d'une partie de la croûte inférieure) : c'est la subduction continentale.

Tout comme la subduction océanique, la subduction continentale s'accompagne des mêmes caractéristiques thermiques (gradient haute pression-basse température), les roches crustales plongeantes subissent donc un métamorphisme de haute pression.

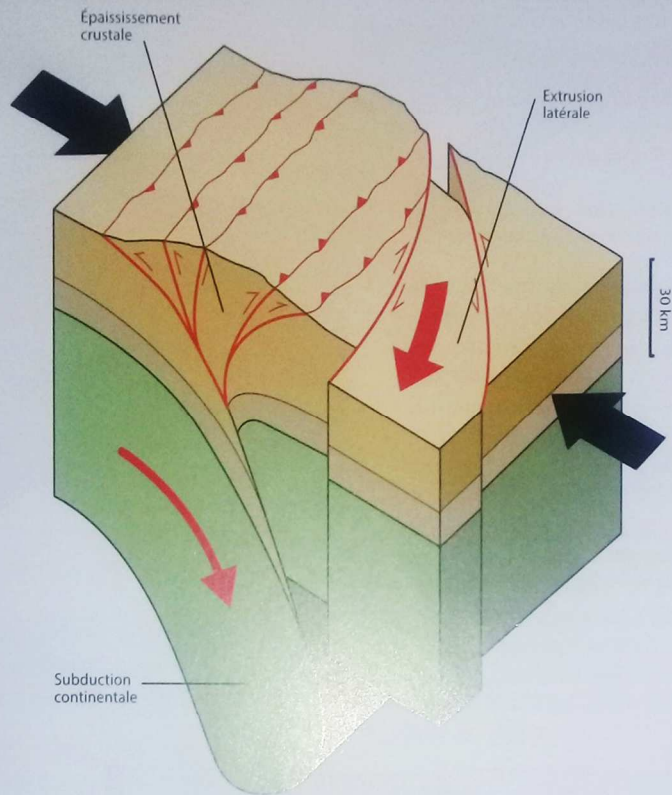


Fig. 4.14 – Trois manières d'accommoder la convergence.

Pour résumer, il y a trois manières conjointes d'accommoder le rapprochement de deux plaques continentales (Fig. 4-14) :

- 1. l'épaississement crustal, par écaillage et empilement tectonique ;
- 2. l'extrusion latérale, par le jeu de grands décrochements ;
- 3. la subduction continentale, par plongement de la partie inférieure de la croûte continentale et du manteau lithosphérique.

La collision continentale, au sens strict, correspond aux cas 1 et 2 où la croûte est réellement emboutie. Pour une chaîne de montagnes donnée, la proportion relative de ces trois modalités d'accommodation est difficile à quantifier

et peut varier dans le temps. Certains modèles construits pour le système himalayen (Yang et Lin, 2009) suggèrent que l'extrusion latérale serait plutôt tardive dans l'histoire de la collision. À l'image d'un prisme d'accrétion sédimentaire formé au niveau d'une zone de subduction (voir chapitre 3, p. 45), une chaîne de collision peut être assimilée à un prisme orogénique où l'essentiel de la croûte continentale s'épaissit et s'écaille pendant que le manteau lithosphérique et une partie de la croûte plongent en échappant ainsi à la collision frontale (Fig. 4.15).

L'épaississement crustal est donc, dans la plupart des cas, indissociable de la subduction continentale. L'orientation du plongement est alors héritée de celui de la subduction océanique antérieure (Fig. 4.16).

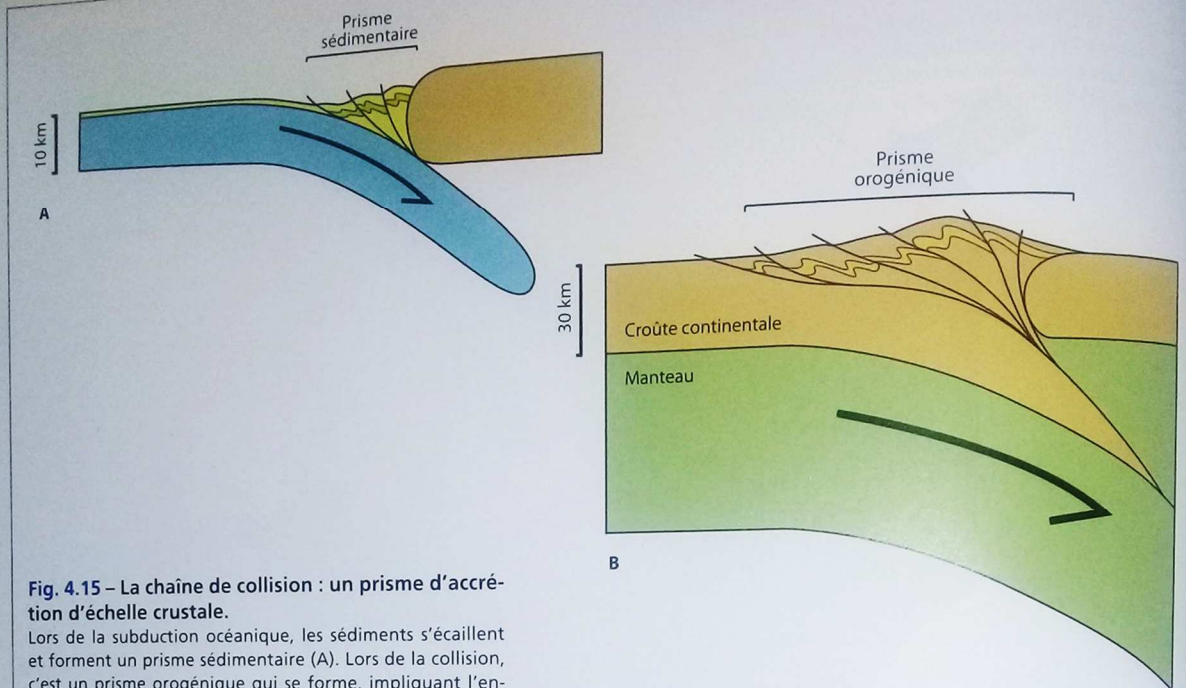


Fig. 4.15 – La chaîne de collision : un prisme d'accrétion d'échelle crustale.

Lors de la subduction océanique, les sédiments s'écaillent et forment un prisme sédimentaire (A). Lors de la collision, c'est un prisme orogénique qui se forme, impliquant l'ensemble de la croûte (B).

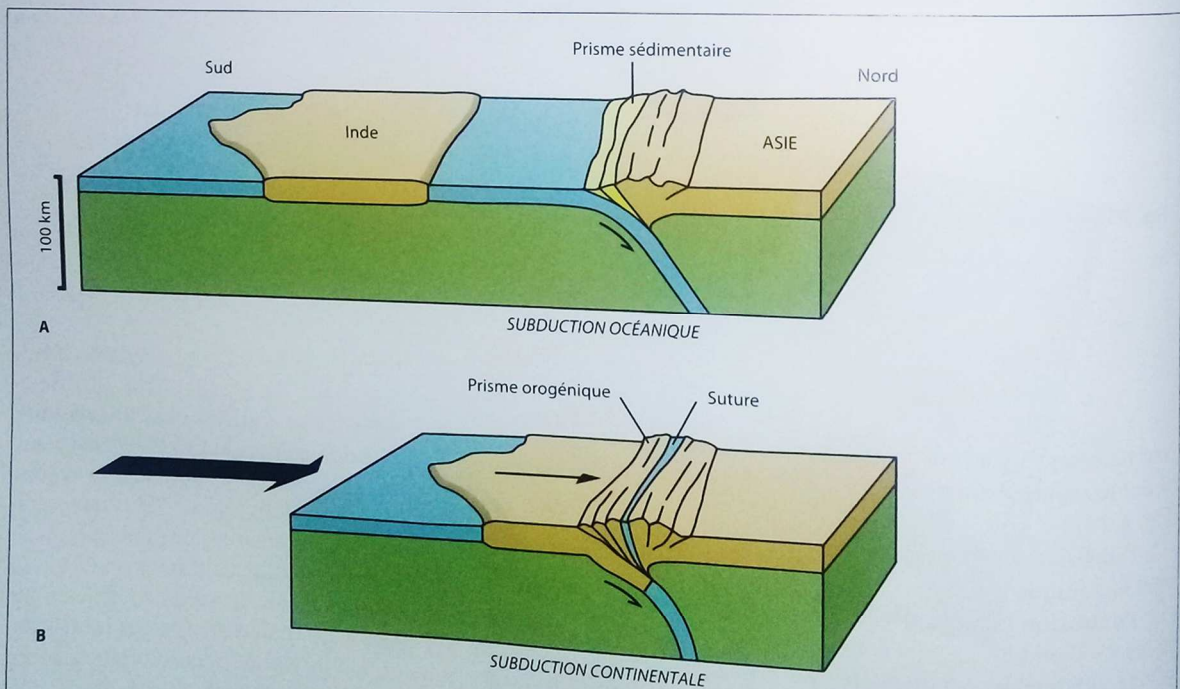


Fig. 4.16 – Histoire de la chaîne himalayenne : de la subduction océanique à la subduction continentale (d'après Avouac, 2002).

A. Il y a 100 Ma, l'océan séparant l'Inde et l'Asie se referme par subduction océanique. Un prisme sédimentaire se forme.
B. Depuis 40 Ma, la subduction se poursuit mais elle concerne une plaque continentale. Un prisme orogénique se forme.