

DES BASSINS SÉDIMENTAIRES AUX CHAÎNES DE MONTAGNE

MOTS-CLÉS

- ▶ Frontières des plaques.
- ▶ Convergence, raccourcissement.
- ▶ Inversion tectonique.
- ▶ Rifts étroits, rifts larges, remontée du Moho, facteur d'extension, héritage structural, marges passives, TOC, volcanisme.
- ▶ Subduction, batholithe, prisme orogénique, surrection.
- ▶ Obduction, nappe ophiolitique, prisme d'accrétion, unités HP-BT continentales.
- ▶ Collision, subduction continentale, épaissement, flyschs, molasses, exhumation des unités HP.
- ▶ Exhumation des unités métamorphiques, contexte compressif ou extensif, MCC, érosion.
- ▶ Andes, Himalaya, Tibet, Chine, Alpes, Oman, Nouvelle-Calédonie, Pyrénées, Basin and Range, Méditerranée, Égée.
- ▶ Chaînes calédonienne, hercynienne et alpine.



Voir chap. 7

Les mouvements relatifs aux limites des plaques sont de trois types : en convergence, en divergence, ou en coulissage. Ces mouvements induisent des déformations localisées essentiellement au niveau des frontières mais qui peuvent se propager parfois au cœur même des plaques. L'ampleur de ces déformations dépend de l'épaisseur des lithosphères qui s'affrontent ou s'écartent, du taux de déplacement cumulé le long de la limite concernée et de la vitesse de déplacement. Ces zones de déformation active (*fig. 15.1*) correspondent aux chaînes de montagne ou aux zones de subduction (frontières en convergence), aux dorsales océaniques (frontières en divergence), aux rifts intracontinentaux (divergence naissante), aux rifts larges (extension postorogénique) et aux grands décrochements (frontières coulissantes).

La plupart des chaînes résultent de l'évolution d'anciennes marges continentales passives engagées dans des contextes de subduction ou de fermeture océanique. Pour simplifier, on peut dire qu'une chaîne de montagne se construit bien souvent par la compression de sédiments accumulés au préalable dans des bassins (rifts ou marges). On nomme **inversion tectonique** positive l'ensemble des processus qui conduisent, lors d'un raccourcissement, à la fermeture d'un bassin et à l'exhumation de son remplissage sédimentaire et de son soubassement crustal ou mantellique. L'inversion négative se produit lorsqu'un chevauchement est réutilisé en faille normale.

Au cœur même des chaînes de montagne, dans les parties dites internes, mobilisées les premières par la compression, les terrains sédimentaires métamorphiques très déformés sont souvent d'anciens dépôts océaniques profonds associés à des lambeaux de croûte et de manteau océaniques, les ophiolites. Ils chevauchent en général des dépôts de marge continentale comprenant des sédiments marins moins profonds (plateforme, pente), voire des dépôts continentaux, formant les parties externes des chaînes, déformées plus tardivement. Au cours de cette évolution, la lithosphère océanique peut chevaucher le continent : c'est le processus d'obduction, puis deux continents peuvent eux-mêmes s'affronter et se chevaucher : c'est la collision continentale. On distinguera de ce fait les **chaînes de subduction, d'obduction et de collision**. Toutefois, il existe un certain nombre de chaînes intracontinentales comme les Pyrénées qui ne résultent pas de la fermeture d'un océan vrai. On n'y rencontre donc pas d'ophiolites *stricto sensu*, mais des fragments de manteau (lherzolites) mis à l'affleurement au fond des bassins du rift à la suite de l'hyperextension de la croûte continentale.

Dans ce chapitre, on abordera rapidement la répartition globale des bassins en lien avec la tectonique de plaques, puis on s'intéressera aux divers modes de déformation des bordures des plaques continentales, en divergence (rifts) puis en convergence (chaînes). On s'intéressera ensuite aux modalités de la remontée (**exhumation**) des unités enfouies profondément sous les chaînes. Les exemples traités sont tous issus des structures héritées du cycle alpin. Une présentation simplifiée de la tectonique préalpine d'Europe est proposée en dernière partie.

Encart 15.1 – Préambule : convergence et raccourcissement, deux notions à ne pas confondre

Les déformations majeures sont toujours localisées là où les déplacements cumulés des plaques sont maximum (Himalaya, Alpes). Mais cette règle ne concerne dans l'absolu que la collision. En effet, dans certaines subductions, comme dans les Mariannes, la convergence est active et rapide depuis des dizaines de millions d'années, mais elle n'est pas responsable de déformations majeures ni de la création de reliefs importants comme ceux caractérisant les Andes actuelles. Il ne faut donc pas confondre convergence et raccourcissement. La convergence de deux plaques peut engendrer une extension locale durable. On se reportera, pour bien saisir cette notion, au cas de la tectonique de la Méditerranée (*figs. 15.27 et 15.28*).

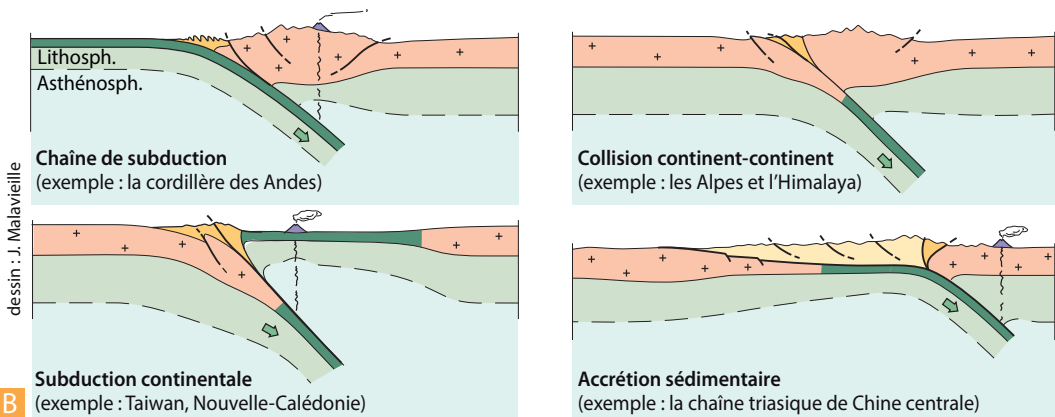
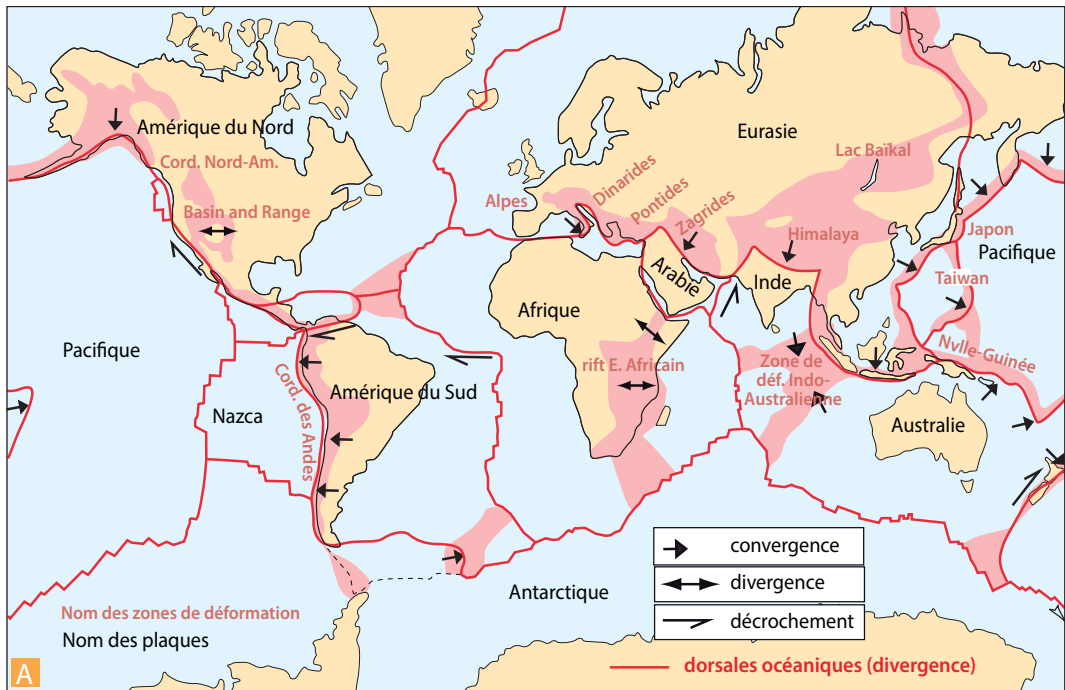


Figure 15.1 La déformation de la lithosphère.

A. Les régions de déformation active de la lithosphère (en rose). Les frontières en convergence présentent des zones de déformation larges (déformation distribuée), contrairement aux frontières divergentes et transformantes en milieu océanique où la déformation est très localisée (exemple des dorsales). Toutefois, certains grands rifts continentaux (Basin and Range) sont des zones de déformation distribuée en extension.

B. Coupes de chaînes de montagne dans divers cas de subduction et de collision (échelles variables). Noter que les stades de subduction continentale ou océanique et d'accrétion sédimentaire ont précédé la collision continent-continent à un moment de son évolution.

15.1 BASSINS ET RIFTS

15.1.1 La répartition des bassins sédimentaires et la tectonique des plaques

Les sédiments produits par l'érosion des continents s'accumulent dans des dépressions, les bassins sédimentaires. Ces derniers correspondent à des régions de topographie relative basse et se rencontrent aussi bien en régime de convergence, de coulissage que de divergence de plaques. Il ne faut donc pas associer systématiquement bassin sédimentaire et extension lithosphérique, puisque certains bassins sont également une conséquence directe de la compression.

En régime de convergence, les dépressions se forment en avant des fronts des chaînes, dans les creux liés à la flexure de la lithosphère répondant à des forces tectoniques horizontales (c'est le flambage décrit dans le chapitre 8) et également aux forces verticales dues au poids de la chaîne en construction (réaction par isostasie). Ces dépressions sont encore appelées des bassins d'avant-chaîne. Les sédiments qui s'y déposent sont les molasses syn-orogéniques. De très profonds bassins se forment également en régime de convergence le long de toutes les marges actives, dans les fosses de subduction, voire dans le domaine d'avant-arc. Le devenir des sédiments des fosses de subduction est double : soit ils intègrent le manteau en disparaissant avec la plaque plongeante par le chenal de subduction, soit ils échappent à l'enfouissement et « remontent » alors vers la surface par le jeu des failles inverses, des décollements et du sous-placage dans le prisme d'accrétion sédimentaire, comme nous l'avons décrit dans le chapitre 12.

En régime de divergence, les accumulations sédimentaires se produisent soit dans les rifts continentaux, soit sur les marges passives. Les marges sont le principal réceptacle de la sédimentation terrigène. Au-delà des plateaux continentaux et des talus, dans les plaines abyssales, soit sur plus de trois quart de la surface des océans, les particules sédimentaires issues du continent sont totalement absentes : c'est le domaine de la sédimentation purement pélagique. Les séries des marges passives, riches en matériaux terrigènes, constituent ainsi de formidables enregistreurs de l'histoire de la Terre. On peut en effet y lire les événements tectoniques régionaux et locaux (signal tectonique : isostasie), les variations des flux sédimentaires (signal climatique local) plus ou moins entrelacés avec les signaux climatiques globaux (variation du niveau marin moyen, fluctuations eustatiques). L'étude de ces enregistrements constitue la stratigraphie séquentielle.

En régime de coulissage, la sédimentation se concentre essentiellement dans les bassins situés dans les relais extensifs des grands décrochements : les bassins en pull-apart.

En régime stable, les bassins *sag* sont des aires de subsidence très lente, mais régulière, dans lesquelles on n'observe pas ou peu de failles liées à l'effondrement (*fig. 15.2*). Ils sont soit intracratoniques, soit associés aux parties distales des marges continentales passives. Le Trias alpin, avec ses grandes épaisseurs de dolomies à faciès calme et peu profond correspond aux dépôts de bassins *sag* de l'ancienne marge alpine en cours d'individualisation. Le bassin de Paris peut également être assimilé à un bassin de type *sag*.

15.1.2 L'inversion tectonique des bassins sédimentaires

Comme nous l'avons vu au chapitre 12, de grands systèmes de failles normales particulières, courbes à concavité tournée vers le haut, les failles listriques, jouent un rôle capital dans la structuration de la partie proximale (haute) des marges passives. Elles permettent l'affaissement et le basculement de blocs crustaux pendant la phase de distension et prédéterminent, en partie, la localisation des chevauchements pendant la phase de compression (*fig. 15.2*). Ce phénomène important qui « inverse » des structures extensives de bassin pour en faire des chevauchements est nommé inversion tectonique positive. Il est bien mis en évidence dans les Alpes françaises, dans la région de Bourg-d'Oisans, où s'observent les failles normales inversées de l'ancienne marge alpine européenne bien visibles



Voir chap. 12



Voir chap. 31
et 35



Voir chap. 14

(fig. 15.2). Dans les Pyrénées, la structure actuelle est guidée par l'inversion des grandes failles ayant présidé à l'extension albo-cénomaniennne. Les limites sud de la zone nord-pyrénéenne correspondent aux anciennes failles de bordure du rift crétacé (figs. 15.23 et 15.24).

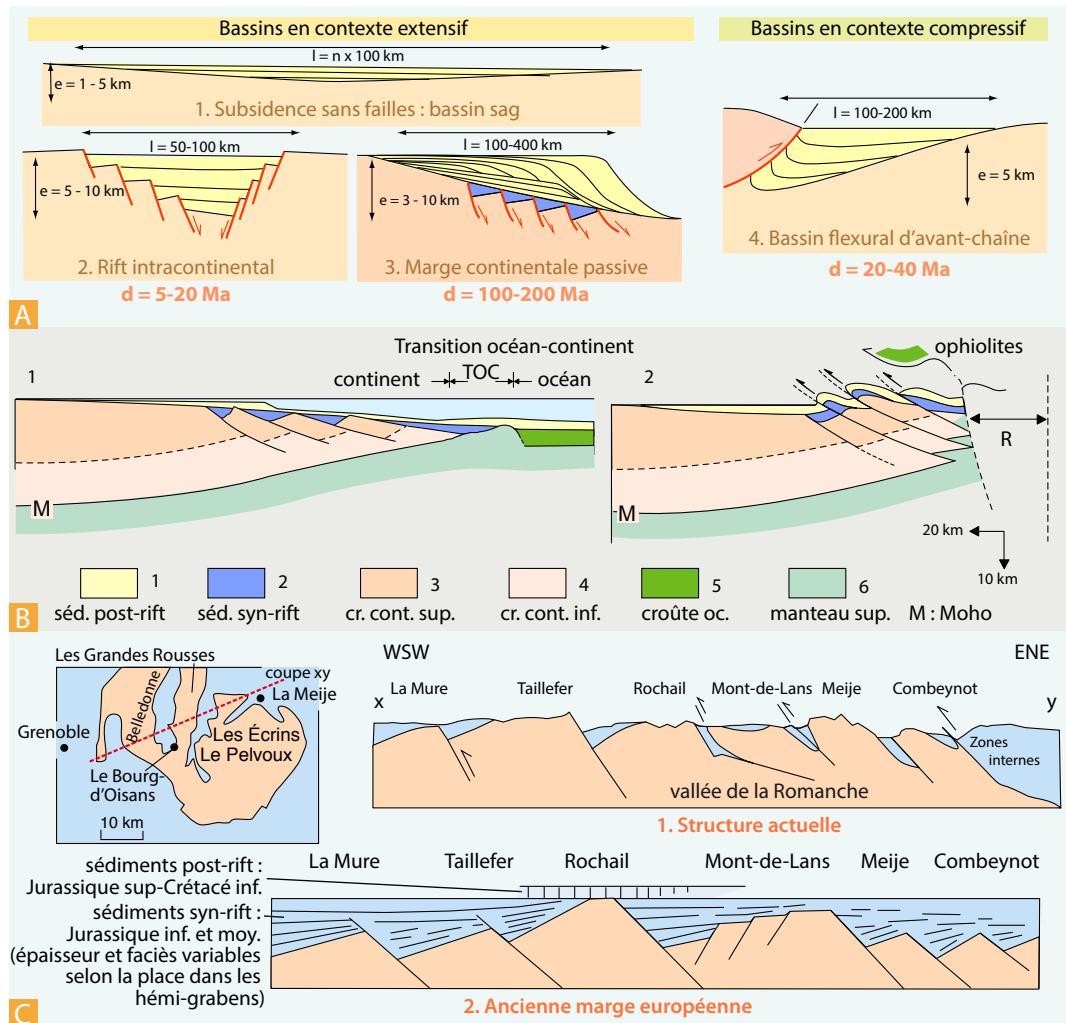


Figure 15.2 Bassins sédimentaires et inversion tectonique.

- A. Les quatre grands types de bassins sédimentaires (d'après T. Nalpas, 2000) (d : durée de vie).
- B. Inversion des failles listriques à l'échelle d'une marge continentale et d'une chaîne de montagne (d'après Boillot, 1984).
- C. Cas des Alpes françaises dans la région de l'Oisans (vallée de la Romanche) (d'après Barféty, Lemoine et Gidon, 1978).

15.1.3 L'extension associée à la rupture des plaques : les rifts continentaux

Dans les domaines où le mouvement des plaques est en divergence, la limite de plaque peut être intraocéanique. Dans ce cas, la divergence s'accompagne de la création de nouvelle lithosphère océanique (c'est l'accrétion océanique traitée dans le chapitre 11). Si la limite en divergence est naissante

au sein de la lithosphère continentale, celle-ci subit un étirement et un amincissement qui conduisent à la remontée progressive de l'asthénosphère. C'est le processus de rifting. Il s'accompagne, dans la zone en extension, d'une série de manifestations tectoniques et magmatiques, avec leur cortège de conséquences d'ordre morphologique et sédimentaire.

Le rift continental évolue vers les marges passives. On conseillera donc à la suite de la lecture de ce chapitre de poursuivre avec le chapitre 12 relatif aux marges continentales.

Les rifts forment des reliefs de hauts et de creux souvent linéaires et segmentés, apparaissant à la surface des continents qui se déchirent. On distingue des **rifts continentaux étroits**, allongés parfois sur plusieurs milliers de kilomètres, dont la largeur est de l'ordre de 100 à 200 km maximum qui marquent une **extension localisée**, et des **rifts continentaux larges à très larges** (1 000 km) qui correspondent à de vastes surfaces de continents affectées par une **extension distribuée**. C'est le cas d'une grande partie de l'Ouest des États-Unis (province du Basin and Range) et également de la mer Égée entre la Grèce et la Turquie. Ces deux cas seront étudiés plus loin.

a) Les rifts étroits : description

Le plus célèbre des rifts étroits est le rift Est-Africain, en système de relais, depuis la mer Rouge jusqu'au Zambèze (*fig. 15.3*). Il s'est ouvert depuis 16 Ma en partant du sud de la région des Afars et en se propageant vers le sud (par l'Éthiopie) où il a atteint le Sud du Kenya il y a 9 Ma. En Europe, il existe un système de fossés comprenant le rift Rhône-Saône-Rhin (vallée du Rhône, Bresse, la plaine d'Alsace, les Vosges et la Forêt-Noire, vallée du Rhin) dont l'ouverture date de l'Oligocène. Citons également les Limagnes du Massif central ainsi que les fossés d'Alès et du Languedoc qui s'ouvrent également à l'Oligocène durant le même épisode de dislocation de la plaque Europe au front de la plaque Adria qui s'avance alors en poussant devant elle les Alpes en formation. Le fossé d'Alès et les fossés oligocènes du Languedoc, au nord de Montpellier correspondent d'autre part aux premiers stades de l'ouverture de la Méditerranée occidentale (ouverture franche et océanisation durant le Miocène) (*fig. 15.4*). Au Jurassique supérieur, alors que s'ouvrait l'océan liguro-piémontais et l'Atlantique central, une importante phase de dislocation a affecté toute la marge européenne, donnant notamment les structures principales du rift de la mer du Nord (*fig. 15.3*).

Un rift se compose d'un fossé d'effondrement bordé par deux « épaules » comprenant les crêtes et les flancs (*fig. 12.7, 15.3 et 15.4*). La largeur du fossé central (en allemand : *graben*) varie entre 30 et 200 km. C'est un lieu d'amincissement crustal et de subsidence. Les crêtes forment des reliefs de 1 500 à 2 000 m d'altitude (les Vosges, la Forêt-Noire) avec des surfaces comparables à celles du fossé central. Sur le versant situé du côté de l'axe du rift, la pente est raide (10 %) : c'est le bord faillé du fossé. Là, les blocs crustaux affaissés constituent des marches d'escalier. Ces marches sont parfois visibles dans le paysage, mais elles peuvent être érodées ou enfouies sous les eaux ou sous les sédiments. Entre la crête et le fond enfoui du fossé, la dénivellation peut atteindre 4 à 5 km ou davantage (4 km en Alsace, dont 2,5 km de remplissage sédimentaire du fossé rhénan). En revanche, la pente est douce (quelques degrés) sur les flancs opposés au fossé. Sous la dépression topographique, on observe toujours une remontée du Moho de quelques kilomètres (*fig. 15.3*). Cette remontée peut être asymétrique. Dans le cas du graben du Rhin, la remontée du Moho est décalée vers l'ouest dans la partie nord et vers l'est dans la partie sud. On a associé ces décalages à une asymétrie dans le plongement des failles bordières comme décrit sur la figure 15.3. La surrection des épaules du rift rhénan ne s'est pas produite totalement pendant la création du graben (Oligocène), mais en partie plus tardivement (Mio-Pliocène).

Un rift n'est pas un simple sillon, il peut être complexe et composé de plusieurs branches. C'est le cas du rift Est-Africain formé de deux branches situées à la frontière diffuse entre deux plaques dont la séparation est quasiment consommée : la plaque Afrique ou Nubie (à l'ouest) et la plaque Somalie (à l'est) (voir les récents modèles de plaques MORVEL où la plaque Afrique n'existe plus comme entité rigide simple). Les deux branches sont en recouvrement sur une grande partie de la structure, dont la longueur totale atteint 2 000 km. Le rift se raccorde au point triple des Afars, et se branche ainsi sur les dorsales d'Aden à l'Est et de la mer Rouge au Nord. Ce point triple se situe à l'aplomb du point chaud des Afars, ce qui suggère un contrôle de l'activité des points chauds sur la position de certaines frontières divergentes des plaques.



Les failles qui bordent le rift Est-Africain délimitent de vastes grabens, très asymétriques, emplis de sédiments, d'une largeur de 100 km environ au maximum, soit le double de la largeur du fossé rhénan (le rift Est-Africain est néanmoins un rift étroit). L'extension totale est de 60 km au nord, et de 5-10 km au sud, ce qui est très peu comparé à l'extension lithosphérique observée à l'axe d'une dorsale, même ultra-lente. La position des failles du rift suit assez fidèlement le tracé d'accidents chevauchants panafricains qui jouent en failles normales (inversion négative).

La branche orientale du rift Est-Africain, au sud des Afars est caractérisée par un très important volcanisme, montrant que le manteau est activement impliqué par des flux ascendants et une décompression sous le rift (région des plateaux éthiopiens). Le volcanisme alcalin est également important plus au sud, sur les bordures et au centre du rift, ce qui suggère une très forte mobilisation du manteau sous-jacent en relation avec l'activité du super-panache sous l'Afrique. Ces caractères font que l'on attribue un rôle important au manteau dans l'ouverture du rift : il s'agit d'un rifting actif. Cependant, ce sont les structures crustales héritées qui imposent l'architecture finale de la structure.



Un rift crée un **amincissement** vertical et une **extension** horizontale de la croûte que l'on quantifie par le coefficient d'amincissement dont la valeur vaut :

$$\beta = \text{épaisseur initiale } (e_i) / \text{épaisseur finale } (e_f)$$

Dans le cas du Rhin, on a $\beta = 30 \text{ km} / 24 \text{ km} = 1,25$. Le β est infini pour une marge continentale dans son ensemble car l'épaisseur finale tend vers 0.

b) Évolution d'un rift continental

Lors de la formation d'un rift intracontinental, on observe dans l'ordre (voir l'exemple des Afars, *fig. 12.7*) :

1. Un stade de bombement (*doming*) qui peut être précédé ou accompagné d'épanchements volcaniques. C'est le cas du volcanisme accompagnant le rifting oligocène et miocène en Europe. Généralement, ce magmatisme est alcalin, voire hyperalcalin (Kaiserstuhl, Eifel, Kilimandjaro...). Le volcan Ol Doinyo Lengai, situé au sud du lac Natron représente le seul volcan actif de la branche est du rift continental Est-Africain. Il est le seul volcan actif sur Terre à émettre des carbonatites, ces laves très pauvres en silice (< 1 %), composées essentiellement de carbonate de sodium (des carbonatites sont présentes en Allemagne sur le volcan Kaiserstuhl).

2. Un stade d'effondrement de la partie centrale de la zone surélevée qui devient une région linéaire de subsidence importante, limitée par des failles normales : il s'agit d'un graben ou rift (stade de rift continental). À ce stade, la croûte continentale commence à s'amincir et le Moho se rapproche de la surface de plusieurs kilomètres. C'est le stade actuel du graben du Rhin, du rift Est-Africain ou des fossés de la mer du Nord (*fig. 15.13*). La subsidence importante et rapide s'accompagne d'une sédimentation détritique continentale qui tend à combler les creux du relief. Des évaporites et des dépôts lacustres sont souvent présents. La mer peut envahir par moment ces fossés. À ce stade, les reliefs bordiers sont encore élevés (« épaules » de rift, exemple des montagnes bordant le rift Est-Africain, *fig. 15.13*). Si la divergence se poursuit, la subsidence augmente et les épaules du rift s'affaissent progressivement. Elles peuvent être remobiliser par la suite lors d'une phase tectonique postérieure.

3. Le stade de marge continentale passive naissante. La décompression et la remontée de l'asthénosphère au droit du rift permettent l'augmentation du taux de fusion partielle du manteau et la production de magmas tholéitiques construisant les premiers volumes de la future croûte océanique qui apparaîtra à l'axe du rift. L'évolution ultérieure fera alors passer le rift continental au stade mer Rouge ou golfe d'Aden puis à l'océan large de type Atlantique.

Deux cas très différents peuvent alors se produire. Si la déchirure continentale intervient à l'aplomb d'un point chaud, la décompression facilite la fusion du manteau chaud de la tête du panache et la fin de la période de rifting s'accompagne de la mise en place d'énormes quantités de basaltes, formant un ensemble de couches pentées vers le creux en voie de formation, c'est-à-dire vers le futur océan (futurs SDR [*Seaward Dipping Reflectors*] des marges passives volcaniques). Un cas typique est celui du rift des Afars ou celui des stades précoces de l'ouverture de l'océan Atlantique Nord au Paléocène-Éocène (région connue sous le nom de province volcanique nord-atlantique, fig. 12.10).

Si la déchirure se fait en dehors d'un contexte de point chaud, la formation de la marge passive est de type classique avec une transition plus ou moins rapide vers la croûte océanique par l'intermédiaire de la TOC (transition océan-continent). Très souvent, au sein de la TOC des marges non volcaniques, on assiste à la dénudation du manteau, au pied des futures marges distales (cas de la marge de l'Ibérie-Terre-Neuve et du golfe de Gascogne, cas des Pyrénées à l'Albo-Cénomaniens, voir le § 15.5 ci-après).



Voir chap. 12

c) Rifts, héritage structural et mouvements verticaux

La structure et l'évolution des rifts continentaux dépendent essentiellement de la vitesse de la divergence des plaques et de la stratification rhéologique de la lithosphère avant et pendant le rifting. Comme nous l'avons vu dans les chapitres 12 et 13, la lithosphère continentale type dans une région soumise au rifting peut être représentée par quatre couches superposées : manteau ductile, manteau cassant, croûte ductile, croûte cassante. Cette rhéologie évolue pendant la déformation en même temps que la thermicité change. Une couche cassante peut disparaître, par exemple la couche de manteau cassant. Mais cela ne se produit que si l'extension est forte. Les rifts étroits ne sont pas concernés en général par ces changements rhéologiques.



Voir fig. 12.9 et 13.12

C'est souvent l'épaisseur de la croûte cassante qui détermine la largeur du rift, mais pas uniquement. Plus la couche cassante est épaisse, plus le rift est large. On note dans tous les cas un contrôle net de la position du rift par les structures préexistantes : sutures protérozoïques pour le rift Est-Africain (voir ci-dessus), sutures hercyniennes et calédoniennes pour le futur océan Atlantique central dont le rifting débute au Trias, ou pour l'Atlantique Nord (rifting au Crétacé inférieur-supérieur). Cet héritage des sutures préalpines sur l'ouverture atlantique se lit parfaitement sur la figure 15.29 B. L'**héritage structural** est donc essentiel dans l'histoire du rifting. De plus, on constate souvent que les rifts se disposent sur la trace ou à l'aplomb des points chauds (exemple des Afars), montrant par là l'existence d'un contrôle par des processus profonds, asthénosphériques. On discute ainsi, depuis longtemps, sur le caractère actif ou passif du rifting (voir ci-après).

L'extension horizontale et l'amincissement de la croûte sont attestés par la remontée du Moho sous l'axe du rift, bien mise en évidence par la sismologie (fig. 15.3). L'amincissement crustal sous le rift provoque, par réaction isostatique, une subsidence initiale souvent très importante. Pour exemple, le lac Baïkal, en Sibérie, profond de 1 800 m, contient, en plus de la couche d'eau, plusieurs kilomètres de sédiments. Ce rift résulte de déformations transtensives intraplaque en réponse à la compression himalayenne (fig. 15.1). Mais il faut garder présent à l'esprit que l'amincissement lithosphérique est aussi responsable du soulèvement des épaules du rift, c'est-à-dire d'un mouvement vertical en sens inverse. On explique ce phénomène par le fait que les divers éléments du rift (fossé et épaules) sont couplés mécaniquement. Il y a donc une réponse flexurale à l'extension de la part des épaules, comme dans le cas d'une faille unique montré sur la figure 12.3. La remontée du Moho sous le fossé central du

rift entraîne donc le soulèvement forcé de ses bordures. L'autre cause du soulèvement est thermique car l'asthénosphère remonte aussi sous le rift. Il en résulte un réchauffement de la lithosphère dont les effets se font sentir à plus de 100 km du fossé central. La densité de la lithosphère est donc légèrement diminuée, ce qui provoque un soulèvement par réaction isostatique.

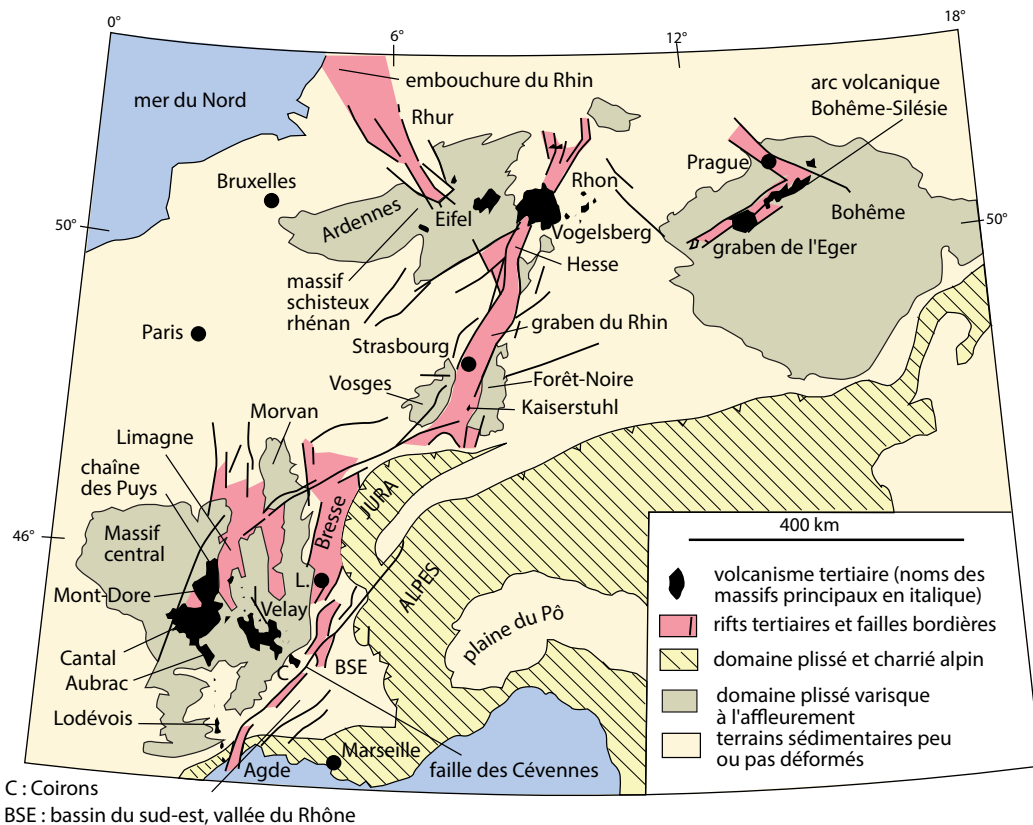


Figure 15.4 Les rifts continentaux d'Europe.

d) Rifting passif-actif

On appelle rifting actif, un processus d'extension lithosphérique dont le moteur se trouve dans le manteau, par remontée et impact d'un panache sur la lithosphère. Dans le rifting passif, le processus de remontée de l'asthénosphère est une conséquence indirecte de l'étirement de la lithosphère. Dans le rifting actif, c'est donc la poussée de l'asthénosphère qui amincit, fragilise et finalement rompt la lithosphère formant couvercle au-dessus d'elle. Le soulèvement régional (bombement), intervient en réaction isostatique à l'augmentation de température et à la diminution de densité de la lithosphère. Il précède l'extension superficielle.

Ces distinctions sont assez tranchées et théoriques. En effet, un rift passif peut capturer un panache proche et, dans ce cas, de passif, il devient actif. À l'inverse, un panache proche peut fragiliser la lithosphère qui se déchirera passivement à cet endroit si elle est sollicitée par des forces horizontales. Il faut donc rester prudent sur ces notions d'actif et de passif et décrire le plus fidèlement possible les événements avant de placer telle ou telle structure dans une catégorie donnée.

e) Les rifts très larges : le cas du Basin and Range

Il existe des régions où l'extension est distribuée sur de très larges distances et sur de très nombreuses structures ayant elles-mêmes des facteurs d'extension considérables. Ces grandes provinces d'extension continentale permettent la mise à nu de niveaux de la croûte moyenne par de grandes failles normales plates. Ce sont les MCC (*Metamorphic Core Complexes*) traités ci-après (§ 15.6 ; voir également le chapitre 19).

15.2 LES CHAÎNES DE SUBDUCTION

Ce paragraphe ne traite que des chaînes liées à la subduction de la lithosphère océanique. Il existe toutefois une subduction continentale dans un cas évolué de convergence entre deux continents (Alpes, Himalaya). Ce cas est traité dans le paragraphe 15.4.

15.2.1 La Cordillère des Andes

La Cordillère des Andes est l'exemple le plus significatif des chaînes de subduction (on employait également le terme de chaînes liminaires, désuet aujourd'hui). Longue de plus de 5 000 km, elle culmine vers 7 000 m (6 956 m, Aconcagua en Argentine) et sa largeur maximale atteint 500 km (*fig. 15.5*). Elle est située à la marge convergente entre la plaque Amérique du Sud et deux plaques océaniques, Antarctique au sud, Nazca au nord. La chaîne de subduction de l'Amérique centrale, plus modeste, est liée à la subduction de la plaque Cocos.

Le style de déformation des Andes est relativement simple : plis d'amplitude kilométrique combinés à d'importantes failles inverses qui impliquent le plus souvent le soubassement paléozoïque et une mince couverture mésocénozoïque, marine à continentale. Les très grandes structures tectoniques sont en éventail à l'échelle de la chaîne. Au front oriental, du côté amazonien, se développe un puissant prisme tectonique, dont les structures servent de piège à hydrocarbures (champs pétrolifères de la région du Beni en Bolivie) (*fig. 15.6*). Les sédiments antétertiaires et paléogènes sont marins pour la plupart, ce qui indique que, jusqu'au milieu du Tertiaire, la chaîne en tant que relief n'existait pas (paysage d'arc insulaire).

La chaîne des Andes pose un certain nombre de problèmes tectoniques non encore entièrement résolus. Ainsi, on ne peut pas établir avec certitude les causes ayant entraîné la surrection des reliefs, active seulement depuis environ 30 à 20 millions d'années. Les périodes de déformation compressive, qui portent la chaîne à son altitude actuelle, sont relativement courtes (5 à 10 Ma) et sont séparées par des périodes d'extension ou de calme tectonique. Le fait orogénique majeur est la surrection du haut plateau de l'**Altiplano**, dont les sédiments tertiaires, marins à la base (donc déposés sous le niveau de la mer) sont aujourd'hui portés à 5 000 m d'altitude, sans déformation significative récente sauf sur les bords du plateau où ils sont comprimés et chevauchés par le socle (*fig. 15.6 C*). Cette surrection est la traduction d'un important épaissement crustal dont l'origine semble en partie tectonique. La croûte est en effet épaisse de 70 km sous la partie la plus large et la plus haute des Andes (Bolivie). Cet épaissement se situe sous la zone où la chaîne des Andes est coudée (coude d'Arica). Il est probable que des rotations d'unités au niveau du coude permettent (ou au moins favorisent) l'épaissement. On ne peut exclure la participation de matériel magmatique à la base de la croûte épaisse, c'est le **phénomène de sous-placage magmatique**, *fig. 15.6*). La part des magmas dans l'épaissement reste encore indéterminée, mais elle ne peut être ignorée.

Il faut remarquer que c'est la lithosphère du bouclier brésilien qui s'enfonce sous la Cordillère et la soulève à la faveur d'un chevauchement général à vergence est, donc opposée à celle de la subduction de la plaque océanique Nazca sous le continent sud-américain.

Encart 15.2 – Métamorphisme et magmatisme dans la chaîne andine

Le métamorphisme associé reste en général faible (*faciès schistes verts*) car il n'y a pas eu encore de dénudation des niveaux profonds ; les intrusions magmatiques (essentiellement granites et granodiorites à chimisme calco-alcalin) sont très fréquentes et mises en place, pour la plupart, entre 90 et 100 Ma, ce qui permet d'affirmer que la subduction dure au moins depuis le Crétacé moyen. En Équateur et en Colombie, des âges carbonifères à crétacés ont été obtenus sur des plutons situés pratiquement sur l'arc magmatique actuel (Fig. 15.6C). Cela démontre que la subduction dure sous ces régions depuis au moins 300 Ma. L'activité volcanique actuelle n'est pas continue le long de la chaîne. Au Quaternaire, elle est répartie selon quatre zones (nord [Colombie-Équateur], centrale [Pérou-Bolivie], sud et australe [Chili]). Les lacunes de volcanisme [Pérou, Nord-Chili] sont liées à la subduction de

reliefs océaniques, essentiellement dans les secteurs où la subduction est peu pentée (voir les isobathes de la plaque plongeante et la répartition du volcanisme, fig. 15.5). Ici, les plateaux sous-marins subduits sous les Andes augmentent la flottabilité du slab Nazca qui se « colle » sous la plaque supérieure. Il n'existe donc pas de coin de manteau sous ces régions. La production de magmas calco-alcalins par fusion du manteau y est impossible (voir chap. 17).

Très localement, en particulier en Équateur, à la faveur de mouvements décrochants importants au Crétacé supérieur, des roches profondes sont exhumées dans la partie d'avant-arc. Ainsi des migmatites et des schistes bleus d'âge triasique ainsi que des éclogites d'âge crétacé moyen sont portés à l'affleurement.

La direction de déplacement relatif entre la plaque de Nazca et la plaque Amérique du Sud est assez constante depuis 50 Ma et orientée aux alentours de N 75°. La vitesse de convergence, elle, a varié au cours du Cénozoïque. Ces changements de vitesse influencent l'activité tectonique dans la Cordillère. Les épisodes les plus rapides sont en effet associés aux phases compressives majeures.

Une alternative à cette hypothèse purement tectonique, nous l'avons dit, est que la formation des reliefs est plus ancienne et continue. Elle serait reliée majoritairement au magmatisme qui, par sous-placage magmatique, contribuerait à l'épaississement crustal.

Entre 50 et 40 Ma, le taux de convergence entre les plaques Farallon (alors plaque océanique unique) et Amérique du Sud dépasse 15 cm/an : c'est la phase « Incaïque » de l'orogénèse qui toutefois ne semble pas avoir construit une très haute cordillère. De la fin de l'Oligocène au milieu du Miocène, la vitesse de convergence est également rapide (15 à 20 cm/an) : c'est la phase « Quechua ». Elle est en fait composée de plusieurs phases (Quechua 1 à 3) et débute en même temps que s'opère la fragmentation de la plaque Farallon en deux plaques indépendantes, la plaque Cocos et la plaque Nazca (fig. 15.26). Elle s'accompagne de plutonisme et de volcanisme importants. Depuis le Miocène moyen et supérieur, la déformation active compressive se concentre dans les zones orientales (front amazonien). Actuellement, la convergence est orientée N 76° avec une vitesse de 6,8 à 8,4 cm/an.

À l'exception de la période récente, le régime de la subduction andine n'a donc jamais entraîné la surrection d'une cordillère telle que nous la connaissons aujourd'hui. On peut même affirmer que la subduction a entraîné la formation de bassins marins, donc un amincissement crustal, durant le Crétacé le long de l'ensemble de la Cordillère. Les études paléobotaniques dans les Andes centrales nous montrent que l'Altiplano ne dépassait pas 1 000 m d'altitude il y a 20 Ma. Sachant que son altitude moyenne est de 3 700 m, cela donne un taux de surrection de 0,2 à 0,3 mm/an. D'autres méthodes comme celle des traces de fission sur zircon et apatite donnent des résultats un peu différents, mais toutes ces approches nous apprennent que la surrection des Andes est récente (Néogène) et relativement rapide. Finalement, cette surrection est un changement majeur dans l'histoire de la subduction depuis 250 Ma. Pourquoi est-il intervenu ? L'accélération de la plaque Amérique du Sud vers 30 Ma,

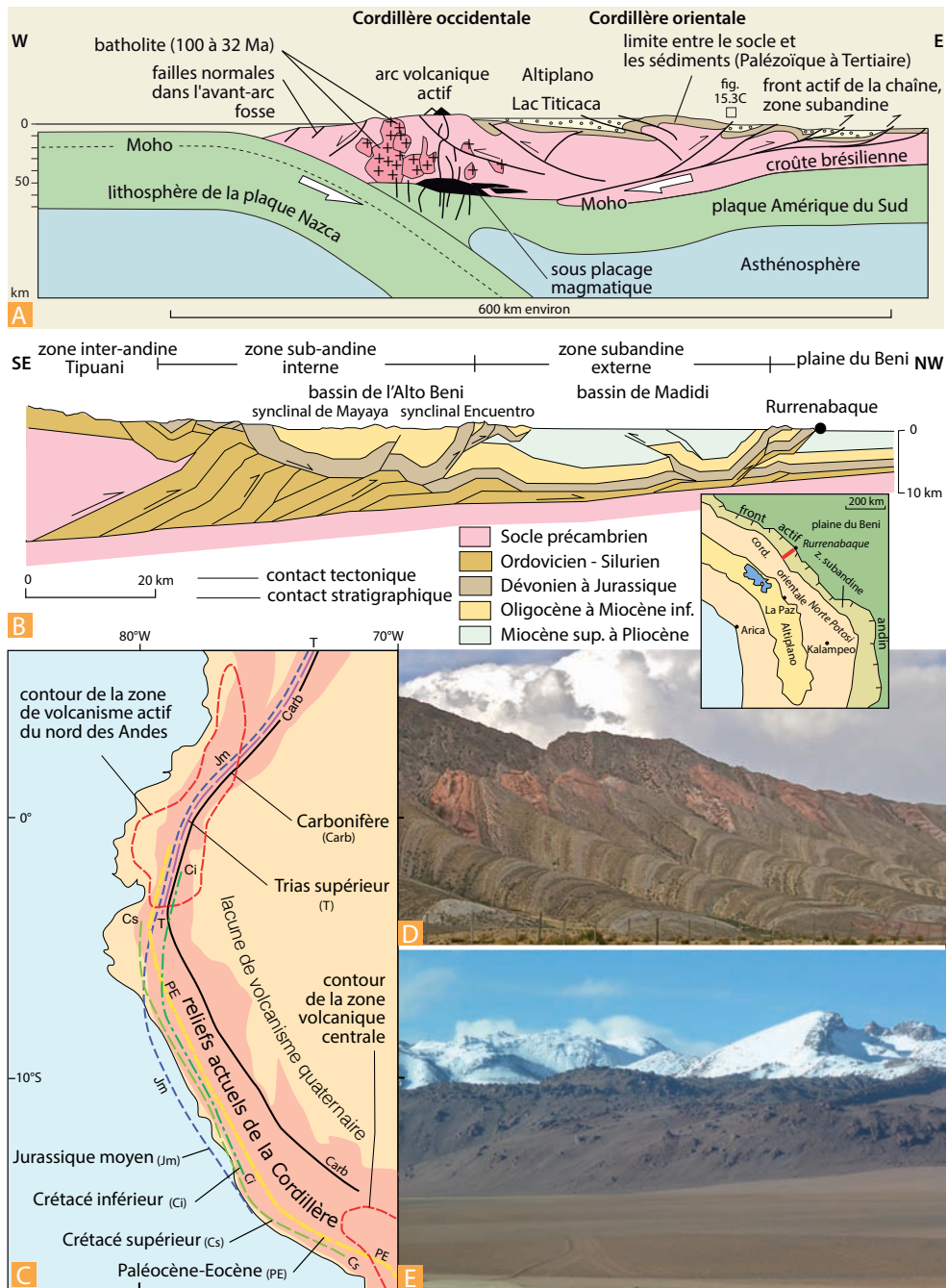


Figure 15.6 La tectonique et le volcanisme andins.

A. Coupes des Andes sur une transversale E-W passant par le lac Titicaca, c'est-à-dire à travers la partie la plus épaisse et la plus élevée de chaîne (orocline bolivien) (modifié d'après C. Baby et E. Jaillard).

B. Coupe du front andin au niveau du nord-est bolivien (modifiée d'après C. Baby). Remarquer l'importance du socle et des sédiments paléozoïques dans la construction de la chaîne.

C. Carte montrant la position des arcs magmatiques anciens vis-à-vis des zones volcaniques actuelles au Pérou et en Équateur.

D. Les sédiments méso-cénozoïques redressés par les plis au front est des Andes (Quebrada de Humahuaca, N-W Argentine). Photo : Y. Lagabriele.

E. Les volcans enneigés de la cordillère occidentale dominant le désert d'Atacama (Nord Chili). Photo : A. Mauviel.

Encart 15.3 – Des traces d'obduction dans les Andes

Il n'y a pas de témoins de croûte océanique obductée au Pérou et en Bolivie ; en revanche, les Andes de l'Équateur et du sud Chili se caractérisent par la présence d'**ophiolites, charriées en général durant des phases crétaées**. En Équateur, ces ophiolites résultent de l'accrétion d'arcs insulaires et de plateaux océaniques (mis en place par le **point chaud des Galapagos** en même temps que la croûte formant aujourd'hui le fond de la mer des Caraïbes). Ces parties de la chaîne ressemblent plus aux cordillères nord-américaines de Californie et des Rocheuses, où existent aussi des ophiolites d'arc et dont la croissance s'est réalisée par accrétion (collision) de plusieurs

arcs depuis le Permien. Citons à ce sujet les ophiolites en faciès schistes bleus des **Coast Ranges** de Californie d'âge jurassique supérieur (*fig. 15.7*). Au Sud du Chili, au niveau du point triple du Chili, la subduction active de la dorsale du Chili s'accompagne de l'écaillage actif de la croûte océanique. C'est une situation exceptionnelle d'obduction en cours. Dans la même région, au Crétacé a eu lieu la fermeture d'un bassin arrière-arc donnant les ophiolites du bassin des « Rocas Verdes ». Il existe donc des ophiolites au nord et au sud des Andes. **L'évolution des chaînes de subduction n'est donc pas cylindrique.**

15.2.2 Les autres chaînes de subduction

Le système andin se poursuit au nord dans les cordillères nord-américaine et canadienne (les Rocheuses, *Rocky Mountains*) et en Alaska. Le dispositif y est un peu plus complexe car ces chaînes ont incorporé plusieurs arcs et bassins arrière-arcs depuis le Trias, au cours d'une succession d'orogènes (Névadienne au Jurassique terminal, Orégonienne au Crétacé moyen, Sevier au Crétacé terminal et Laramienne au Crétacé terminal-Paléocène). Au front du système, dans les États du Wyoming et de l'Utah, les structures tectoniques les plus visibles résultent des phases Sevier et Laramienne et comprennent des unités tectoniques de terrains souvent paléozoïques charriées vers l'est, mises en place sur des plats et des rampes impliquant socle et couverture, qui en font un exemple caractéristique de front de chaîne de type « plis et chevauchements » (*fold-and-thrust belt*). Les structures d'âge Sevier forment l'Overthrust Belt (OTB) et sont bordées à l'est par l'avant-pays représenté par le plateau du Colorado, et à l'ouest par la province du Basin and Range (voir la *fig. 7.9* pour la localisation du front des Rocheuses et du Basin and Range). Ces structures se prolongent vers le nord dans les chevauchements de la cordillère canadienne. Au sud, ce front se poursuit jusqu'aux plis de la Sierra Madre orientale et de la chaîne du Mexique central.

Les subductions nord-américaines ont pu changer de vergence au cours du Permo-Trias mais, depuis le Jurassique supérieur, c'est la subduction vers l'est de la proto-plaque Farallon, puis de la plaque Farallon ss qui régit la cinématique du système avec des chevauchements majoritairement vers l'est comme dans les Andes. Au niveau de la Californie, la fermeture d'un bassin marginal du Jurassique moyen a conduit à l'obduction des ophiolites du Coast Range qui sont l'un des archétypes des ophiolites d'arc, avec une grande richesse en laves calco-alcalines et des sédiments dérivant de l'érosion de plutons et de manteau d'arc. Une ouverture intra-arc a alors permis le développement d'un bassin arrière-arc dans lequel se sont déposés les sédiments qui seront engagés dans un vaste prisme d'accrétion durant le Crétacé moyen, devenant le célèbre *complexe franciscain* (de San Francisco) ayant donné son nom au gradient métamorphique du même nom. Le magmatisme associé à ces subductions se trouve aujourd'hui fossilisé dans les plutons qui forment la Sierra Nevada et dont les âges sont regroupés en trois pôles : 210 Ma (Trias) à l'est, 186-155 Ma (Jurassique) sur les bordures est et ouest, et 125-88 Ma (Crétacé) dans la partie centrale. Nous n'entrons pas ici dans le détail de l'évolution de ces régions assez complexes, nous proposons un aperçu de leur histoire géologique sous la forme d'un schéma simple mettant l'accent sur les ouvertures et les fermetures de bassins en contexte de subduction sous ou à proximité d'un continent (*fig. 15.7*).

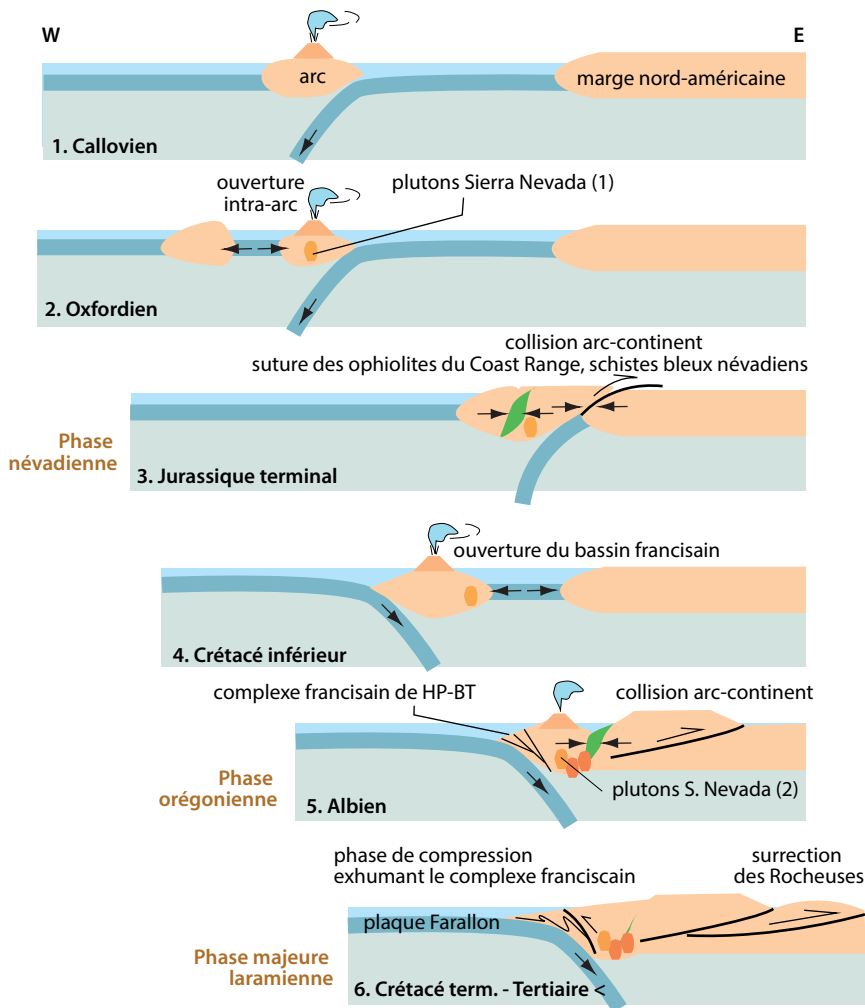


Figure 15.7 Les cordillères nord-américaines.

Une évolution possible du complexe d’arcs et de bassins océaniques d’arrière-arc impliqués dans la construction des chaînes de subduction de l’Ouest américain. L’exemple est pris sur la transversale de San Francisco en Californie (d’après Lagabrielle et Roure, 1984).

Comme nous l’avons dit déjà, toutes les zones de subduction océan-continent actuelles ne sont pas caractérisées par la présence d’une chaîne de montagne liminaire aussi imposante que les Andes. Dans le cas des Kouriles, de l’Indonésie et des Aléoutiennes, la subduction s’accompagne de la création d’un relief très modeste, voire même de l’absence de continent émergé. Cela amène à se poser la question des causes de la genèse des reliefs de subduction. On sait que le long de certains segments à faible topographie, une chaîne de type andin a existé et qu’en raison de la subduction d’une dorsale océanique (comme dans le cas du Sud-Chili actuel, fig. 4.3), la lithosphère de la plaque supérieure a été réchauffée, ce qui a induit l’effondrement des reliefs existants.

Dans le cas du Basin and Range, la chaîne de subduction des cordillères nord-américaines s’est considérablement étirée latéralement par extension tectonique, ce qui a conduit à une diminution importante des reliefs, par effondrement gravitaire, probablement en relation avec la subduction de la dorsale Farallon-Pacifique (voir § 15.6.2).

Encart 15.4 – Prisme d'accrétion sédimentaire, pendage et recul du slab

Les chaînes de subduction incorporent assez souvent dans leur édifice des accumulations de sédiments formant un prisme d'accrétion sédimentaire dans l'avant-arc (voir chapitre 12, l'exemple des prismes de Nankai et de la Barbade). Le matériel comprend d'une part les sédiments océaniques en couverture de la plaque plongeante et d'autre part des sédiments turbiditiques provenant du continent, accumulés sur le prisme ou à son front. Dans un certain nombre de cas (Mariannes, fosse du Guatemala), il n'y a pas de prisme d'accrétion et seule une tectonique en extension semble associée à la subduction.

Ces comportements opposés sont d'abord liés à la quantité des apports en provenance du

continent (le prisme de la Barbade est alimenté par les turbidites de l'Orénoque), mais ils seraient liés également au pendage du plan de subduction et à la vitesse de convergence. Quand l'angle est faible, la subduction engendre un raccourcissement dans l'avant-arc avec développement d'un prisme d'accrétion important ; quand l'angle est fort, le système est distensif (Mariannes). Ce processus d'extension est largement accentué par le fait que, lors de l'évolution de la subduction, le slab est amené à amorcer un mouvement de retrait (tout en plongeant) qui modifie son profil et libère de l'espace dans l'avant-arc, immédiatement comblé par l'extension de celui-ci (voir le cas de la Méditerranée, § 15.6).

15.3 LES CHAÎNES D'OBDUCTION

15.3.1 Les ophiolites dans la ceinture orogénique alpine

Pour des raisons diverses, la subduction peut être bloquée, notamment lorsqu'un continent est entraîné sous un arc insulaire. La croûte et le manteau océaniques ne s'enfoncent plus sous le continent mais, au contraire, tendent à le chevaucher : c'est le phénomène d'*obduction* (fig. 15.10). Comme le continent, du fait de sa légèreté, ne peut s'enfoncer longtemps dans le manteau, le fonctionnement de la zone de subduction est de plus en plus difficile et des contraintes compressives croissantes se développent. Elles provoquent des chevauchements qui aboutissent à la déformation importante de la marge et finalement à un charriage du matériel profond sur le continent. La lithosphère océanique peut alors être charriée « en force », par compression. On a envisagé dernièrement que l'obduction soit « passive » et soit une conséquence la remontée des unités continentales subduites sous la lithosphère océanique de la plaque supérieure poussée verticalement, comme nous le montrons dans le cas de la Nouvelle-Calédonie (§ 15.3.3).

L'obduction de très grandes nappes d'ophiolites a pu exister dans toute la **chaîne alpine depuis les Alpes jusqu'en Nouvelle-Guinée**, mais ces stades précoces ont souvent été repris par des phases de collision et les **ophiolites** sont pincées, plissées et charriées dans des sutures où elles subissent une évolution métamorphique ultérieure. Ces sutures signalent la trace des océans disparus et permettent de reconstruire les limites des plaques anciennes. Sur la figure 15.8, sont représentées les principales sutures du système alpin. Leur cartographie et la détermination de leur âge sont à la base des reconstructions telles que celle proposée sur la figure 15.9.

Dans les Alpes franco-italiennes, les ophiolites sont présentes au cœur de la chaîne, au sein des unités de haute pression. Les ophiolites du **massif du Chenaillet**, dont l'unité sommitale n'a pas connu le métamorphisme alpin, se rapprochent des **ophiolites de Ligurie** dans les Apennins. Ces ensembles n'ont pas été enfouis et sont toujours restés en surface dans l'empilement des nappes alpines. On consultera la figure 15.20 pour une explication de cette différence entre ophiolites métamorphiques (enfouies puis exhumées) et ophiolites non métamorphiques (jamais enfouies).

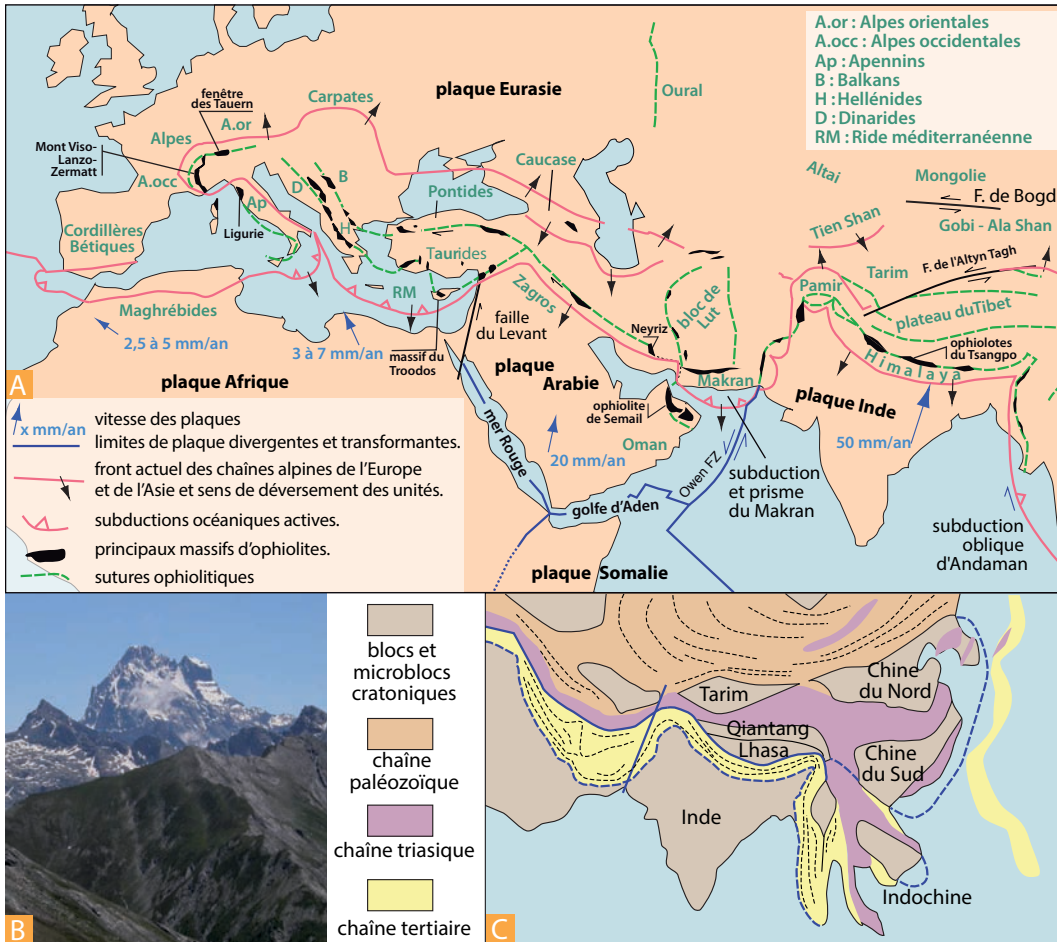


Figure 15.8 Les chaînes alpines issues de la Téthys.

A. Carte générale. On a représenté, d'une part, les cicatrices océaniques (trait pointillé) et les principaux massifs ophiolitiques (tâches noires) avec leurs noms en noir et d'autre part, le front actuel des chaînes (noms en vert) et le sens de déversement des chevauchements tertiaires et quaternaires (flèches noires). Le front actif où se concentre une partie du mouvement Afrique/Eurasie correspond localement à des subductions océaniques (mer Ionienne, Méditerranée orientale, côtes du Makran). Les flèches bleues indiquent les mouvements moyennés actuels des plaques connus par diverses sources (GPS, modèles cinématiques).

B. Le Mont Viso. Constitué de métagabbros et de metabasaltes éclogitiques, ce massif représente un témoin emblématique de la lithosphère océanique de l'ancien océan liguro-piémontais d'âge jurassique prise dans la suture des Alpes occidentales, entre les plaques Eurasie et Adria. Photo : S. Guillot.

C. Répartition des domaines affectés par les différentes orogénèses autour de l'Inde. Remarquer l'importance des chaînes triasiques.

Les schémas de la figure 15.9 montrent l'évolution du domaine téthysien de la fin du Paléozoïque au Crétacé et notamment les relations existant entre la Paléo-Téthys et la Néo-Téthys. La Néo-Téthys s'ouvre en marge du domaine nord gondwanien. Son ouverture s'accompagne de la migration rapide de blocs continentaux qui viennent s'accréter au sud de l'Eurasie pour former les chaînes d'Afghanistan et d'Iran notamment. Notez l'origine des ophiolites d'Oman à partir de la Néo-Téthys.

Voir encart 15.6

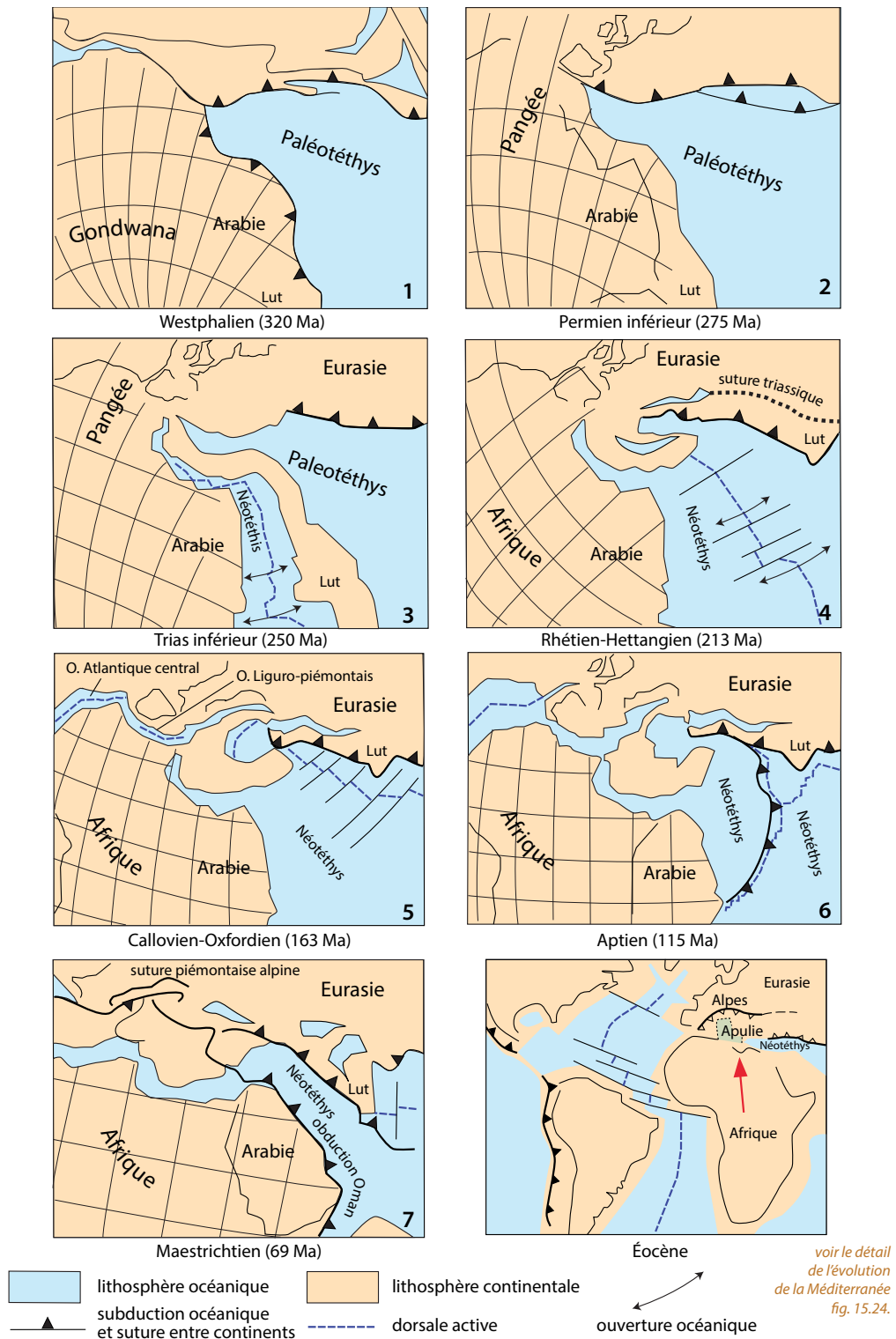
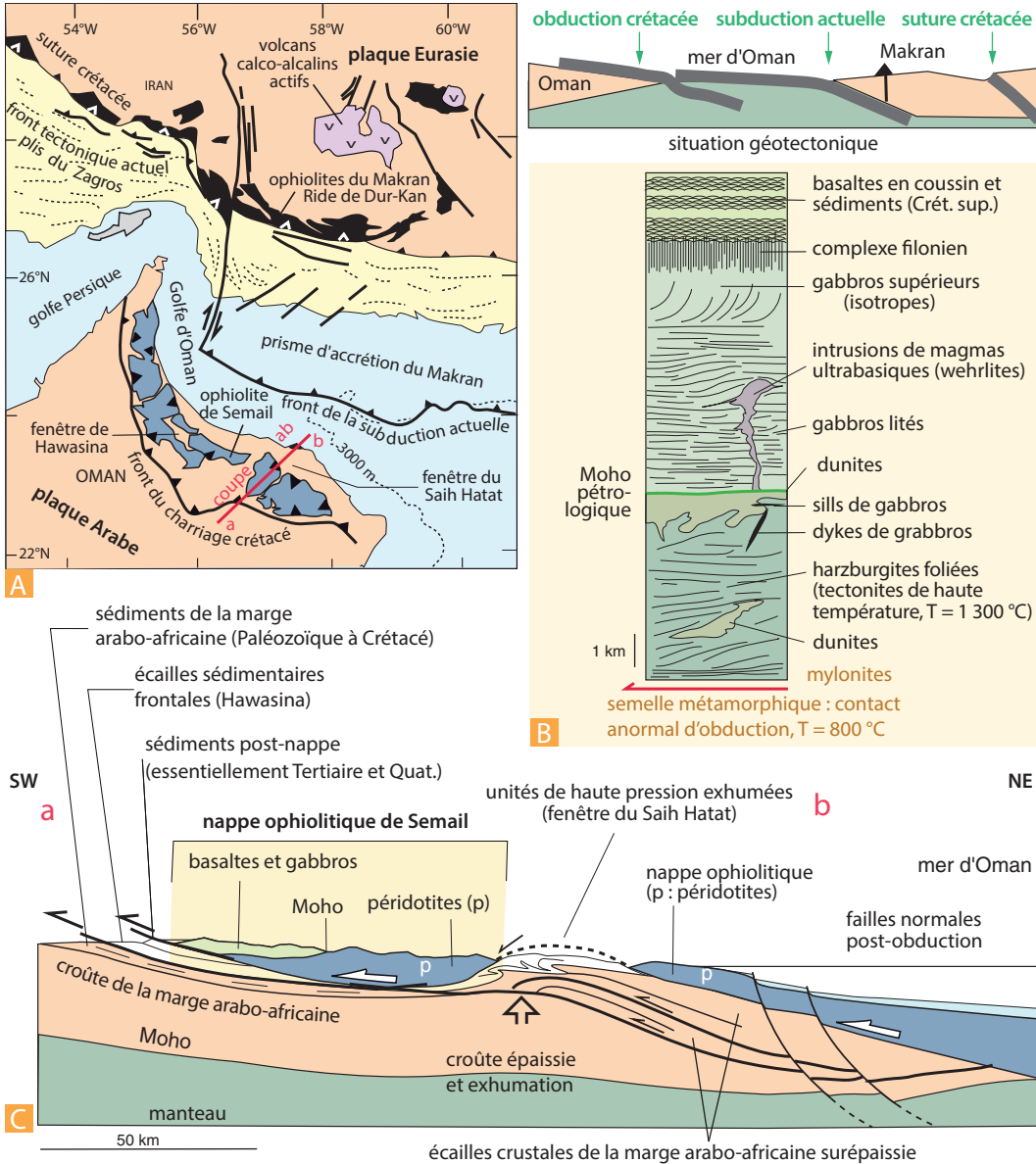


Figure 15.9 De la Paléo-Téthys à la Néo-Téthys.

Évolution du domaine téthysien au nord de l'Arabie et de l'Afrique (modifié d'après Stampfli et Bonel, 2001). On a figuré sur chaque étape la position du bloc de Lut (Iran actuel, au nord du Makran) figurant sur la carte de la fig. 15.8.

15.3.2 La chaîne de l'Oman

Lors de la construction de la chaîne de l'Oman (fig. 15.10), l'obduction de la lithosphère océanique s'est effectuée vers le sud, sur la marge arabe, rebord du continent arabo-africain, au Crétacé terminal. Il en résulte l'un des plus vastes massifs d'ophiolites au monde, les ophiolites de Semail (plus de 500 km de long d'un seul tenant, et 50 à 100 km de large). L'obduction a ainsi permis le charriage d'une écaille de lithosphère océanique de 10 km d'épaisseur environ, d'âge crétacé daté par microfossiles prélevés dans les sédiments inter-pillows.



Voir fig. 11.5

Figure 15.10 Une chaîne d'obduction : l'Oman.

- A. Carte structurale.
- B. Log simplifié de la nappe du Semail (pour la comparaison avec la croûte océanique, voir fig. 11.5).
- C. Coupe simplifiée passant par la fenêtre du Saih Hatat (d'après Saddiqi, Michard, Goffé et al., 2006).

L'obduction apparaît comme un phénomène rapide et la croûte continentale enfouie n'a pas le temps de se rééquilibrer thermiquement, ce qui explique l'absence de magmatisme et de métamorphisme de haute température.

La séquence ophiolitique, typique d'une dorsale rapide, est composée d'une partie crustale et d'une partie mantellique dépassant 10 km d'épaisseur au total comme le montre la colonne (log) ophiolitique de la figure 15.10. La partie crustale comprend, du haut vers le bas, des laves basaltiques en coussins, un complexe filonien épais d'au moins 1 km, puis des gabbros sur 5 à 6 km d'épaisseur. Les gabbros supérieurs sont isotropes alors que les gabbros inférieurs, les plus épais, sont lités. Ils sont localement associés à des intrusions ultrabasiques. Ils représentent le cœur de la chambre magmatique. Ils ont subi des déformations par écoulement visqueux, indiquant que seulement à 10-15 % de magma se trouvait entre les cristaux sous l'axe de la dorsale (bouillie cristalline, voir chapitre 11). On trouve ensuite le Moho pétrologique, souligné par des dunites, puis les péridotites résiduelles du manteau, essentiellement des harzburgites, caractérisées par une foliation indiquant un fluage plastique à des températures supérieures à 1 300 °C, dans les conditions de l'asthénosphère.

Les ophiolites ont échappé à la collision, en raison du dessin particulier, à cet endroit, de la limite des plaques Eurasie et Arabie-Afrique. Des sédiments du Maestrichtien sont discordants à la fois sur les ophiolites et sur la paléo-marge, scellant le charriage des ophiolites. L'obduction s'est accompagnée de l'enfouissement et de l'écaillage d'unités de la marge, sous l'ophiolite (fig. 15.10). Ces unités ont subi un métamorphisme dans les faciès de haute pression (éclogitique et schistes bleus) et sont remontées relativement rapidement du fait de leur forte flottabilité. Elles affleurent aujourd'hui au cœur des ophiolites sous la forme d'une fenêtre tectonique, la fenêtre du Saih Hatat (fig. 15.10).

15.3.3 La Nouvelle-Calédonie, la nappe des Péridotites

La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie, située entre le Vanuatu et l'Australie (fig. 15.11), est une île allongée de plus de 400 km de long et 80 km de large, ceinturée par un lagon quasi continu limité par un récif-barrière de plus de 2 000 km de long. Elle se distingue par la présence d'ophiolites occupant presque 100 % de la superficie de la moitié sud de l'île et constituant un chapelet de larges klippes le long de la côte nord-ouest (fig. 15.11). L'obduction est d'âge Éocène et les ophiolites (dont la partie crustale est manquante) reposent là encore sur une semelle d'unités de marge continentale ayant subi une évolution dans les domaines de haute pression.

Les ophiolites comprennent essentiellement des péridotites du manteau supérieur (nappe des Péridotites). Il s'agit de harzburgites et de dunites pour le massif du sud et de lherzolites et harzburgites pour les klippes de la côte ouest. Les données géophysiques montrent que les péridotites sont en continuité, à quelques failles normales près, avec la lithosphère océanique du bassin des Loyauté, comme le montrent les deux coupes de la figure 15.11 C. Elles sont issues de la partie de la lithosphère océanique située sous le Moho. Elles sont peu serpentinisées dans leur partie supérieure et la serpentinisation augmente vers la base pour être complète dans la semelle serpentineuse formant la couche basale de l'ophiolite. En quelques endroits, dans le sud de l'île, des gabbros sont présents en faible quantité au-dessus du manteau. Il s'agit de reliques de la partie tout à fait inférieure de la croûte océanique, immédiatement au-dessus du Moho. Les gabbros lités et le complexe filonien, si développés dans les ophiolites d'Oman, sont absents ici. La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie n'offre donc pas un bon exemple de succession ophiolitique !

Les péridotites sont charriées sur un socle de nature continentale (la ride de Norfolk) comprenant des unités permienne et jurassique dominantes et recouvert par des sédiments de marge continentale, crétacés à tertiaires. La série se termine par un flysch d'âge Éocène supérieur, correspondant aux dépôts d'une fosse de subduction. L'obduction des péridotites a eu lieu vers 35 Ma (Éocène supérieur)

à l'issue de la subduction de la lithosphère d'un bassin océanique attenant à la marge continentale de la ride de Norfolk, le bassin sud-Loyauté.

Une caractéristique majeure de la Grande Terre est la présence dans le nord de l'île, d'unités continentales et océaniques ayant subi vers 45 Ma un métamorphisme de haute pression-basse température puis une exhumation rapide vers 35 Ma. Ces unités dont la majorité appartiennent à la marge de Norfolk ont été enfouies dans la subduction et leur exhumation est contemporaine de l'obduction dans le sud de l'île. La Nouvelle-Calédonie permet donc d'étudier l'anatomie interne d'une zone de subduction, bien accessible dans le nord, et de préciser les relations possibles existant entre l'exhumation d'unités profondes et l'obduction des ophiolites.

Dans la partie nord-ouest de l'île, les ophiolites forment des klippes qui reposent par contact tectonique sur des basaltes en coussin et des dolérites non métamorphiques datés du Crétacé supérieur-Paléocène, formant la nappe de Poya. Ces roches sont essentiellement des basaltes à affinité de dorsale médio-océanique (MORB : 90 %) et sont associées à des basaltes à affinité de bassin arrière-arc (BABB : 5 %). Un consensus s'est fait sur la provenance commune des basaltes de Poya et du manteau de la Nappe des Péridotites. Tous deux sont issus du même bassin arrière-arc, appelé bassin sud-Loyauté, dont la relique non enfouie se trouve entre la Nouvelle-Calédonie et les îles Loyauté.

Les modèles récents d'obduction font tous appel à un même processus. Celui-ci est schématisé sur la figure 15.11 C. Après l'ouverture du bassin arrière-arc sud-Loyauté, l'accrétion océanique a cessé et le système s'est inversé, passant de la divergence à la convergence. La subduction a débuté à la ride sud-Loyauté et le flanc sud de la dorsale a commencé à s'enfoncer sous le flanc nord. Celui-ci restera toujours en position haute lors de la convergence et constituera finalement la nappe des Péridotites. Pour certains auteurs, les basaltes de Poya ont été arrachés au flanc sud de la dorsale et incorporés dans le prisme orogénique. Pour d'autres, ils recouvraient le manteau de la nappe des Péridotites et ont glissé lors de l'exhumation des unités enfouies dans la subduction.

Ici, l'obduction est vue comme un phénomène passif dont le moteur n'est pas une poussée tectonique arrière sur la lithosphère océanique, mais bien la subduction d'un fragment de continent qui remonte ensuite en soulevant le « couvercle » de la plaque supérieure.

Les péridotites sont recouvertes d'un épais manteau d'altérites se terminant par une solide cuirasse latéritique et l'on peut penser qu'elles sont à l'affleurement depuis le Miocène au moins. En effet, sur la côte ouest, dans la région de Népoui, des conglomérats de cet âge remanient des galets d'altérites. Récemment, en comparant les profils du paléomagnétisme des cuirasses latéritiques avec des données bien calibrées de la dérive apparente du pôle magnétique en Australie, on a proposé que l'altération a commencé à l'Oligocène terminal. Les péridotites subissent ainsi depuis plus de 15-20 Ma au moins un intense lessivage par les eaux météoriques tropicales qui réalisent une véritable dissolution de la roche. Les éléments dissous sont, soit évacués par les eaux, c'est le cas de Si, Mg et Ca, soit, comme le Fe, concentrés sur place au sommet du profil d'altération latéritique qui est alors extrêmement enrichi en hydroxydes de fer (cuirasse de fer, en anglais : *ferricrete*). Le nickel en quantité faible mais significative dans la roche mère (quelques centaines de ppm) se concentre à la base des profils en se combinant à des serpentines ou à des argiles. Il peut alors atteindre des concentrations de plusieurs %. Les altérites représentent donc un formidable réservoir de Ni, activement exploité. Le Ni est en partie traité sur place par fusion des latérites (procédé thermoélectrique) ou par procédé chimique (nouvelle usine du massif du Sud).

Partie IV ■ La déformation de la lithosphère continentale

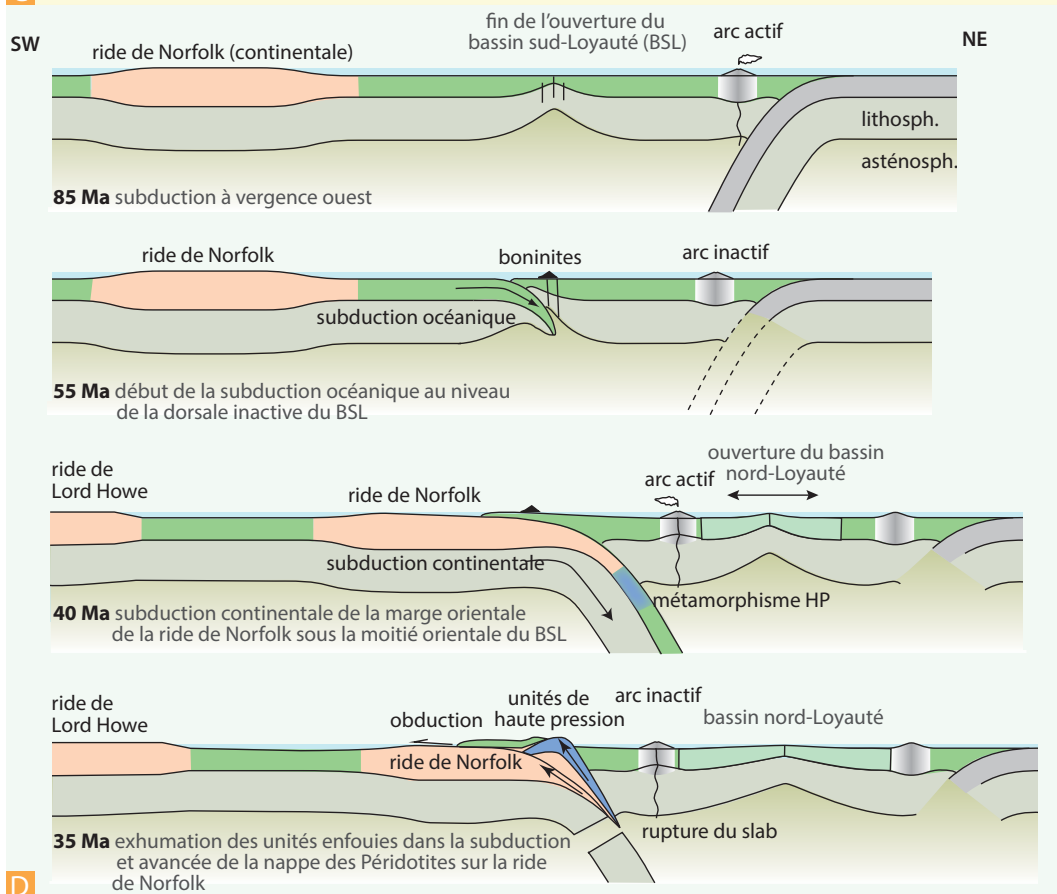
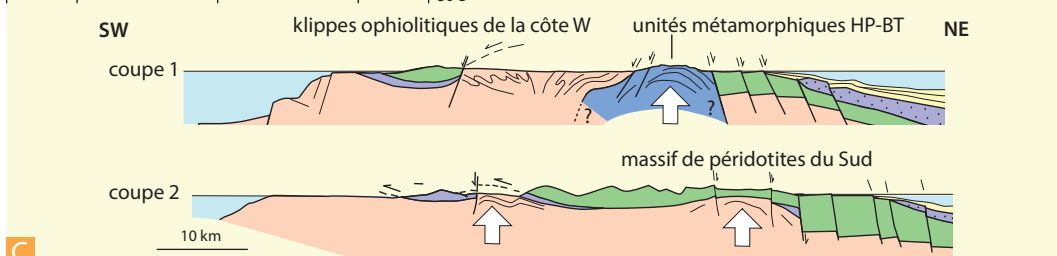
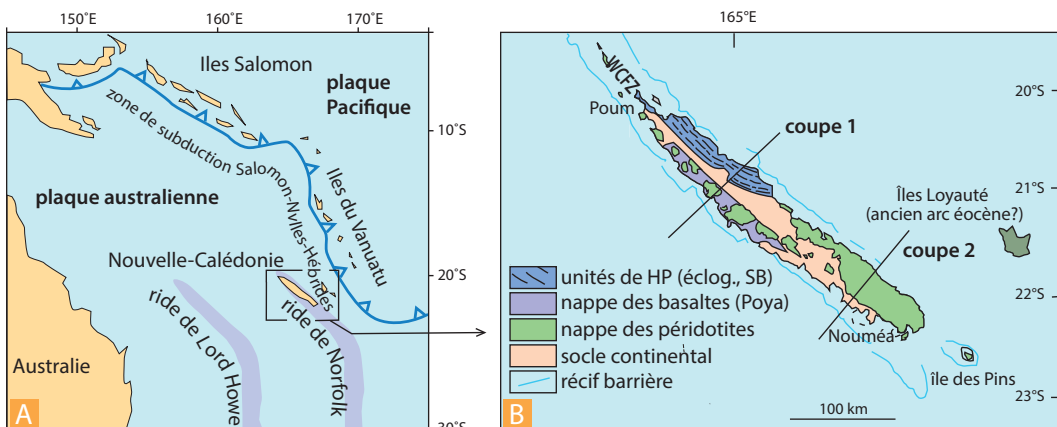


Figure 15.11 Une chaîne d'obduction : la Nouvelle-Calédonie.

- A.** Carte simplifiée du domaine à l'est de l'Australie. Les rides de Lord Howe et de Norfolk sont à substratum continental.
- B.** Carte géologique très simplifiée de la Nouvelle-Calédonie.
- C.** Deux coupes au travers de la Grande Terre montrant la continuité de l'unité ophiolitique au sud et la présence des klippes d'ophiolite au nord, associées aux affleurements des séries métamorphiques de haute pression-basse température, exhumées en même temps que les klippes se mettaient en place.
- D.** Évolution de la région du sud-ouest Pacifique depuis 85 Ma montrant la succession des ouvertures et fermetures océaniques (bassins sud- et nord-Loyauté et subduction des Loyauté) et la subduction de la ride continentale de Norfolk. Ces événements, impliquant l'obduction passive de la lithosphère du bassin sud-Loyauté en raison de l'exhumation des unités HP-BT enfouies, sont responsables de l'architecture actuelle de la Grande Terre de Nouvelle-Calédonie.

15.4 LES CHAÎNES DE COLLISION

Le terme ultime de l'évolution d'un système convergent est la mise en contact de deux continents séparés initialement par un océan : c'est la collision. Cet état est toujours précédé, soit par une subduction, soit par une obduction. Dans le premier cas, un des continents chevauche l'autre sans qu'aucune roche océanique ne jalonne obligatoirement ce contact, un prisme d'accrétion sédimentaire marque alors la suture (cas de la chaîne triasique de Chine, *fig. 15.1*). Dans le second cas, le plus commun, la suture comprend des restes de croûte et de manteau océaniques (mis en place lors de l'obduction ou enfouis puis exhumés) coincés entre les deux continents (cas des Alpes et de l'Himalaya, *fig. 15.1*).

15.4.1 La chaîne himalayenne

a) Introduction

L'ensemble Himalaya-Tibet appartient au système des chaînes alpines qui s'étend de Gibraltar à l'Indonésie et dont l'évolution dure depuis le Trias à l'Actuel (cycle alpin). La longue chaîne alpine résulte de la fermeture d'une vaste ceinture située au nord de l'Afrique, de l'Arabie et de l'Inde, faite de micro-blocs continentaux et de nombreux océans ouverts progressivement entre ces continents et l'Eurasie (*fig. 15.8*). Il faut donc bien retenir que dans l'ensemble Tibet-Himalaya, il existe plusieurs océans suturés. La suture la plus récente étant située au sud, le long de l'Himalaya.

L'ensemble Himalaya-Tibet est la plus large chaîne de montagnes du monde, la plus longue restant la Cordillère des Andes. L'Himalaya avec ses sommets à plus de 8 000 m borde au sud le plateau du Tibet dont l'altitude moyenne est de 5 000 m. Comme nous l'avons dit, ce plateau est lui-même une véritable chaîne multiphasée, toutefois peu érodée, résultant de la fermeture d'océans et de la collision de micro-continentaux séparés par des sutures successives, jalonnées d'ophiolites, représentées sur la figure 15.12.

De très grands décrochements lithosphériques actifs sont présents au nord et à l'est de la chaîne de l'Himalaya et découpent le continent eurasiatique. Ils permettent à une partie de la matière comprimée du Tibet de s'échapper de la zone de collision (notion d'échappement latéral, *fig. 15.14*). La cinématique des lanières découpées par ces failles décrochantes est bien suivie grâce aux mesures GPS. Le motif dessiné par les vecteurs déplacement est spectaculaire. Il montre l'*extrusion* de l'Est-Tibet.

Encart 15.5 – Paléo-Téthys, Néo-Téthys et océan Indien

La croissance de l'Himalaya est due à la collision, amorcée dès l'Éocène (50 Ma), de la marge passive nord de la plaque indienne avec la marge active sud de la plaque eurasienne, sous laquelle disparaissait la Néo-Téthys, dont l'ouverture a débuté au Trias. Cet océan n'est donc pas le résidu de l'océan paléozoïque, appelé Paléo-Téthys, coincé entre le Gondwana et l'Eurasia et dont la fermeture s'est poursuivie au moins du Westphalien au Trias et localement jusqu'au début du Jurassique (*fig. 15.9*). Il s'agit bien d'un océan d'âge mésozoïque, ouvert au nord du bloc Inde-Arabie-Afrique. Pour cette raison, on préfère utiliser le terme de Néo-Téthys (ou Néotéthys) plutôt que Téthys, pour éviter toute confusion avec l'océan Paléozoïque. La suture de l'océan Paléo-Téthys est visible au sein des chaînes d'âge triasique qui bordent au nord les chaînes alpines (*fig. 15.8*). Entre les blocs Chine du Nord et Chine du Sud, la chaîne triasique correspond en fait à un immense prisme d'accrétion sédimentaire, situé au-dessus et en avant de la subduction de la

Paléo-Téthys, comme représenté sur la coupe de la figure 15.1.

Au sud de l'Inde, il a nécessairement existé un océan dont l'activité de la dorsale a permis la remontée extrêmement rapide de ce continent. Il s'agit de la dorsale de Wharton, qui a fonctionné au sein du proto-océan indien jusqu'à l'Éocène et dont le centre d'accrétion fossile est encore visible dans la partie nord-est de l'océan Indien (*fig. 9.5*). Ce ne sont donc pas les dorsales centrale-indienne et S-E-indienne qui ont permis la remontée de l'Inde. Ces dorsales sont plus récentes que l'Éocène. L'analyse des anomalies magnétiques de l'océan Indien montre que l'arrêt de l'accrétion, le bassin de Wharton, s'est produit à l'époque de l'anomalie 18, soit il y a 38 Ma environ, en conséquence de la collision Inde-Asie. Le taux d'ouverture a diminué progressivement, ce qui a également été enregistré dans la morphologie qui passe d'une morphologie de dorsale rapide à celle d'une dorsale lente voire même ultra-lente.

b) Structure à l'échelle lithosphérique

Les ophiolites de la zone du Tsang Po représentent la suture de la Néo-Téthys dont la fermeture a précédé la collision. Cette fermeture s'est achevée vers 55 Ma, la véritable collision ayant débuté vers 45 Ma, avec un paroxysme vers 38 Ma. Avant la fermeture et l'obduction, une longue phase de subduction de la Néo-Téthys (au cours du Crétacé) a permis la constitution d'un grand volume de plutons calco-alcalins, mis en place dans la bordure de l'Eurasie, constituant le batholite transhimalayen (*fig. 15.11*). Celui-ci représente donc les anciens réservoirs magmatiques d'âge Crétacé à Éocène nourris par la subduction de la Néo-Téthys et figés en profondeur sous forme de plutons. Il est l'analogue des plutons du batholite de la partie occidentale des Andes. Parmi les ophiolites de la suture du Tsang Po, citons les ophiolites de Xigaze, caractérisées par un manteau dénudé de nature lherzolitique qui ressemble aux ophiolites des Alpes occidentales.

L'Himalaya se développe donc aux dépens de la marge indienne, clivée en écaillles crustales qui se chevauchent le long de charriages majeurs accumulant des déplacements de l'ordre de 200 km. En revanche, sous le Pamir, on constate que la plaque indienne plonge assez rapidement sous la suture néo-téthysienne. La plaque Eurasie plonge quant à elle vers le sud et l'épaissement crustal se fait en partie par de grands chevauchements à vergence nord, donnant un motif structural à double déversement très différent de celui de l'Himalaya (voir la comparaison des coupes 1 et 2 de la figure 15.11).

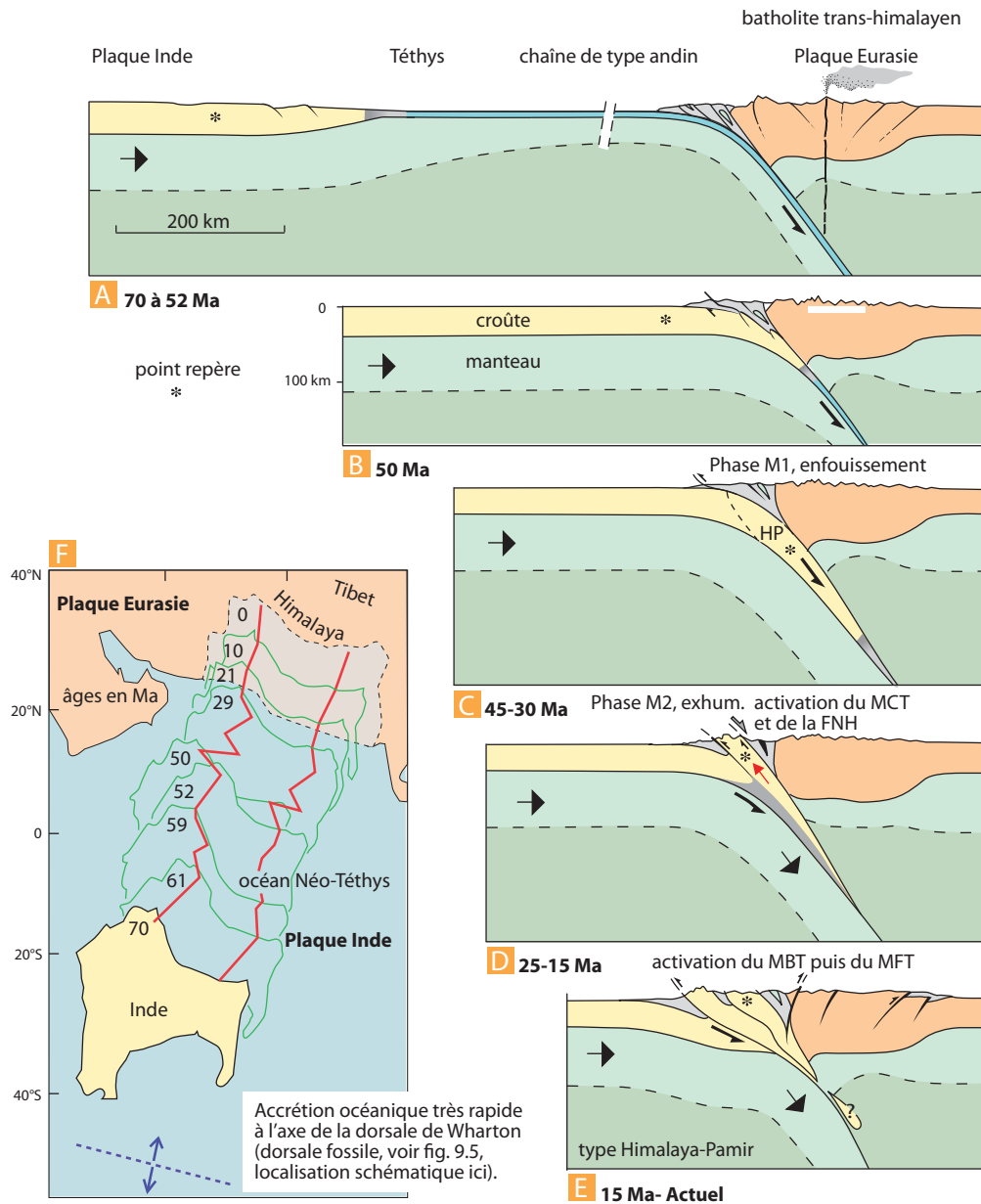


Figure 15.12 Évolution d'une chaîne de montagne depuis la subduction jusqu'à la collision. Exemple de l'Himalaya (d'après J. Malavieille et A. Chemenda, 1997).

- A.** L'évolution débute par une chaîne de type andin : subduction océanique sous une marge continentale.
- B.** Collision.
- C.** Subduction continentale. HP : métamorphisme haute pression M1 à la transition éclogite-granulite (45-30 Ma).
- D.** Exhumation (23-16 Ma). Le pic du métamorphisme M2 (8-10 Kb, 700-800 °C) correspond au début de la phase d'exhumation majeure des unités enfouies (flèche rouge) et à la formation des leucogranites himalayens. Le glissement en faille normale de la dalle du Tibet permet d'ouvrir des espaces pour la mise en place des leucogranites.
- E.** Évolution intracontinentale (14-10 Ma). Le métamorphisme M3 Amphibolite-SV correspond à l'activation du MBT.
- F.** Trajectoire de l'Inde reconstruite par les anomalies magnétiques (position selon les âges en Ma, d'après Patriat), noter le ralentissement et les changements de trajectoire vers 50 Ma traduisant le début de la collision.

L'épaississement de la croûte sous l'Himalaya atteint 70 km. La distance N-S totale le long de laquelle on peut suivre cet épaississement a été estimée à plus de 200 km, comme cela est représenté sur la coupe B de la figure 15.11. Les données récentes de la tomographie sismique réalisée à l'aide de la méthode des fonctions récepteur sur des séismes lointains (c'est-à-dire sans tirs, voir chapitre 6 et *fig. 15.12*) confirment ce point de vue et nous indiquent même que le Moho sous le système Himalaya-Tibet se suit en continu, à une profondeur de 50 à 70 km, sur une distance S-N d'environ 400 km. Ce Moho est celui de la plaque indienne, il permet donc de suivre la subduction du continent indien. Ces images sismiques nous indiquent que la lithosphère indienne ne plonge pas directement sous l'Himalaya, mais au contraire s'avance à plat sous la croûte du Tibet. Notons que le Moho tibétain est également très profond, ce qui résulte probablement des collisions préalpines. Cet épaississement crustal au nord et au sud, sur une largeur de la chaîne de 700 km, explique le caractère totalement anormal de la topographie du Tibet. Entre les deux zones de plongement des lithosphères, il existe une région dans laquelle on suppose que la croûte moyenne-inférieure est plus ou moins fondue. Les études des conditions P,T indiquent que les micas seraient stables au sein d'une phase partiellement fondue, ce qui augmenterait considérablement la plasticité crustale. Des flux de croûte moyenne ductile sont alors envisagés pour expliquer les transferts de matériaux dans le prisme tectonique profond (concept de *crustal flow*).

c) Structure et histoire tectonique du front himalayen

Du nord au sud, on distingue sept régions principales dans la partie récente de la chaîne issue de la fermeture de la Néo-Téthys (*fig. 15.11*).

1. Le bloc de Lhasa représente la marge sud de l'Eurasie. Il s'agit de terrains précambriens et cambriens recouverts pas des sédiments marins discordants d'âge Dévonien à Crétacé. Le batholite transhimalayen est intrusif dans la partie sud du bloc de Lhasa (batholite de Gangdese). Latéralement, à l'ouest, on rencontre le batholite du Ladakh, équivalent encore plus impressionnant du batholite de Gangdese.

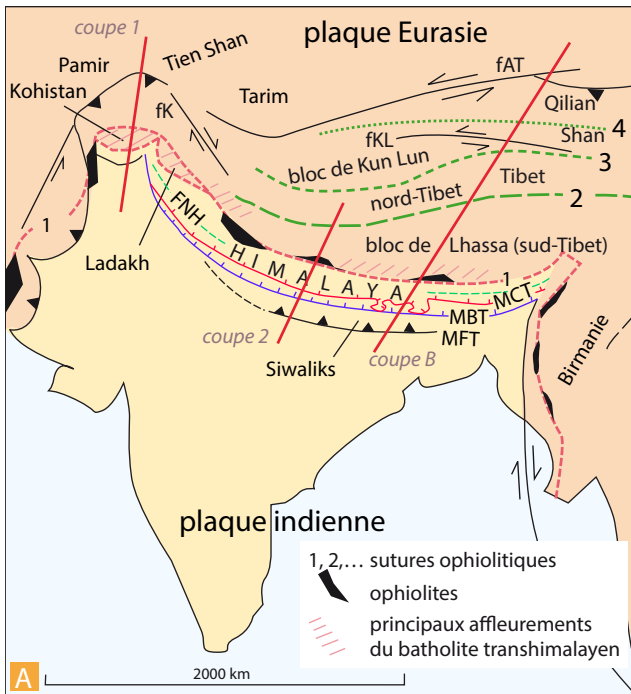
2. La suture du Tsang Po comprend les ophiolites de Xigaze, de Kiogar et la klippe ophiolitique du Spontang au Ladakh. Elles comprennent également des sédiments marins triasiques à crétacés, de type flysch et provenant soit du bord sud de la marge eurasiennne, soit du bord nord de la plaque indienne. Certains de ces sédiments ont formé des prismes d'accrétion lors de la subduction crétacée.

3. Les molasses postcollision. Il s'agit de dépôts détritiques marins passant à des dépôts continentaux lacustres associés à la suture du Tsang Po. Ils représentent les derniers stades de l'évolution de la chaîne avant sa surrection. La datation de la transition marine-lacustre de l'Éocène inférieur permet d'affirmer que le début du soulèvement est intervenu à cette époque, conformément aux enseignements des anomalies magnétiques océaniques (*fig. 15.5*).

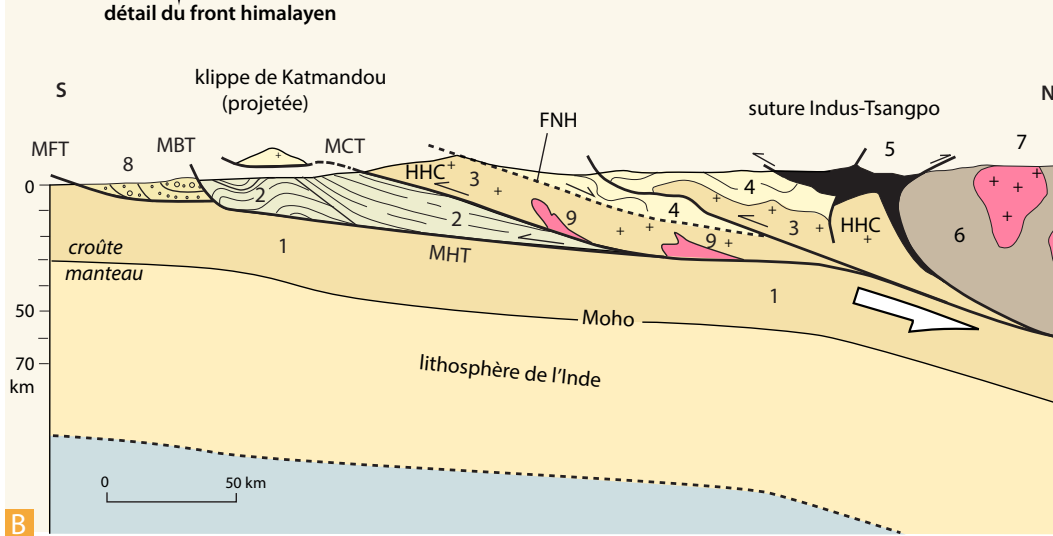
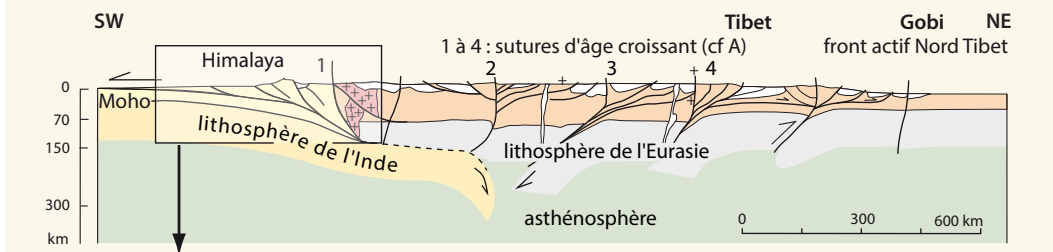
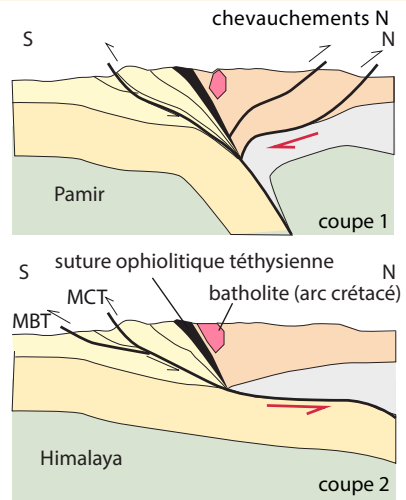
Figure 15.13 La chaîne de l'Himalaya et la collision Inde-Asie.

A. Carte structurale schématique montrant les sutures successives au nord de l'Himalaya (1 à 4) et les grandes failles décrochantes permettant l'extrusion vers l'est des blocs formant le Tibet. Deux coupes (1 et 2) montrent les styles opposés de déformation du front de la chaîne himalayenne. Sur la coupe 1, la croûte indienne (en jaune) est découpée au front du système ; sur la coupe 2 (Pamir), de grands chevauchements vers le nord découpent aussi la croûte de l'Asie (en marron clair).

B. Coupe générale de l'ensemble Himalaya-Tibet et coupe détaillée du front himalayen. 1 : croûte indienne. 2 : Moyen-Himalaya : socle gneissique et sédiments (la partie sous le MCT est caractérisée par le métamorphisme inverse). 3 : cristallin du Haut-Himalaya (HCC) = socle métamorphique de la dalle du Tibet (épaisseur de 5 km). 4 : séries téthysiennes = couverture sédimentaire de la dalle du Tibet (Ordovicien à Éocène), épaisse de 10 km. Le sommet de l'Everest (8 848 m) est fait de calcaires ordoviciens. Lors de la croissance du prisme tectonique durant le Miocène, l'ensemble du Haut-Himalaya a été instable et la couverture de la dalle du Tibet a « glissé » vers le nord. Cela explique la présence d'une faille normale majeure dans l'édifice (FNH : faille normale nord-himalayenne). 5 : ophiolites téthysiennes de la suture du Tsangpo. 6 : croûte du Tibet (plaque Eurasie). 7 : batholite transhimalayen. 8 : Siwaliks. 9 : leucogranites. (Ces coupes sont réalisées à partir de diverses sources dont: Topponnier *et al.*, 1982; Jolivet, 1995; Caront *et al.*, 1987; Debelmas *et al.*, 2000.)



- fKL : faille du Kun Lun
- fAT : faille de l'Altyn Tagh
- fK : faille du Karakorum
- 1 : suture Indus-Tsangpo (Cénozoïque)
- 2 : suture Bangong Nujiang (J. sup.- C. inf)
- 3 : suture Hoh Xil ou Jinsha (Trias)
- 4 : suture paléozoïque de Kunlun



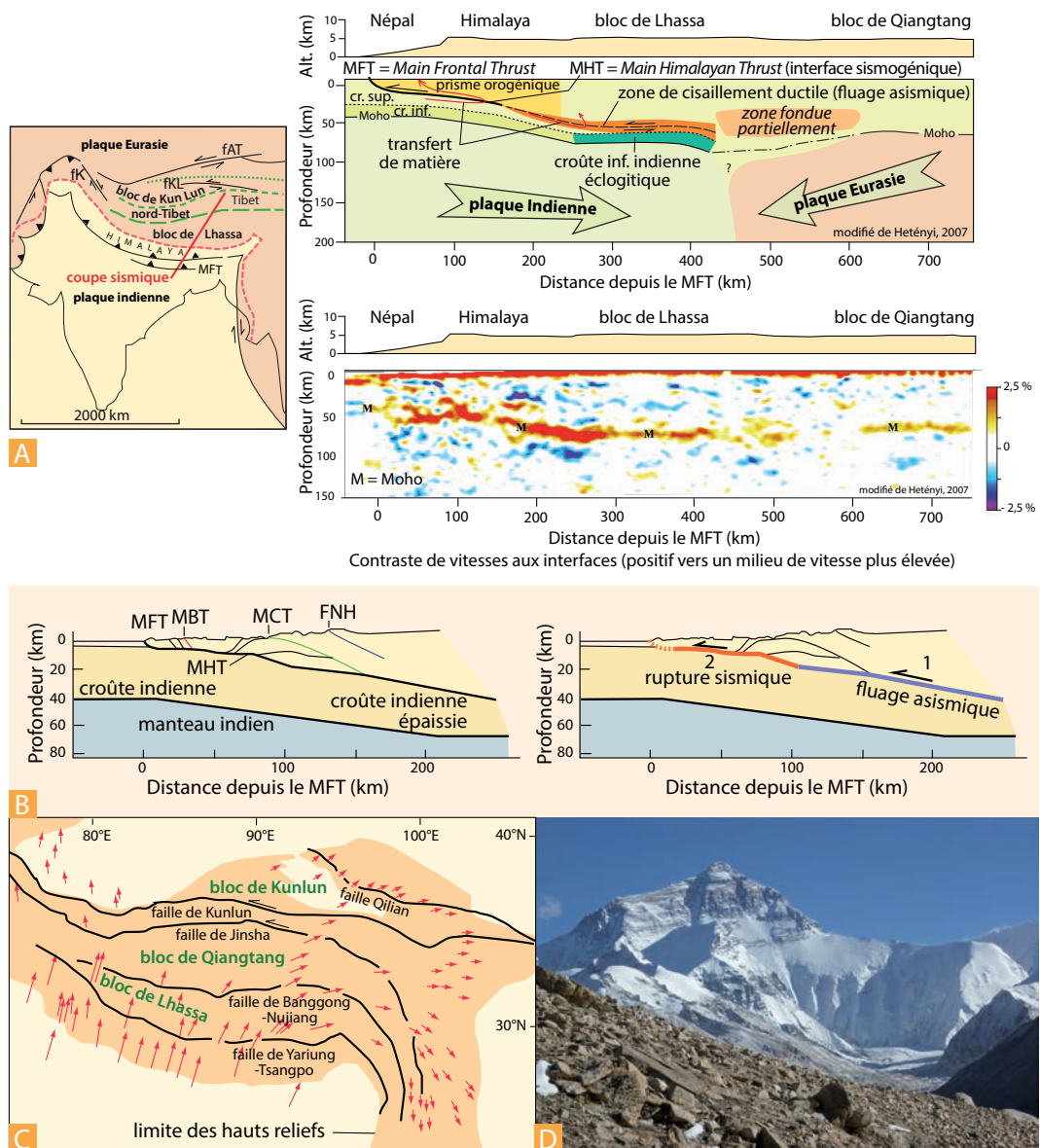


Figure 15.14 Structure profonde et cinématique du système Himalaya-Tibet.

- A.** Coupe sismique obtenue par la méthode des fonctions récepteurs (voir explications fig. 15.24) montrant la continuité du Moho plat profond sous le Tibet (modifié d'après Hetényi et al., 2007).
- B.** Cycle sismique le long du MFT (modifié d'après Avouac, 2014).
- C.** Extrusion des blocs au nord-est et à l'est du plateau du Tibet en raison du poinçonnement de la plaque Eurasie par la plaque indienne. Les vecteurs sont obtenus par mesures GPS.
- D.** L'Everest (calcaires ordoviciens), on voit parfaitement le pendage vers le nord des couches sédimentaires de la série téthysienne simplement basculées. Photo : M. Brunel.

4. Les séries téthysiennes représentent une série complète de la marge nord-indienne, de 10 km d'épaisseur depuis l'Ordovicien jusqu'à l'Éocène.

5. Le Haut Himalaya est un ensemble de terrains cristallins comprenant les dômes de gneiss nord-himalayens et les gneiss de la dalle du Tibet (HHC = *High Himalayan Crystalline unit*). Il est limité par deux accidents majeurs : (1) au nord, c'est une grande faille normale (la faille nord-himalayenne, FNH)

qui a conduit au glissement vers le nord des séries téthysiennes, lors de la surrection du Haut Himalaya ; (2) au sud, c'est un grand chevauchement, le MCT (*Main Central Thrust*) qui amène le Haut Himalaya sur le Moyen Himalaya. Ces deux accidents ont été actifs au Miocène. Ils sont aujourd'hui inactifs. Les terrains du Haut Himalaya sont essentiellement des roches cristallines et métamorphiques représentant la croûte indienne épaissie dont une partie a dû atteindre des profondeurs de l'ordre de 60-70 km, voire 90 km, en raison de la subduction continentale. L'âge et les conditions du métamorphisme syn-collision sont détaillés dans le chapitre 19. Indiquons simplement ici que les datations fournissent 44 à 33 Ma pour la phase M1 marquée par la transition éclogite-granulite (15 KB 600-700 °C) et 23 à 16 Ma pour le pic du métamorphisme de la phase M2 (8-10 Kb, 700-800 °C), se terminant par la phase d'exhumation majeure. Ces roches ont donc été exhumées par la convergence en suivant un trajet tel que représenté par la flèche rouge sur la figure 15.14 A. De nombreux affleurements montrent que la fusion partielle a eu lieu durant cette période dans la croûte subduite. Les plus célèbres sont les plutons de leucogranites de plus de cent kilomètres de diamètre, mis en place sous la FNH et datés entre 18 et 22 Ma. La fusion partielle est intervenue en raison de la haute température atteinte par les roches (> 700 °C), semble-t-il en l'absence de fluides, mais certains auteurs pensent que la fusion de la croûte gneissique a eu lieu dans un gradient thermique plus froid (< 650 °C), favorisé par l'expulsion de fluides depuis des unités métasédimentaires inférieures enfouies. Il est probable que l'extension le long de la FNH a favorisé la mise en place des plutons en créant de l'espace. Aujourd'hui, certains leucogranites sont tronqués par la FNH et aucun n'est intrusif dans les séries téthysiennes.



6. Le Moyen Himalaya comprend un système complexe de nappes de métasédiments en faciès schistes verts à amphibolites, antécambriens. Ces unités sont affectées par le métamorphisme inverse avec un maximum thermique vers 16-18 Ma. Ces âges nous montrent que le Haut Himalaya s'est avancé sur le Moyen Himalaya, en activant le MCT, favorisant l'exhumation des unités métamorphiques en même temps que fonctionnait la FNH. Le Moyen Himalaya forme les contreforts de la chaîne et chevauche l'avant-pays non métamorphique par l'intermédiaire du MBT (*Main Boundary Thrust*).



7. L'avant-pays comprend des bassins d'âge Néogène à Quaternaire, comme le bassin des molasses des Siwaliks dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs kilomètres. Ces molasses sont elles-mêmes transportées par un chevauchement plat qui émerge au sud des Siwaliks, le MFT (*Main Frontal Thrust*). Les molasses sont donc incorporées aujourd'hui au prisme orogénique par le jeu du MFT.

d) Le cycle sismique du MFT

Aujourd'hui, le raccourcissement au front himalayen n'est plus absorbé par le MBT, mais par le MFT. Ce dernier n'est que l'émergence d'une immense rampe, nommée le MHT pour *Main Himalaya Thrust* qui décolle l'ensemble de la croûte indienne et l'amène à se chevaucher elle-même (*fig. 15.9 B*). En période non sismique, le MHT est verrouillé dans sa partie cassante. Dans la partie ductile, le MHT fonctionne comme une mégazone de cisaillement peu inclinée où la déformation est du fluage asismique progressif. Les contraintes s'accumulent à l'extrémité sud de ce contact plastique et la partie cassante du MHT rompt régulièrement sur des longueurs de plus de cent kilomètres, provoquant les gros séismes himalayens (M_w entre 6 et 7). Lorsque la rupture atteint la surface, activant le MFT au niveau des Siwaliks, la zone rompue est maximale et des magnitudes supérieures à 8 sont possibles. Le cycle sismique sous l'Himalaya est ainsi caractérisé par une phase lente asismique le long du MHT ductile, puis par des séismes de magnitude 6 à > 8 lorsque la partie cassante se déverrouille brutalement.

Le dernier séisme le long du MHT a eu lieu le 25 avril 2015 et a occasionné des dégâts considérables au Népal, dans la ville de Katmandou notamment. On déclare au moins 8 000 victimes. Un effet de site caractérise Katmandou qui, comme Mexico, est établie sur un ancien lac. La magnitude de la première secousse est calculée à 7,9 avec une réplique à 6,7 les jours suivants. Le mécanisme au foyer est en faille inverse avec un pendage très faible (7 °), le foyer est situé à 15 km de profondeur, le long de la zone de rupture décrite à la figure 15.14B.

e) Conclusion

On retiendra les éléments importants suivants :

- Dans la chaîne de l'Himalaya, l'Inde s'enfonce vers le nord sous la bordure de l'Eurasie qu'elle poinçonne. Les batholites créacés indiquent que la subduction océanique de la Néo-Téthys s'est produite à la marge de l'Eurasie, avant la collision.
- Le contact majeur actif (MFT) transporte les molasses poussées par le prisme orogénique actuel structuré par de grands contact inactifs, le MBT (pour *Main Boundary Thrust*), et le MCT (pour *Main Central Thrust*).
- Le découpage de l'Inde en grandes écailles crustales qui s'empilent les unes *sous* les autres nous montre que c'est donc le poinçon entrant en collision qui se déforme en partie. Le dispositif résultant est différent de celui vu au Pamir.
- C'est lors du chevauchement le long du MCT que s'est réalisé l'écaillage principal de la partie supérieure de croûte continentale indienne et l'enfouissement dans la subduction continentale. Le long de ce contact, les leucogranites himalayens ont pu se former dans la dalle du Tibet (chevauchante).
- La collision Inde-Asie impose la surrection de la partie frontale de la plaque Eurasie. Le haut plateau du Tibet est une immense structure tabulaire portée à haute altitude dont le maintien dans cette position est dû à la présence de la croûte indienne en dessous, comme le montrent les profils sismiques (hypothèse d'une croûte doublée). L'application de forces horizontales compressives suffit peut-être à maintenir l'équilibre, mais l'échappement des unités du Tibet vers l'est indique que le serrage n'est pas absolument contraignant.
- Le plateau du Tibet porte dans sa structure les traces des épisodes plus anciens de l'évolution de la chaîne sous la forme de sutures océaniques depuis la fin du Paléozoïque.

La chaîne himalayenne est donc bien un exemple typique où l'on peut lire la succession subduction-obduction-collision (*fig. 15.12*).

15.4.2 Les Alpes occidentales

a) Introduction

Les Alpes occidentales, et franco-italiennes en particulier, résultent d'une collision entre deux continents, l'Europe et l'Afrique (représentée par son promontoire l'Apulie, ou Adria), et de la fermeture d'un océan, la Téthys ligure ou océan liguro-piémontais. Cet océan s'est ouvert dès le Jurassique moyen, en même temps que l'Atlantique central dont il représente une dépendance (*fig. 15.22*). L'architecture de la chaîne dans son ensemble est simple : la marge de l'Europe (du côté externe) est recouverte par les unités d'origine océanique (résultat d'une obduction), elles-mêmes recouvertes sur plusieurs centaines de kilomètres par les unités de la marge opposée de l'Afrique (micro-plaque Adria) (unités les plus internes) (*fig. 15.15 A*).

Ce recouvrement majeur de l'Europe par l'Afrique (Adria) est bien visible dans la structure actuelle. La nappe de la Dent Blanche (*fig. 15.16*) est un témoin de socle de la marge africaine reposant en klippe sur les unités océaniques (ophiolites de Zermatt), elles-mêmes charriées sur la marge de l'Europe métamorphisée (Mont Rose et Grand Paradis). Ce grand débordement de la marge supérieure (marge africaine ou apulienne) a amené un très vaste domaine, le domaine austro- et sud-alpin, en recouvrement sur la marge européenne sur plus de 200 km. On peut apprécier l'ampleur de ce recouvrement sur la coupe de la figure 15.15 C où la fenêtre des Tauern permet de voir ressortir les unités de la plaque inférieure sous la croûte et les sédiments de la plaque supérieure (Alpes calcaires septentrionales).

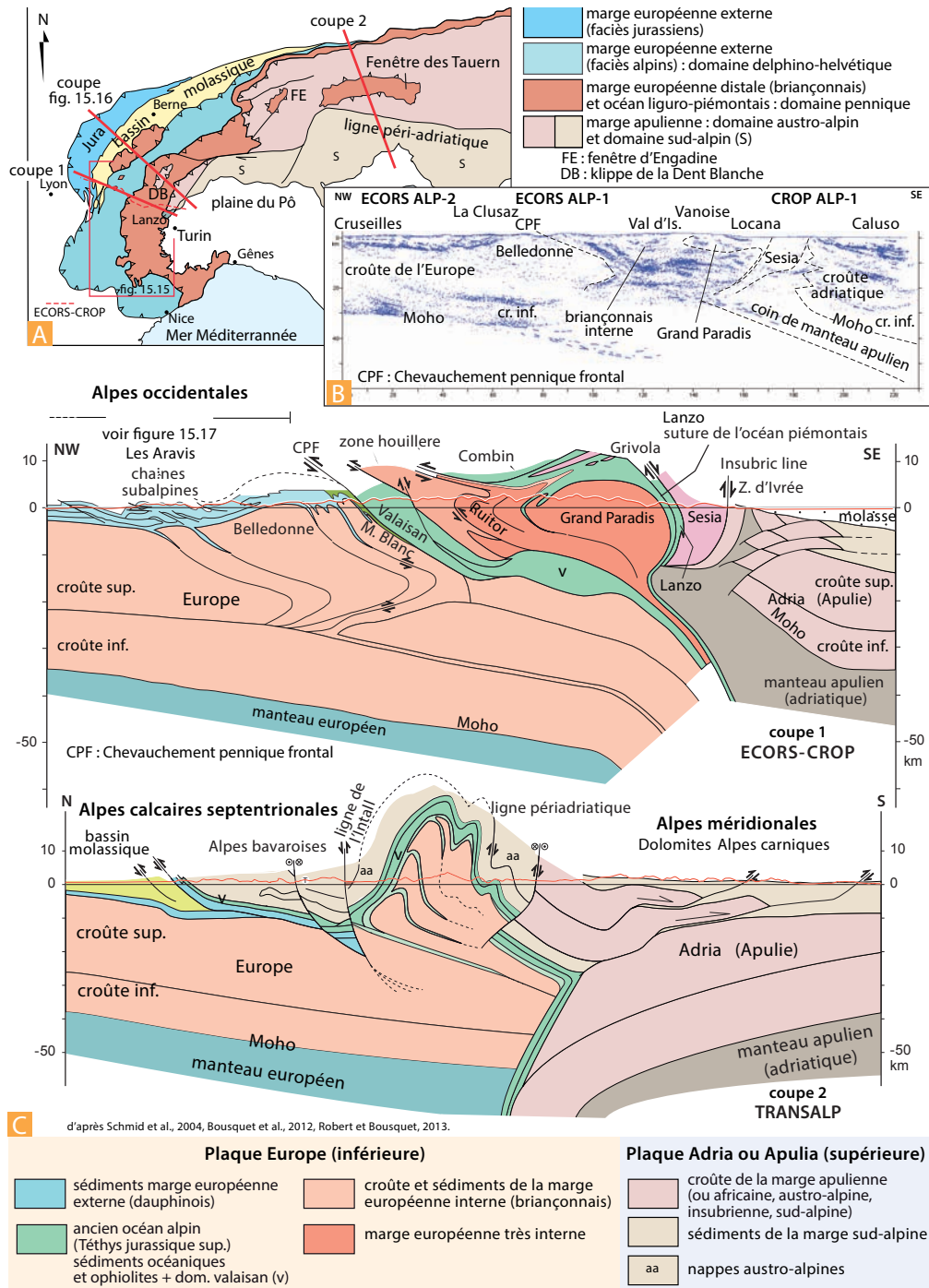


Figure 15.15 Les Alpes européennes.

A. Carte schématique montrant les trois grands domaines : l'Europe, l'ancien océan téthysien et le Nord de la plaque Afrique (Apulia ou Adria). Notez la fenêtre des Tauern montrant les séries océaniques en son cœur et la klippe de la Dent Blanche, tous deux témoignant d'un recouvrement par la marge de l'Afrique de plusieurs centaines de km.

B. Une reproduction du profil ECORS à travers les Alpes occidentales (ECORS-CROP), composé de trois sous-profil : ECORS-ALP2, CROP-ALP2 et ECORS-ALP1.

C. Deux coupes schématiques à travers les Alpes (coupes 1 et 2, repérées sur la carte A). Descriptions dans le texte. (Modifiées d'après Schmid et al., 2004, Bousquet et al., 2012, Robert et Bousquet, 2013.)

La fermeture de l'océan ligure débute au Crétacé moyen ou supérieur, et s'achève à l'Éocène basal. La collision s.s. dans les Alpes franco-italiennes commence alors véritablement avec des indices de subduction continentale précoce dans les unités de Sésia. Les mécanismes de la fermeture océanique sont très différents de ceux évoqués ci-dessus pour l'Himalaya, car on ne retrouve pas dans la chaîne des plutons calco-alcalins équivalents du batholite transhimalayen.

Dans les Alpes, la subduction n'a donc pas laissé de traces très typiques, en dehors d'un métamorphisme de haute pression et de basse à moyenne température, probablement en raison de la présence d'un océan initial peu large, donc d'un ou de plusieurs slabs très courts.

Des bassins d'avant-pays se forment régulièrement au front de la chaîne au moins depuis l'Oligocène. Ils sont d'origine flexurale, emplis de sédiments provenant de l'érosion active des reliefs (molasses) et montrent une déformation progressive, souvent syn-sédimentaire, liée à l'avancée du front tectonique. Sur les cartes géologiques, ils soulignent remarquablement bien l'arc alpin (oligo-miocène des Alpes françaises et suisses) (voir sur la figure 8.4 les épaisseurs des sédiments de ces bassins). Il existe aussi des bassins internes comme le nord de la plaine du Pô. Le sud de la plaine du Pô représente le bassin de l'avant-fosse des Appenins, charriés vers l'est.

Encart 15.6 – Le profil ECORS des Alpes

Les profils sismiques du programme ECORS réalisés à travers les Alpes franco-italiennes nous montrent deux faits importants (*fig. 15.15 B*) :

- Les chevauchements responsables de la structure actuelle des Alpes, bien visibles sur le terrain au front du système, s'enfoncent profondément dans la croûte, il y a bien épaissement crustal ; celui-ci se fait aujourd'hui aux dépens de la croûte européenne sur laquelle sont charriées des unités d'origine plus lointaines structurées bien avant dans l'histoire de la chaîne (unités plus internes que le front du Briançonnais).
- Des écaïlles de manteau sont coincées sous les écaïlles de la croûte de l'Europe, ce qui signifie que le manteau participe à l'épaississement, confirmant le comportement cassant des péridotites sous la croûte continentale ductile.

b) Structure et grands domaines paléogéographiques

On distingue classiquement dans les Alpes occidentales françaises plusieurs zones arquées qui correspondent à d'anciens domaines paléogéographiques dérivant de la paléomarge continentale passive alpine et du domaine océanique ouvert au Jurassique supérieur à son pied : les zones dauphinoise, briançonnaise et piémontaise (*fig. 15.16*). Entre ces grandes zones existent des zones plus petites, aux caractères de transition qui ne seront pas abordés ici (ultra-dauphinoise, subbriançonnaise, valaisane). Au cœur de la zone dauphinoise, affleure le socle paléozoïque de la marge alpine externe : les massifs cristallins externes. Au cœur de la zone piémontaise, on trouve les massifs cristallins internes qui sont structurés en grandes nappes de socle métamorphique, pinçant des unités de métasédiments océaniques écrasés. La zone briançonnaise a connu une évolution métamorphique de haute pression modérée alors que la zone piémontaise est caractérisée par l'omniprésence des paragenèses métamorphiques des faciès schistes bleus et éclogitiques. C'est dans la zone piémontaise que se situent les ophiolites, restes de l'océan liguro-piémontais. Ophiolites et métasédiments de la zone piémontaise (à part les ophiolites non métamorphiques du Chenaillet) ont enregistré la subduction puis l'exhumation de la marge européenne qui s'est enfoncée sous son ex-marge conjuguée adriatique (ou austro-alpine, ou apulienne).

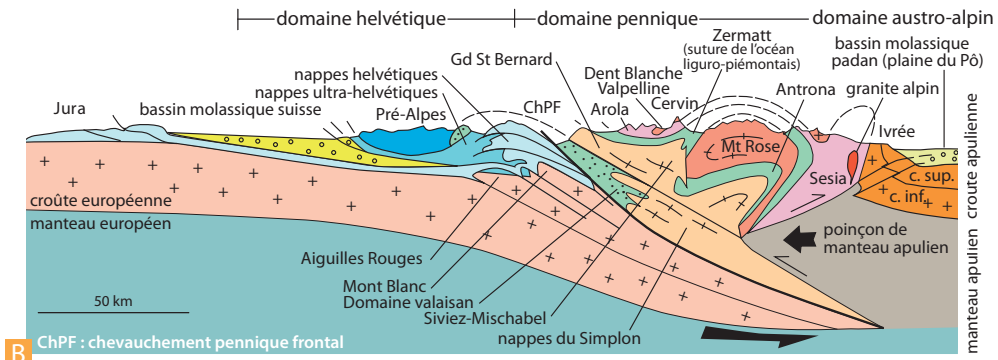
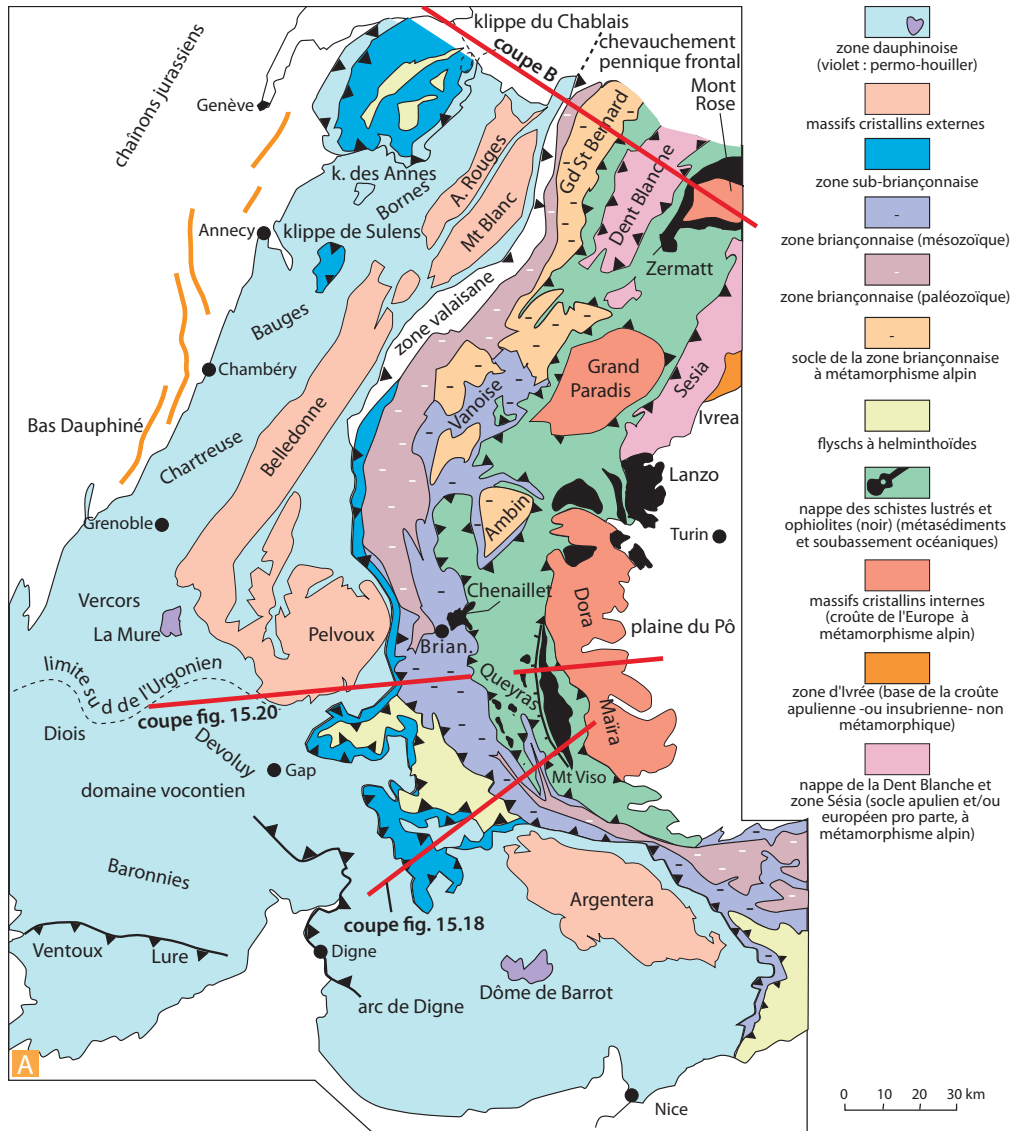


Figure 15.16

A. Carte structurale des Alpes françaises (simplifiée d'après J. Debelmas, 1974).

B. Coupe de la chaîne entre le Jura et la zone d'Ivrée (modifiée d'après M. Lemoine et al., 2000).

Le domaine extra-alpin. Il correspond aux chaînons du Jura et aux collines de la zone molassique péri-alpine (Bas-Dauphiné, etc.). Durant le Mésozoïque, le domaine jurassien est resté en dehors de la zone d'activité alpine ; il n'a pas connu la subsidence du Jurassique terminal notamment (faciès purbeckiens continentaux au lieu des faciès pélagiques alpins tithoniques). Les dépôts du Jura ont commencé à se plisser à l'Oligocène, mais au Miocène, la marge de cette ancienne plate-forme péri-alpine s'enfonce par réponse flexurale à la surcharge de la chaîne en croissance pour former l'avant-fosse molassique qui reçoit plusieurs milliers de mètres d'épaisseur de grès calcaires, de marnes et de conglomérats. Ce sillon sépare ainsi le Jura des massifs subalpins. Le Jura est charrié très récemment, à la limite entre le Pliocène et le Quaternaire, sur les dépôts qui ont rempli des fossés d'effondrement récents en lien avec l'effondrement de la vallée du Rhône (fossé de la Bresse).

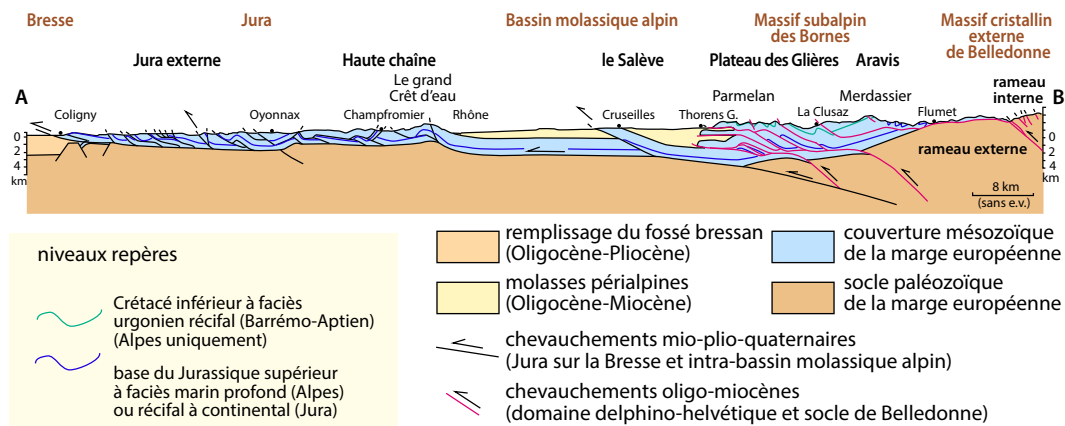


Figure 15.17 Le front alpin et le Jura au nord des Alpes occidentales.

(Modifié d'après M. Tardy, in Sciences de la Terre et de l'Univers, Vuibert, 1999.)

Le domaine dauphinois. Ce domaine représente la marge passive proximale de l'Europe qui a subi un enfoncement général durant tout le Mésozoïque, conséquence de l'ouverture de l'océan liguro-piémontais (fig. 15.19). Il a pour équivalent en Suisse le domaine helvétique, d'où la dénomination fréquente de domaine delphino-helvétique. Là, les sédiments sont engagés dans trois immenses nappes de charriage superposées : les nappes de Morcles, Wildhorn et Diablerets.

La séquence stratigraphique de la zone dauphinoise commence par le Trias germanique à trois termes (Bundsandstein, Muschelkalk, Keuper) suivi par une épaisse série de marnes du Lias formant les dépressions. Le Dogger représenté par des calcaires marneux et l'Oxfordien comprend souvent des argiles noires (terres noires). Les **calcaires pélagiques tithoniques**, d'âge jurassique terminal, sont présents dans tous les chaînons subalpins sans exception. Ils forment la première falaise caractéristique de la série dauphinoise. Le Crétacé inférieur est représenté par des alternances régulières, très typiques de marnes et de calcaires se terminant par la barre des **calcaires récifaux urgoniens**, d'âge Crétacé inférieur (Barrémien-Aptien), qui forment la plupart des sommets. Toutefois, ces calcaires sont absents en Diois - Baronnies, entre le Vercors et le Ventoux, ainsi qu'en Dévoluy, car il existait à l'époque une vaste fosse, la **fosse vocontienne**, entourée par ces récifs urgoniens et caractérisée par une sédimentation argileuse. Là où l'Urgonien est absent, ce sont les calcaires du Crétacé supérieur (Sénonien) qui font saillie dans le paysage. Avant le dépôt des calcaires sénoniens, le Dévoluy a subi

des plissements précoces (et des érosions consécutives) par rapport aux régions subalpines plus au nord (phase antésénonienne). La série se poursuit par des calcaires plus ou moins glauconieux du Crétacé supérieur, puis par des calcaires pélagiques du Crétacé terminal. Il y a alors émergence et la sédimentation reprend à l'Éocène avec la trilogie priabonienne : calcaires à grandes nummulites, marnes à mélettes (écailles de poisson), flyschs gréseux, parfois à éléments andésitiques. À l'Oligocène, se déposent des flyschs chargés en blocs de toute nature (wildflyschs) qui signalent l'avancée des nappes dans les domaines plus internes.

Le domaine Briançonnais se caractérise par l'épaisseur des dépôts triasiques, de faciès siliceux (quartzites du Werfénien) ou carbonatés (dolomies anisiennes dont l'épaisseur peut dépasser 300 m) et par la minceur des dépôts mésozoïques, qui peuvent manquer totalement à plusieurs époques. Pendant la période triasico-jurassique, le domaine Briançonnais a enregistré une forte activité tectonique en raison de sa position à la transition entre la marge proximale et la marge distale de l'Europe. Les sédiments sont souvent déposés à faible profondeur d'eau ou bien dans des ambiances de talus. Les *hard-grounds* sont fréquents, comme ceux visibles au sein des marbres de Guillestre (Jurassique supérieur) à faciès *ammonitico-rosso*. Seuls les calcaires en plaquette pélagiques du Crétacé indiquent une profondeur plus notable, ils atteignent parfois des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres. On trouve dans la zone Briançonnaise de larges affleurements du soubassement anté-alpin, essentiellement les formations schisto-gréseuses du Houiller et du Permien sous faciès détritico-verrucano. Les secteurs les plus orientaux de la zone Briançonnaise formant la zone ultra-Briançonnaise, présentent des dépôts mésozoïques extrêmement réduits (quelques dizaines de mètres dans la bande d'Acceglio).

Le domaine Piémontais est un vaste ensemble interne dominé par des calcschistes du Crétacé, formant l'essentiel de la nappe des schistes lustrés. Ces roches sont d'anciennes formations de type flysch calcaire plus ou moins gréseux déposées sur la marge distale et au pied de la marge européenne, dans le domaine de la transition continent-océan (TOC) et sur la lithosphère océanique (futures ophiolites). Elles sont affectées par le métamorphisme alpin. On doit distinguer deux ensembles dans le domaine Piémontais. Le Piémontais externe est continental, il a une base qui ressemble à celle du Briançonnais, mais présente deux singularités : il possède un Lias fait de turbidites calcaires qui résultent de l'activité tectonique liée au rifting, se développant plus haut sur la marge (caractère de série syn-rift) et il se termine par des calcschistes. Le Piémontais interne ou Liguro-Piémontais est d'origine océanique. Des marbres et radiolarites du Jurassique supérieur représentent les premiers dépôts qui se sont mis en place sur les fonds océaniques. Ils sont recouverts par des calcschistes identiques à ceux du domaine Piémontais externe. Les lambeaux de ce fond océanique constituent aujourd'hui des massifs ophiolitiques métamorphiques, à faciès schistes bleus ou éclogitiques. Les massifs éclogitiques (Viso, Lanzo, Zermatt) sont les plus volumineux et sont associés à un volume faible de métasédiments océaniques. Les massifs schistes bleus sont de petite taille et apparaissent au sein de volumineuses séquences de calcschistes. Le détail de la constitution des ophiolites est donné dans un paragraphe suivant (voir également *fig. 15.21*).

Associés au domaine Piémontais, les massifs cristallins internes représentent les témoins de la marge distale les plus profondément enfouis lors de la **subduction continentale** de l'Europe. Du nord au sud, ce sont : le massif du Mont-Rose, le massif du Grand Paradis, le massif de Dora-Maira (du nom de deux vallées qui le traversent, la Doire Ripaire et le Val Maira). Les schistes lustrés ont été charriés par-dessus ces massifs au cours des serrages qui ont accompagné la remontée de la marge et l'exhumation de ces unités de haute pression-basse température (HP-BT).

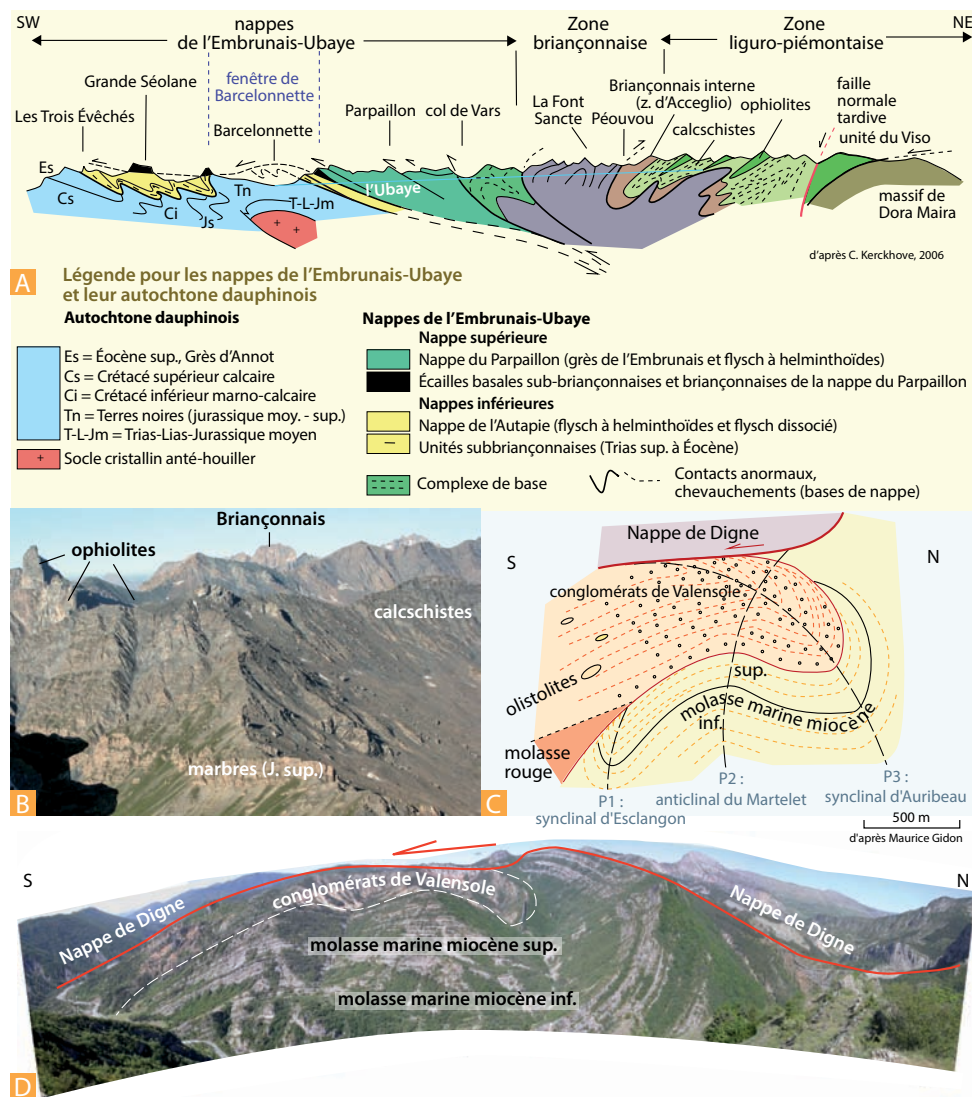


Figure 15.18 Quelques traits de la géologie des Alpes sud-occidentales.

A. Coupe de la chaîne de l'Embrunais au Mont Viso montrant le dispositif des nappes du flysch à helminthoïdes chevauchées par son complexe de base et par les unités briançonnaises. Ces dernières sont rétrochevauchées sur les unités océaniques métamorphiques plus internes, les schistes lustrés à ophiolites (d'après C. Kerckhove, 2003, comm. pers.).

B. Vue sur la nappe des schistes lustrés à ophiolites dans la région du col Agnel (Queyras). On distingue les ophiolites de la Tête des Toillies (méta-pillow lavas) qui font saillie dans le paysage et les marbres blonds du Jurassique supérieur associés au calcschistes largement dominants. Au fond, vers le SW, on distingue les sédiments du Briançonnais. Photo : M. Toupet, CBGA.

C et **D**. Panorama et coupe de la vallée du Bès au nord de Digne. La coupe est orientée NS. Le terme « vélodrome » a été donné à cette structure par des géologues qui y voyaient l'aspect très caractéristique des stades de cyclisme et leurs virages relevés. La structure plissée est soulignée par les couches de la molasse alpine miocène, essentiellement gréseuse, sur laquelle repose en discordance la formation des conglomérats de Valensole d'âge Plio-Quaternaire, elle-même plissée lors d'une phase très récente. Au-dessus de ces dépôts détritiques d'avant-chaîne, on trouve la nappe de Digne qui s'est avancée vers le SW par l'intermédiaire d'un contact chevauchant initialement planaire, mais ployé en réponse aux phases de déformation qui affectent également les dépôts tertiaires. La structure d'ensemble résulte des effets de 3 plissements décalés dans le temps : P1, P2 et P3. Notez les discordances angulaires et les troncatures par érosion de flancs des plis. (Coupe modifiée d'après M. Gidon, *Geol Alp* : <http://geol-alp.obs.ujf-grenoble.fr/>). Photo : P. Labaume.

Les domaines très internes. Les nappes du flysch à helminthoïdes (fig. 15.18A) sont des lambeaux originaires de régions très internes, probablement à fond océanique, proches de la marge sud-alpine, et transportés tectoniquement puis isolés par l'érosion. On les trouve au nord, au sommet de l'empilement des nappes des Préalpes du Chablais et au sud dans l'Embrunais-Ubaye (nappes de l'Autapie et du Parpaillon). Elles sont principalement constituées de flyschs calcaires d'âge Crétacé à Paléocène avec une base stratigraphique de schistes argileux noirs pouvant représenter un équivalent non métamorphique des calcschistes des schistes lustrés (« complexe de base ») (fig. 15.18). En Embrunais-Ubaye, les nappes reposent sur des écailles tectoniques arrachées au Briançonnais (et sub-briançonnais). La mise en place des nappes s'est produite pendant la sédimentation du Tertiaire inférieur car elles sont charriées parfois sur du Nummulitique.

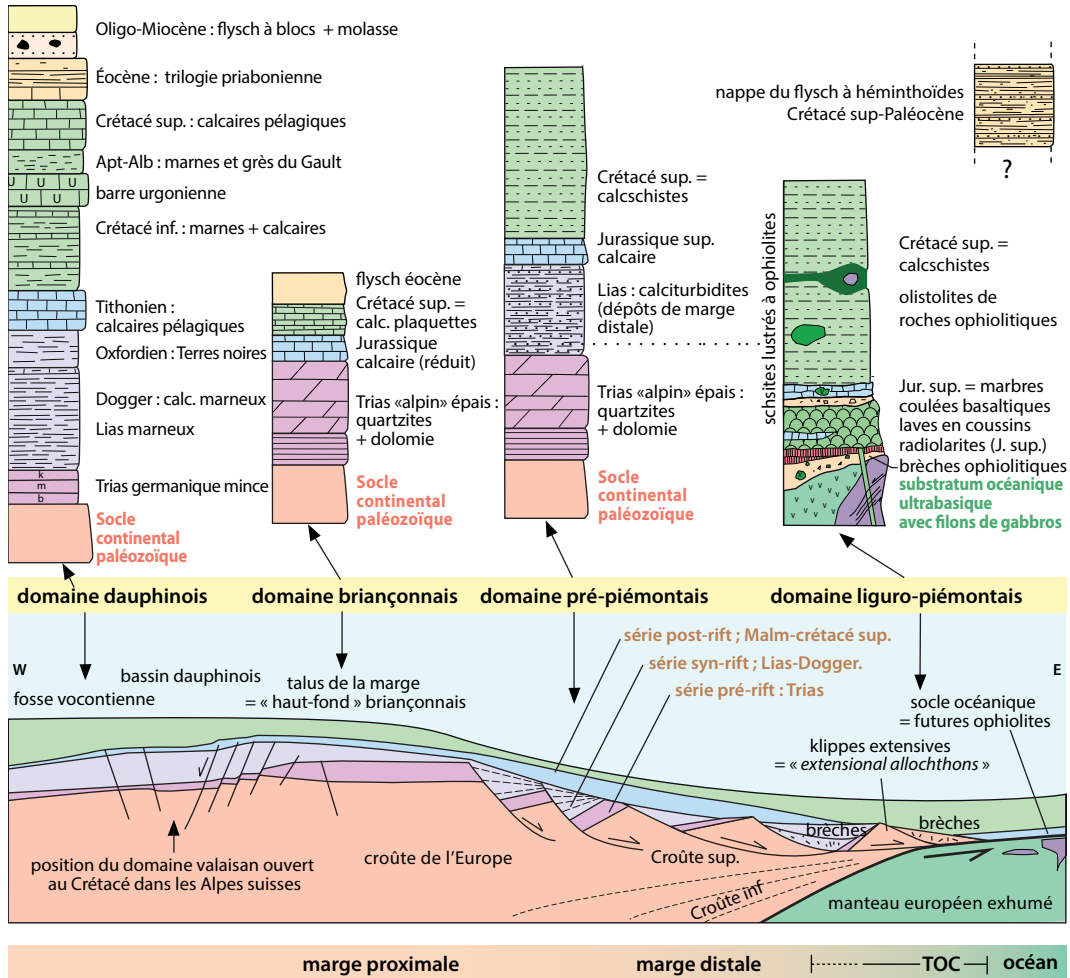


Figure 15.19 La paléo-marge alpine européenne.

Colonnes stratigraphiques schématiques des séries alpines typiques et répartition possible le long de la paléo-marge alpine. On a représenté une situation à la fin de l'accrétion océanique, avant le début de la fermeture (voir commentaires dans le texte).

Sur la reconstitution de la figure 15.20, nous avons situé la patrie des flysch à helminthoïdes sur la lithosphère océanique, proche de la marge apulienne, dans une région préservée de l'enfouissement. Cette région fournira également les ophiolites non métamorphiques de l'unité supérieure du Chenaillet.

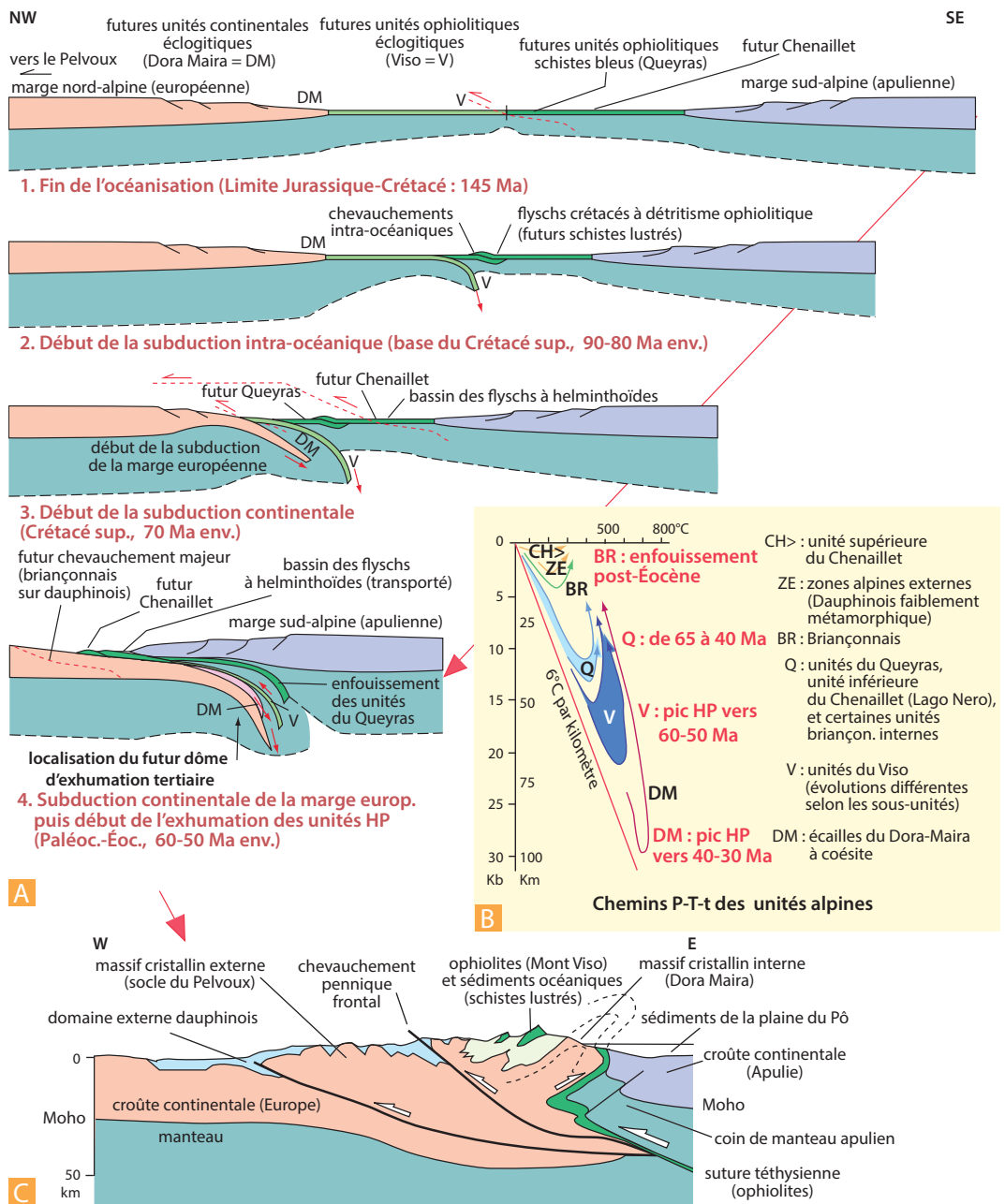


Figure 15.20 L'océan liguro-piémontais et son devenir alpin.

A. Évolution de l'océan Liguro-Piémontais sur une transversale Viso-Pelvoux du Jurassique à l'Éocène (modifié de Lagabrielle, 1987).

B. Chemins P-T-t des unités alpines. On retiendra que l'éclogitisation des unités du Viso se passe vers 50-60 Ma contre 35-30 Ma pour celle des unités du Dora-Maira. L'exhumation est ensuite extrêmement rapide. Les unités du Viso commencent à être exhumées quand les unités du Dora-Maira s'enfoncent. Dans les unités du Queyras, le passage en dessous de 300 °C s'opère vers 39-30 Ma.

C. Coupe sur la transversale Viso-Pelvoux repérée figure 15.16 (modifiée d'après M. Lemoine et al., 2000).

Comme énoncé ci-dessus, le **domaine austro-alpin** représente la zone alpine la plus interne et se trouve largement représenté dans les Alpes autrichiennes. Dans les Alpes occidentales, le lambeau de terrains de socle hercynien intrudé de gabbros permien de la Dent Blanche, au Nord d'Aoste, représente un témoin de la plaque supérieure, une klippe posée sur la marge européenne elle-même très déformée et métamorphique, et isolée par l'érosion.

c) Les fronts récents des Alpes occidentales

Le front le plus récent de la chaîne des Alpes se situe dans les zones les plus externes, où le socle (Mont-Blanc, Pelvoux, Argentera) et sa couverture non métamorphique, chevauchent la plate-forme de l'avant-pays. Le Jura est en surrection active de même que les zones externes (résultats de mesures GPS). Dans les zones plus internes (Briançonnais), les premiers résultats sismologiques et géodésiques ont d'abord montré une extension superficielle et une subsidence que certains relient à la rupture du slab sous la chaîne. Mais les compilations de plus de 30 années semblent indiquer plutôt une surrection extrêmement lente.

La coupe de la figure 15.17 montre le système de rampes et de plats correspondant au raccourcissement de la partie externe des Alpes (chevauchements au sein du massif de Belledonne) et à l'avancée du front alpin jusqu'au front du Jura. Les Alpes se sont d'abord avancées vers la fosse molassique qu'elles chevauchent, puis la poussée plus récente des unités alpines a permis le chevauchement du Jura sur la Bresse en transportant les bassins molassiques qui ne sont pas déformés en raison du poids des sédiments.

Plus au sud, le front correspond à des chevauchements également récents (plio-quadernaires), organisés en arcs (arc de Digne, arc de Castellanne). Sur la figure 15.18 C et D, est représenté un site célèbre montrant l'avancée de la nappe de Digne (matériel dauphinois) sur des formations de conglomérats continentaux plio-quadernaires. On constate que la tectonique récente est largement polyphasée puisque des phases de plissements superposés affectent des molasses miocènes et oligocènes et le Plio-Quaternaire.



Voir fig. 14.20

d) Les enseignements des ophiolites des Alpes

Les progrès décisifs dans la compréhension de l'origine des ophiolites ont été réalisés grâce à l'étude des marges passives et des dorsales lentes. Dans les années 1980, en suivant l'exemple des géologues italiens qui travaillaient dans les Apennins et en comparant avec les observations dans les océans actuels, on a pu montrer que les ophiolites des Alpes franco-italiennes représentent le prototype de la lithosphère océanique mise en place à l'axe des dorsales à expansion lente. La partie magmatique de la croûte (basaltes, filons et gabbros) est toujours d'épaisseur réduite et les roches du manteau serpentinisé sont toujours en proportion importante. Avec les poches de gabbros qu'il contenait, le manteau océanique a été dénudé sur le fond de la mer par des failles de détachement, comme on les connaît le long de la dorsale Atlantique (chapitre 11). Les roches ultrabasiques et basiques profondes sont recouvertes directement, soit par des basaltes, soit par des sédiments : radiolarites et calcaires du Jurassique moyen à supérieur puis par les calcschistes crétacés (*fig. 15.21*). Le fond océanique était souvent recouvert de brèches provenant du démantèlement des reliefs proches. Les ophicalcites sont des brèches de serpentinites à matrice de calcaire, abondantes dans certains massifs où, comme en Ligurie, elles ont été exploitées comme pierre d'ornement (marbre vert antique). Elles signalent toujours une exhumation du manteau sur le fond de la mer. Dans l'unité éclogitique du Mont Viso, la série magmatique ophiolitique, bien que réduite à quelques kilomètres d'épaisseur, est la plus complète des Alpes. Le massif lui-même est formé d'une épaisseur importante de métagabbros et de metabasaltes (série de la Costa Ticino). À la grande différence des ophiolites d'Oman, les ophiolites des Alpes ne montrent jamais de complexe filonien.

Partie IV ■ La déformation de la lithosphère continentale

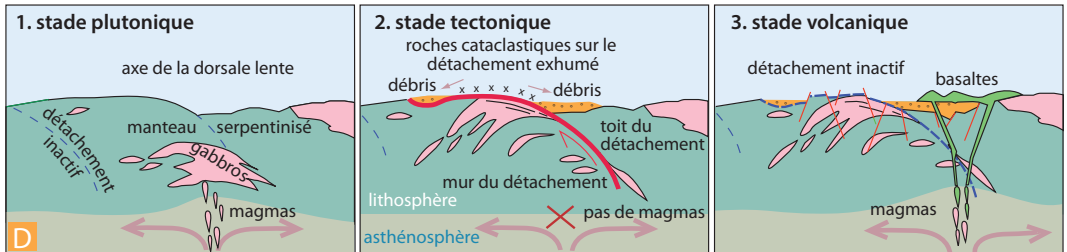
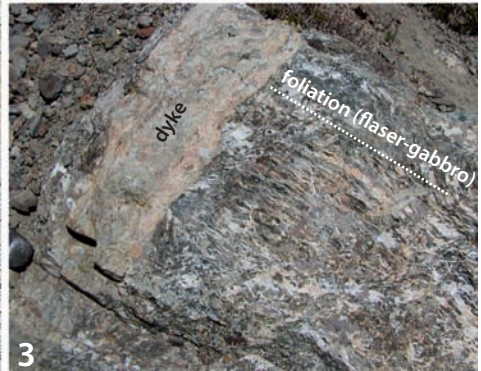
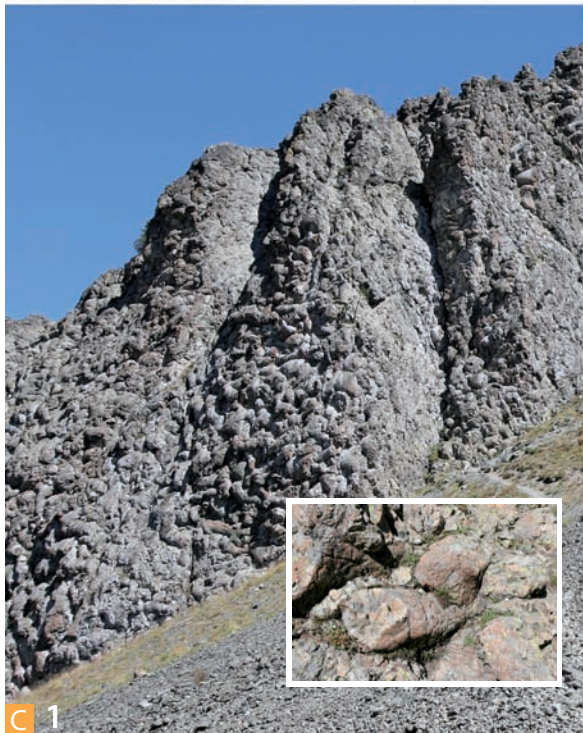
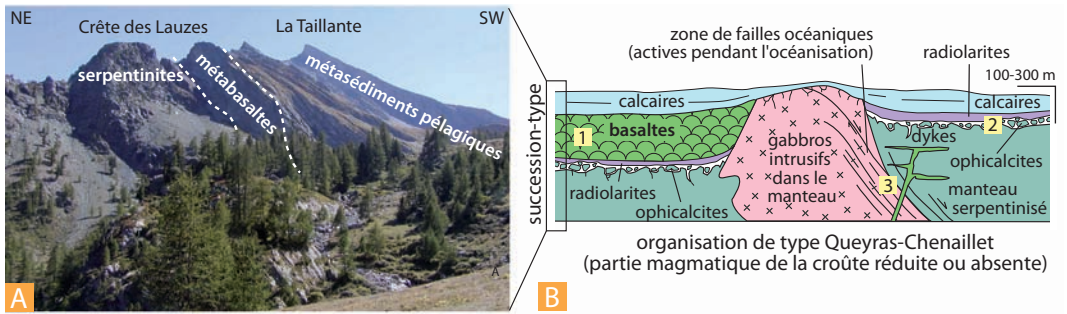


Figure 15.21 Les ophiolites des Alpes occidentales.

A. Les ophiolites de la vallée du Guil dans le Queyras (unités schistes bleus). Les serpentinites de la Crête des Lauzes sont recouvertes directement par des basaltes et des sédiments. Elles constituent une succession type telle que représentée en B. Photo : Y. Lagabrielle.

B. Organisation schématique des ophiolites dans le Queyras. Le manteau et les gabbros intrusifs ont été exhumés puis recouverts localement par des basaltes ou des radiolarites et uniformément par les sédiments calcaires.

C. Photographies de roches caractéristiques des ophiolites liguro-piémontaises : exemples pris au Chenaillet. C1 : laves en coussin (la paroi mesure 10 m de hauteur env.). C2 : brèche sédimentaire de serpentinites. C3 : filon de dolérite mis en place à la dorsale et recoupant un gabbro folié (flaser gabbro océanique témoin d'une déformation chaude à 800 °C lors du début de l'exhumation vers la surface). Photo : M. Toupet (gauche), Y. Lagabrielle (droite).

D. Un modèle de fonctionnement de l'axe de la paléo-dorsale de l'océan liguro-piémontais (*d'après Lagabrielle et al., 2015*). Une grande faille de détachement (en rouge) est active au stade tectonique et permet d'extraire un corps de gabbros et de le porter sur le fond de la mer où il sera soumis à l'érosion. Il fournira, avec le manteau lui aussi exhumé, les matériaux des brèches ophiolitiques. Quand le stade tectonique est terminé, le détachement inactif est partiellement recouvert de basaltes.


Voir carte géologique du massif du Chenaillet, fig. 15.20

Encart 15.7 – Les ophiolites liguro-piémontaises : TOC ou MAR ?

En 1978, lors d'une mission océanographie dirigé par G. Boillot, un dragage réalisé au nord de la marge ibérique, au pied du banc de Galice, à plus de 350 km des côtes, remontait des fragments de péridotites serpentinisées très altérées, depuis un relief situé à plus de 5 000 m de profondeur. Ce relief nommé « colline 5100 » est situé à la transition entre la croûte continentale amincie et la croûte océanique (TOC = transition océan-continent, voir chapitre 12). On a d'abord évoqué un processus de diapirisme des serpentinites (montée verticale), puis les études sismiques ont montré la présence de grandes discontinuités peu pentées sous la marge, évoquant les failles de détachements aboutissant au concept d'exhumation du manteau en pied de marge passive distale. Dans les Alpes suisses des Grisons, on a alors montré que les unités de la partie supérieure de l'empilement tectonique sont issues du domaine de la TOC (ophiolites de Totalp et détachement de Err-Plata). On peut observer directement sur le

terrain les relations originales entre les divers constituants de ce domaine. Les géologues ont ainsi montré que les sédiments du bas de la marge reposent directement sur le manteau exhumé au pied du continent par le fonctionnement d'une faille normale dont la structure interne peut être analysée en détail. On arrive ainsi à l'idée que, dans les Alpes, il existe deux origines possibles pour les ophiolites : la TOC et une dorsale lente de type médio-Atlantique (MAR : *Mid-Atlantic Ridge*). Dans le premier cas, la pétrologie du manteau, comme à Lanzo, est typique de péridotites infracontinentales. Dans le second cas, l'absence de sédiments terrigènes confirme l'éloignement d'une source continentale. Dans le Queyras ou au Mont Viso, la succession lithologique des ophiolites et la sédimentologie de la couverture ne sont pas en faveur d'une origine à la TOC, même si localement on a décrit des brèches de matériel continental qui signalent la proximité d'une marge continentale.

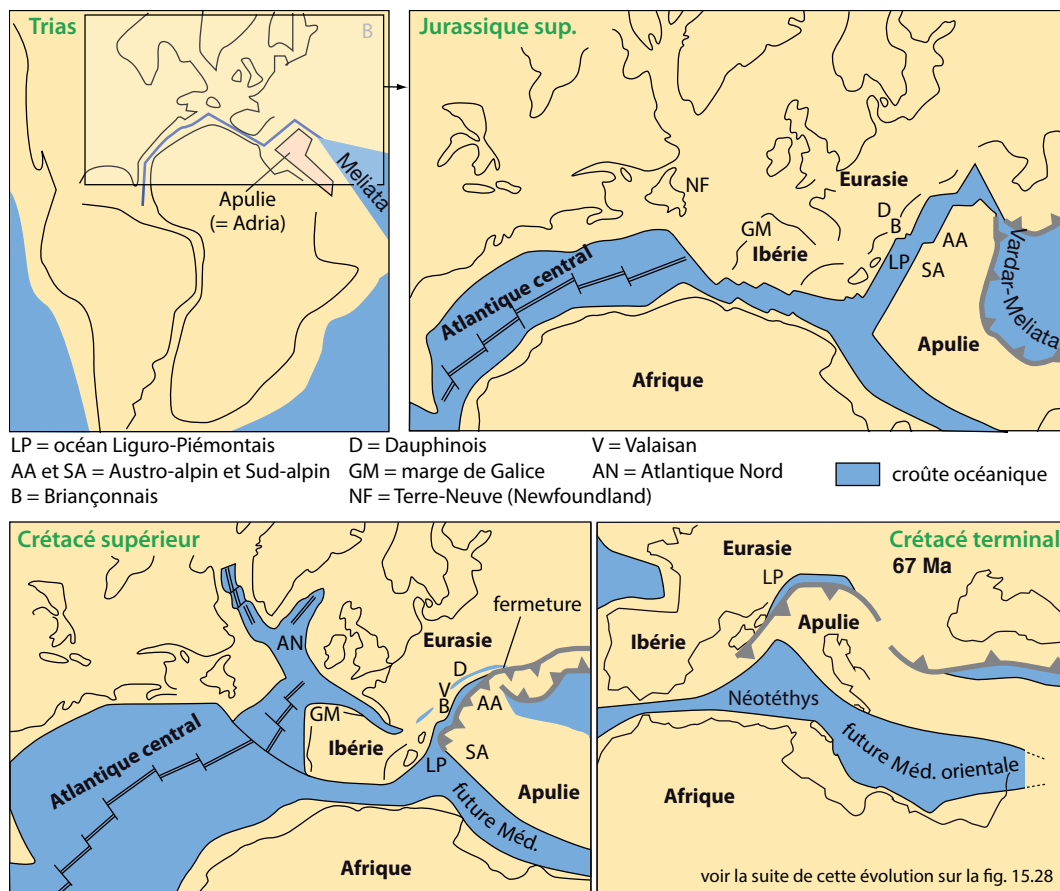


Figure 15.22 Évolution paléogéographique du domaine téthysien du Trias au Crétacé.

- A.** À la fin de l'ère Primaire (245 Ma), stade prététhysien : la Pangée.
- B.** Du Trias supérieur (220 Ma) à la fin du Jurassique supérieur (vers 140 Ma) : début de l'étape téthysienne, rifting intracontinental, B : étape téthysienne, expansion de l'océan liguro-piémontais de la fin du Jurassique moyen (165 Ma) au Jurassique terminal (145 Ma).
- C et D.** Crétacé supérieur (100 Ma à 65 Ma) : étape alpine, résorption de l'océan liguro-piémontais par subduction sous la marge continentale africaine (apulienne) puis collision. (Compilation d'après plusieurs auteurs : M. Lemoine, P.C. de Graciansky, P. Tricart, G. Manatschal).

e) Les unités internes : de la subduction à l'exhumation

L'histoire des unités les plus internes des Alpes est complexe. Le métamorphisme de haute pression affecte un ensemble d'unités comprenant à la fois du socle de l'Europe et sa couverture sédimentaire mésozoïque, des ophiolites et leurs sédiments océaniques associés formant la nappe des schistes lustrés (fig. 15.18). Le socle européen représenté par le massif de Dora Maira a subi un enfouissement jusqu'à 100 km de profondeur (30 kbar et 700 °C) comme le montrent les paragenèses métamorphiques à coésite (métamorphisme UHP-BT pour UltraHP-BT). On a longtemps hésité sur les dates de cet événement que l'on doit qualifier de subduction continentale. On obtient des âges vers 80-90 Ma pour certaines unités dans le massif de Sesia, ce qui indique une subduction des marges et un début de fermeture de l'océan dès le Crétacé supérieur, en très bon accord avec les enregistrements sédimentaires dans les flyschs à blocs d'ophiolites non métamorphiques de l'Apennin (complexe de Casanova). Des âges U/Pb sur les roches à coésite du Dora-Maira indiquent que le métamorphisme UHP de ces unités de marge européenne très interne a eu lieu il y a 35 Ma. Des âges par traces de fission sur

apatite montrent de plus que ces roches ont passé l'isotherme 250 °C vers 29 Ma. Cela implique une décompression dans les stades initiaux, par remontée extrêmement rapide. Dans les ophiolites du Mont Viso, le métamorphisme éclogitique est daté à 49 ± 2 Ma par la méthode Ar/Ar et Lu/Hf et à 62 ± 9 Ma par la méthode Sm/Nd. Le métamorphisme UHP-BT du Dora-Maira est donc intervenu 10 Ma après le pic éclogitique des unités du Mont Viso. Dans le Queyras, les schistes lustrés, bien visibles le long de la vallée du Guil (*fig. 15.21*) et de l'Aigue-Blanche, sont métamorphosés dans les faciès schistes bleus de haut et bas grade et rétro-morphosés dans le faciès des schistes verts. Des datations déjà anciennes tendent à montrer que le métamorphisme a débuté vers 60 Ma. Des datations récentes par traces de fission sur apatite et zircons montrent que cette région s'est refroidie en dessous de 300 °C entre 39 et 31 Ma, ce qui contraint l'âge de l'exhumation et montre que les unités schistes bleus et éclogitiques ont terminé ensemble leur remontée. On sait par ailleurs que des galets de schistes bleus piémontais et de serpentinites sont présents dans des dépôts molassiques de la zone dauphinoise (région de Barrême) dès l'Oligocène inférieur (vers 33-28 Ma). L'exhumation des unités HP a pu se poursuivre durant le Miocène, mais elle était déjà largement réalisée à l'Oligocène.

Sur des arguments paléogéographiques et en raison de l'absence de plutons et de volcans d'arc sur la marge sud-alpine, de nombreux modèles d'évolution de l'océan font débiter la subduction en domaine intraocéanique (*fig. 15.20*). On peut penser que la subduction continentale de la marge européenne, intervenant 10 Ma après la subduction intraocéanique a favorisé la remontée des unités continentales de UHP par effet de flotteur. L'obduction n'a probablement jamais donné une nappe unique comme celle d'Oman. On pense que l'océan s'est fermé en plusieurs sites à la fois, conduisant à un écaillage de la lithosphère océanique déjà très hétérogène. La juxtaposition entre le plancher et les sédiments océaniques d'une part et la marge continentale d'autre part s'est réalisée en grande partie dans le chenal de subduction. En revanche, l'obduction des ophiolites du Chenaillet est intervenue tardivement, lors de la fermeture de l'espace océanique qui restait en arrière et au-dessus du système de subduction, comme représenté sur la figure 15.20.

L'évolution de la chaîne peut donc se concevoir comme une succession de trois stades principaux :

- fermeture océanique et obduction durant le Crétacé avec début de la subduction continentale ;
- collision et poursuite de l'enfoncement de la marge de l'Europe sous l'Afrique au début du tertiaire ;
- phase de surrection des zones internes avec exhumation des unités de HP-BT dès le début de l'Oligocène (30 Ma environ) et progression des chevauchements vers l'avant de la chaîne au moins depuis le Miocène.

15.5 UNE CHAÎNE DITE INTRACONTINENTALE : LES PYRÉNÉES

15.5.1 Structure générale

La chaîne des Pyrénées franco-espagnoles s'étend sur environ 400 km entre la mer Méditerranée à l'est et le golfe de Gascogne à l'ouest et résulte de la collision entre la plaque Ibérie et la plaque Europe à partir du Santonien et durant le Cénozoïque inférieur. Les Pyrénées sont divisées en quatre parties du nord au sud : la zone sous-pyrénéenne (ZsP), la zone nord-pyrénéenne (ZNP), la zone axiale (ZA) et la zone sud-pyrénéenne (ZSP).

- La ZsP représente l'avant-pays sur lequel s'est avancé la ZNP. C'est la partie sud, autochtone, de la marge de l'Europe. Elle est limitée au sud par le chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP).

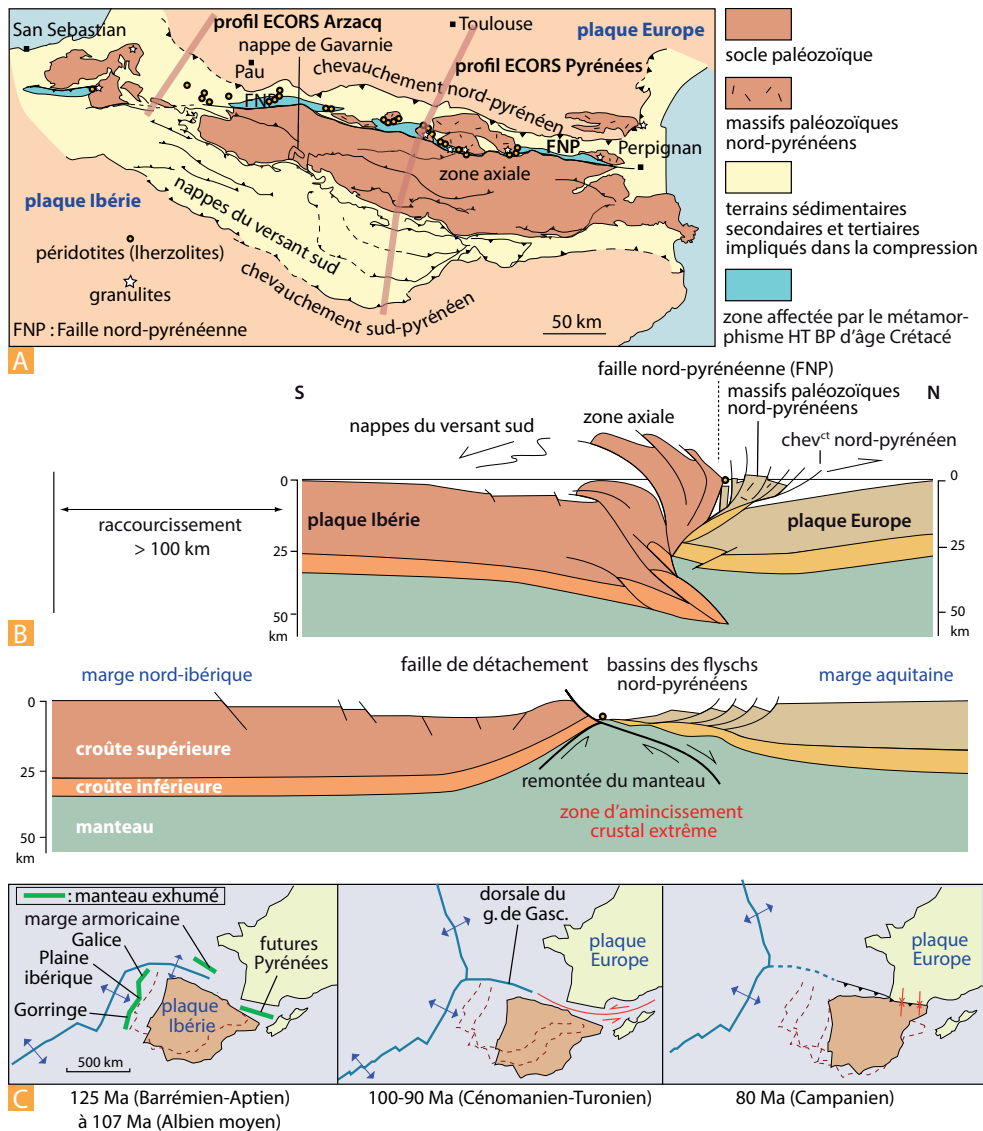


Figure 15.23 Les Pyrénées : structure et paléogéographie.

A. Carte structurale avec la localisation des profils ECORS dont les interprétations sont données sur la figure 15.24 (Arzacq) et ci-dessous (B). La chaîne est à double déversement. Le cœur de la chaîne est formé par des terrains paléozoïques surélevés (zone axiale). Le flanc sud est formé par des nappes de couverture d'âge essentiellement tertiaire glissant pendant la sédimentation. Le flanc nord comprend des nappes sédimentaires mésozoïques issues du bassin des flyschs, associés aux anciens blocs basculés de la marge inversée, charriés vers le nord.

B. Coupe simplifiée selon le profil ECORS-Pyrénées et sa reconstitution, mettant en avant l'amincissement extrême de la croûte sur les deux marges conjuguées de l'Ibérie et de l'Europe et l'exhumation du manteau au fond des bassins albo-cénomaniens. La zone primaire axiale est construite par l'inversion tectonique de la partie distale de la marge ibérique et la marge européenne hyper-amincie est écrasée pour former aujourd'hui le socle des massifs nord-pyrénéens. La faille nord-pyrénéenne (FNP), même si son tracé est complexe localement, marque bien la zone de suture entre les deux plaques et forme la limite nord du matériel issu de la plaque Ibérie. Notez que le métamorphisme HT-BP se concentre justement dans les sédiments prérifts, le long de cette limite, en étroite association avec les régions où le manteau s'est approché de la surface ou a été exhumé. Le lien entre hyperamincissement crustal, remontée du manteau et métamorphisme syn-extensif de HT ne fait donc aucun doute.

C. Relations entre l'Ibérie et l'Europe lors de l'évolution de l'Atlantique central et de l'ouverture du golfe de Gascogne. On montre les régions où le manteau a été exhumé en pied de marge passive.

- La ZNP est constituée de sédiments mésozoïques et cénozoïques recouvrant du socle paléozoïque. Elle chevauche la ZsP par l'intermédiaire du chevauchement frontal nord-pyrénéen (CFNP). Elle est limitée au sud par la faille nord-pyrénéenne (FNP). Elle se caractérise par le métamorphisme de haute température-basse pression (HT-BP) des sédiments mésozoïques, par la présence de corps de manteau intracontinental (les lherzolites) et par des écaillés du socle européen charriés vers le nord, les massifs nord-pyrénéens. Une phase de distension-coulissage a ouvert de profonds bassins emplis de flyschs au Crétacé moyen (Albien-Cénomaniens-Turonien) (flyschs noir et gris).
- La ZA, formant les hauts reliefs des Pyrénées, est constituée de roches plissées et métamorphisées pendant l'Hercynien (Dévonien-Permien). Elle est limitée au nord par la FNP et chevauche vers le sud la ZSP. Elle est affectée par de grands chevauchements internes dont le chevauchement de la nappe de Gavarnie qui amène le socle sur le Crétacé supérieur reposant lui-même en discordance directe sur le socle paléozoïque (figs. 14.21 et 15.23).
- La ZSP est constituée de sédiments plissés mésozoïques et cénozoïques (très largement dominants), formant de longues nappes à vergence sud chevauchantes sur la plaine de l'Èbre au sud par l'intermédiaire du chevauchement sud-pyrénéen (CSP).

L'orogène pyrénéen est un archétype de chaîne à double-déversement et résulte de la fermeture de bassins intracontinentaux ouverts entre les plaques Ibérie et Europe, durant l'Albo-Cénomaniens à l'extrémité est du bassin océanique de Biscaye (golfe de Gascogne). La zone nord-pyrénéenne (ZNP) représente le matériel éjecté lors de l'inversion de ces bassins.

Sur le flanc sud, les nappes présentent un développement spectaculaire. Les produits issus du démantèlement des nappes en mouvement forment des séquences de conglomérats d'âge tertiaire eux-mêmes engagés dans les chevauchements ultérieurs. C'est un lieu célèbre pour l'étude des relations tectonique-sédimentation et pour la compréhension des séquences de chevauchement dans les prismes tectoniques.

15.5.2 La structure crustale

En 1988, deux coupes des Pyrénées par sismique réflexion le long de profils ECORS ont permis d'obtenir une image de la structure en profondeur, du bassin de l'Èbre en Espagne jusque dans le bassin Aquitain, à travers la zone primaire axiale. Ces profils ont représenté une avancée majeure dans la compréhension des Pyrénées en mettant en évidence différents points (fig. 15.23) : (1) la structure en éventail de la chaîne ; (2) la différence d'épaisseur entre la plaque Ibérie (plus épaisse) et la plaque Europe (plus mince) ; (3) le slab ibérique à plongement nord et (4) la présence de plusieurs chevauchements majeurs dans la couverture mésozoïque. Sur l'interprétation du profil Arzacq proposée sur la figure 15.24, la plaque Europe joue comme un « racloir » ramenant vers le haut des unités de la marge distale ibérique. Elle vient s'encaster à la façon d'un butoir ouvrant les deux mâchoires d'une structure de type « crocodile ».

En 2010-2012, une campagne de prospection sismique en utilisant la méthode des fonctions récepteurs a permis de préciser en grand détail les structures profondes. Nous proposons une des coupes réalisées par cette technique sur la trace du profil ECORS central (fig. 15.24). On voit parfaitement le toit de la plaque ibérique s'enfoncer sous la partie basale de la croûte européenne, isolant un coin de manteau et amorçant une subduction continentale débutante.

15.5.3 Le flanc nord des Pyrénées et les marges passives distales

En dépit d'une apparence classique, les Pyrénées présentent des caractéristiques singulières comparées à d'autres chaînes de montagnes, notamment si l'on considère la ZNP. En effet, celle-ci a subi un métamorphisme de haute-température basse-pression (HT-BP), affectant la couverture sédimentaire

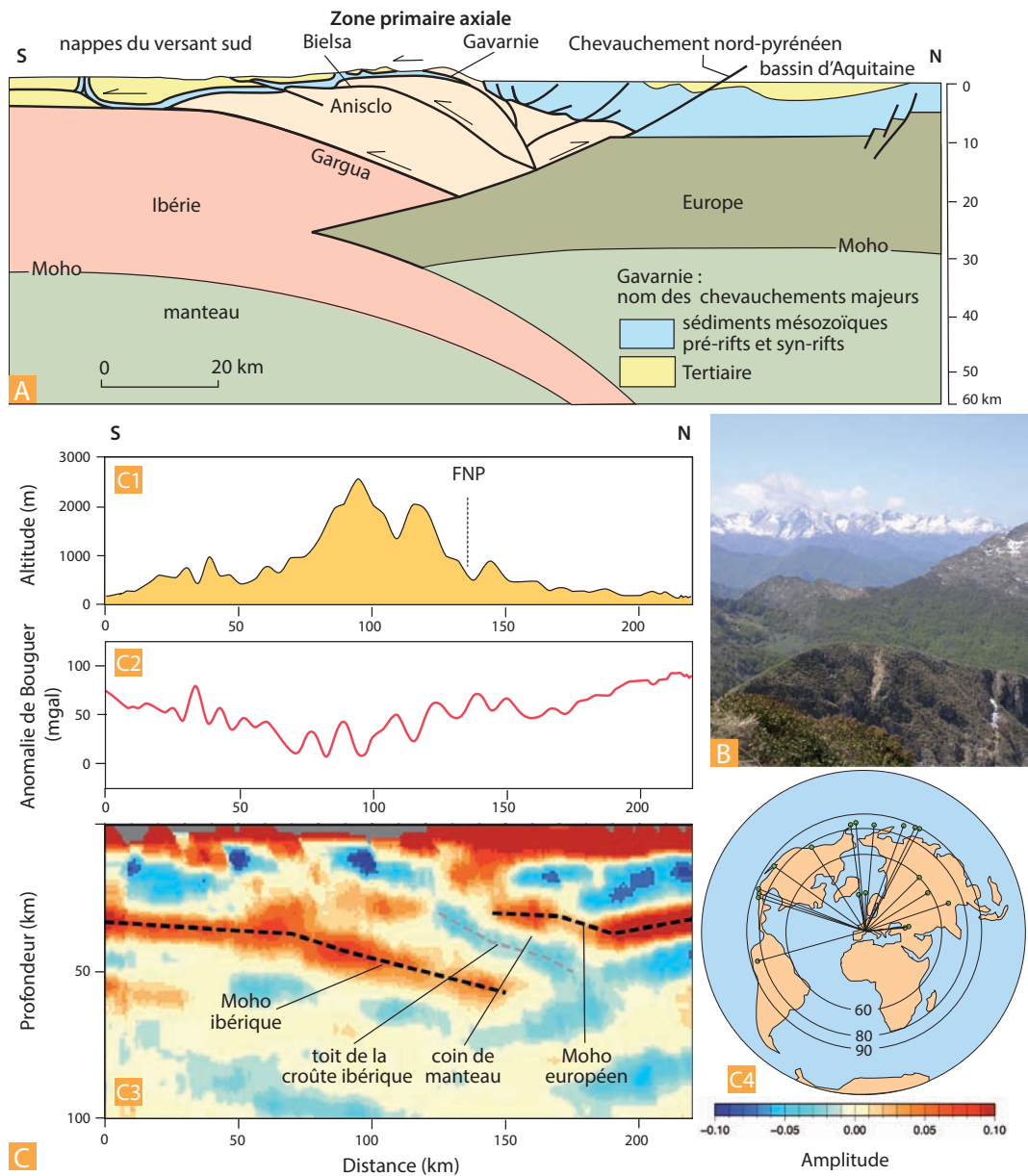


Figure 15.24 Les Pyrénées : structure profonde par la géophysique.

A. Interprétation du profil ECORS-Arzacq selon A. Teixell (2008). La plaque Europe est vue comme un « identeur » qui vient cliver la plaque ibérique et pousser vers le haut des unités arrachées à la marge proximale et distale. Gavarnie, Bielsa, Anisclo, Gargua : nom des chevauchements au sein de la ZNP.

B. La zone axiale enneigée vue depuis la ZNP dans la région de l'étang de Lherz. La photographie est prise depuis le sommet de Fontête Rouge, fait de lherzolites et de pyroxénites. Photo : Y. Lagabrielle.

C. **C1.** Topographie des Pyrénées centrales le long de la coupe C3. **C2.** Anomalie de Bouguer le long du profil C3. L'anomalie négative signale la présence en profondeur d'un excès de matière à faible densité en raison de la superposition des croûtes ibérique et européenne. **C3.** Le profil du projet PYROPE situé à l'emplacement du profil ECORS-Pyrénées figuré sur la figure 15.23 (Chevrot et al., 2015). Ce profil est construit par la méthode des fonctions récepteurs. Durant un an, des stations sismiques à trois composantes ont enregistré la sismicité globale et locale. Pour les séismes lointains dont la localisation est montrée en C4, on a utilisé la conversion des ondes P en ondes S sur les interfaces proches pour cartographier les discontinuités sous le transect étudié. **C4.** Couverture azimuthale utilisée pour construire les enregistrements (stack) du profil des Pyrénées centrales.

mésozoïque, non pas pendant la collision, mais pendant la phase de rifting, au Crétacé. De plus, le raccourcissement de la partie nord des Pyrénées ayant été relativement faible, certaines structures extensives des paléo-marges bordant les bassins crétacés ont été préservées et sont observables aujourd'hui dans la ZNP.

Le métamorphisme HT-BP de la ZNP baisse d'intensité de l'est vers l'ouest. Les températures maximales atteintes par les métasédiments varient d'environ 700 °C à l'est et jusqu'à environ 300 °C à l'ouest. La datation du métamorphisme a fait l'objet de quelques débats. On sait maintenant qu'il est d'âge Crétacé supérieur basal (env. 100 à 80 Ma). Il est donc clairement associé au rifting continental, et se produit en réponse au resserrement des isothermes dans la couverture prérift en cours d'amincissement, pendant l'extension crustale généralisée au Crétacé supérieur.

La ZNP est jalonnée d'une quarantaine de pointements de péridotites subcontinentales. La mise en place de ces roches mantelliques a longtemps posé problème car elles sont intimement associées à la couverture mésozoïque métamorphique et à des écaillés de granulites. Dans les années 1980, elles ont été interprétées comme des corps chauds, solides, intrusifs dans la croûte supérieure provoquant une bréchification par décarbonation des calcaires et dolomies. On suggérait également qu'il s'agissait d'intrusions mantelliques dans une croûte amincie en relation avec l'histoire albienne et incorporées à la chaîne lors de la compression. En 2007, la présence de manteau dans la ZNP a été interprétée pour la première fois comme résultant d'un amincissement crustal extrême, l'exhumation du manteau se produisant en contexte de pied de marge continentale passive par le fonctionnement de failles de détachement. Cette hypothèse fait maintenant consensus car en Ariège (Lherz par exemple) ou dans le Béarn (Urdach), au cœur de la ZNP, les lherzolites sont en contact stratigraphique avec d'épaisses coulées de débris polygéniques remaniant à la fois les carbonates mésozoïques avoisinants et le manteau lui-même. Cela montre que les lherzolites ont été exhumées sur le fond des bassins albo-cénomaniens. La dénudation du manteau s'est faite en réponse à l'extension et à l'amincissement extrême de la croûte continentale imposée par le coulisage de l'Ibérie (*fig. 15.23*).



Voir fig. 12.2

Dans le cas des Pyrénées, dépourvues d'ophiolites s.s., l'extension s'arrête à ce stade et l'on n'a jamais atteint l'océanisation, contrairement au fond du golfe de Gascogne. Pour cette raison, même si les Pyrénées résultent de la collision entre deux marges séparées seulement par un domaine proche de l'océanisation avec manteau exhumé, l'emploi du terme de chaîne intracontinentale reste correct.

Nous l'avons dit, la phase d'extension pyrénéenne est due au mouvement rotationnel de l'Ibérie par rapport à la plaque Europe en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Nord et du golfe de Gascogne, entre le Jurassique et l'Aptien (*fig. 15.23*). En raison de la haute thermicité montrée par le métamorphisme HT, la partie distale de la marge se comporte de façon ductile et on n'y observe pas les structures classiques, fragiles, des marges proximales, comme les blocs basculés. Ces domaines de marges distales sont alors caractérisés par le boudinage de la croûte continentale et par la désolidarisation, en amont, de la couverture sédimentaire mésozoïque comme représenté sur la coupe de la figure 12.2. La ZNP présente donc un intérêt d'un point de vue géodynamique pour la compréhension des processus d'amincissement extrême de la croûte continentale et d'un point de vue économique pour la genèse de ressources énergétiques (pétrole) et minérales (talc) dans les parties distales des marges passives. Ces analogues actuels océaniques sont encore très peu explorés et très mal connus.

15.6 UN PROBLÈME RÉCURRENT DANS LES CHAÎNES DE SUBDUCTION-COLLISION : L'EXHUMATION DES UNITÉS DE HAUTE PRESSION

Comment les unités de type haute pression-basse température (HP-BT) enfouies jusqu'à 100 km de profondeur peuvent-elles remonter en seulement quelques millions d'années jusqu'à affleurer au cœur des chaînes de collision ? Plusieurs modèles pour ces processus d'exhumation existent, ils dépendent du contexte tectonique général dans lequel ils se produisent. En effet, lors de l'exhumation, les chaînes sont, soit soumises à la compression qui se poursuit, soit stables, soit au contraire soumises à une extension généralisée. Nous examinons les deux possibilités extrêmes (*fig. 15.25*).

15.6.1 L'exhumation en contexte compressif : Alpes, Himalaya et Taiwan

Ce cas concerne les Alpes occidentales, où l'on sait que la compression et le raccourcissement ont été continus depuis au moins le Crétacé supérieur. La première partie de l'exhumation (entre 100 km et 30-40 km) est rapide (1 à 3 cm/an). Elle se fait dans un chenal de subduction de faible viscosité, le moteur de l'exhumation étant la flottabilité positive des roches. Durant cette première phase, il y a peu d'érosion et pas de création de reliefs (l'exhumation peut se faire sous le niveau de la mer). Dans un deuxième temps, l'exhumation depuis la base de la croûte jusqu'à la surface est lente (quelques mm/an), sous le contrôle d'un réajustement isostatique rapide. Cette phase d'exhumation s'accompagne en général de la création de reliefs. L'intervention d'une érosion active est nécessaire, le tout pouvant se dérouler alors que la convergence se poursuit.



Voir encart 15.7

Un premier modèle d'exhumation proposé par A. Chemanda et ses collaborateurs dans les années 1990 a été très largement utilisé. Il fait peu appel à l'érosion et, pour cette raison, il a été plusieurs fois révisé. Il fait remonter des unités internes le long du chenal de subduction en raison de leur **flottabilité** par rapport au manteau dans lequel elles ont été **entraînées de force** par la subduction continentale. Comme ces unités remontent plus rapidement que leurs voisines, le bloc en cours d'exhumation est limité en arrière par des failles dont la cinématique est de type normal. Une telle faille est la FNH dans l'Himalaya (voir § 15.4.1 et *fig. 15.13*), d'autres failles normales peuvent apparaître dans les chaînes de collision en compression, elles sont nécessairement liées à l'exhumation et jouent comme le feraient les bordures d'un dôme en surrection. Ce sont par exemple la faille séparant les unités éclogitiques du Viso et les unités schistes bleus du Queyras dans les Alpes occidentales et la faille séparant les unités de HP de la nappe des Péridotites en Nouvelle-Calédonie.

Dans les chaînes plus anciennes, par exemple hercyniennes, le rééquilibrage thermique a été plus abouti que dans les chaînes alpines occidentales du fait de l'arrêt de la convergence. La partie profonde des grandes nappes continentales est portée à haute température après son épaissement (cette impression est accentuée par l'érosion qui fait apparaître les racines des nappes). On trouvera donc dans ces chaînes un métamorphisme de basse pression et haute température et de la fusion crustale granitique. Dans les Alpes, les conditions de température et de pression moyennes ne sont réunies que dans un secteur restreint de la chaîne, dans les Alpes suisses (secteur Simplon-Tessinois) avec le seul granite orogénique alpin tertiaire de Bergell.



Voir chap. 19

La quantification des mouvements verticaux permet de contraindre les vitesses de surrection des reliefs, de proposer des bilans érosion-sédimentation et de tenter de comprendre les couplages entre tectonique, érosion et climat. C'est le domaine des techniques de thermochronologie basses températures avec les thermochronomètres tels l'Ar/Ar sur feldspaths, les traces de fission sur apatites et zircons et la géochimie de l'U-Th/He, enregistrant des températures entre 200 °C et la température de surface (voir les méthodes dans le chapitre 5). Grâce à ces thermochronomètres, on peut également contraindre l'enfouissement et la dénudation de sédiments dans les prismes d'accrétion et les bassins sédimentaires.

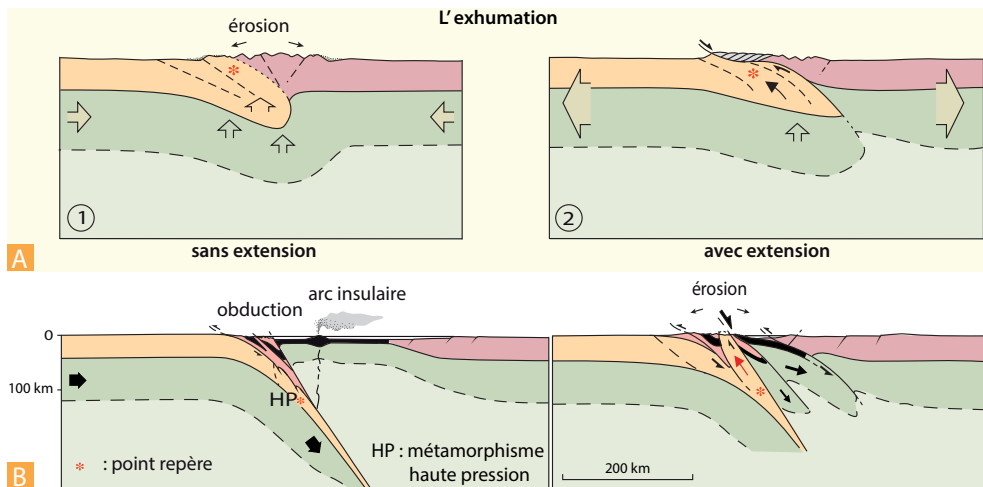


Figure 15.25 L'exhumation des unités enfouies dans les chaînes de montagne.

A. Les deux grands types d'exhumation : 1, en convergence continue, l'érosion joue un rôle prépondérant ; 2, en régime d'extension.

B. Exhumation en contexte de convergence continue faisant intervenir l'extrusion des unités profondes qui remontent le long du plan de suture. Le mouvement relatif à l'arrière du bloc extrudé est à cinématique normale (mouvement extensif apparent) en raison de la vitesse plus élevée de ce bloc par rapport aux unités avoisinantes (voir la figure 12.22 pour des compléments sur ce processus dans un contexte de chenal de subduction avec manteau serpentinsé).

Encart 15.8 – Comment exhumer les unités profondes en contexte compressif ? Le rôle majeur de l'érosion

Les données récentes sur les vitesses d'érosion dans les grandes chaînes de montagne montrent que l'incision et le déblaiement par les rivières, les glissements de terrain et l'érosion glaciaire sont capables de décaper les montagnes à des taux variant entre 1 et 10 km par Ma. Les valeurs les plus élevées étant atteintes à Taiwan où la marge asiatique s'enfonce sous la partie nord de l'arc de Luzon. Dans un contexte tectonique compressif actif, l'érosion combinée à la surrection permet donc l'exhumation des parties profondes des chaînes de montagne à des taux rapides, de l'ordre de plusieurs cm/an (soit plusieurs km par Ma). Les études récentes sur le terrain ou à partir de modèles analogiques et numériques montrent qu'il existe des interactions complexes entre la tectonique et l'érosion. Une chaîne de collision est vue comme un prisme orogénique fait de chevauchements successifs dont la stabilité, la géométrie, la cinématique dépendent de nombreux paramètres tels que la vitesse de convergence, la cohésion des matériaux, la friction à la base des différentes unités. L'érosion, en intervenant sur la topographie et donc sur la géométrie de surface du prisme, peut modifier de façon profonde la dynamique interne de ce dernier. En retour, dans une chaîne, la présence d'une zone où se concentrent les chevauchements peut correspondre à une région à surrection rapide, susceptible d'être décapée plus efficacement par l'érosion. L'exhumation se concentre ainsi dans une zone du prisme où l'activité des chevauchements est maximale. Cette remontée se fait en l'absence d'extension.

15.6.2 L'extension postorogénique : le Basin and Range

Dans les années 1980-1990, les découvertes faites dans le Basin and Range, ont montré que l'extension le long de failles peu pentées peut conduire à l'exhumation de la partie interne métamorphique des chaînes de montagne. On a donc considéré que les processus tectoniques extensifs jouaient un rôle important dans l'évolution des orogènes, et l'on a cherché dans beaucoup de chaînes de montagne les marqueurs structuraux de l'extension, tels que de grandes failles normales ductiles. Elles n'y sont pas partout présentes, loin de là, comme vu ci-dessus !

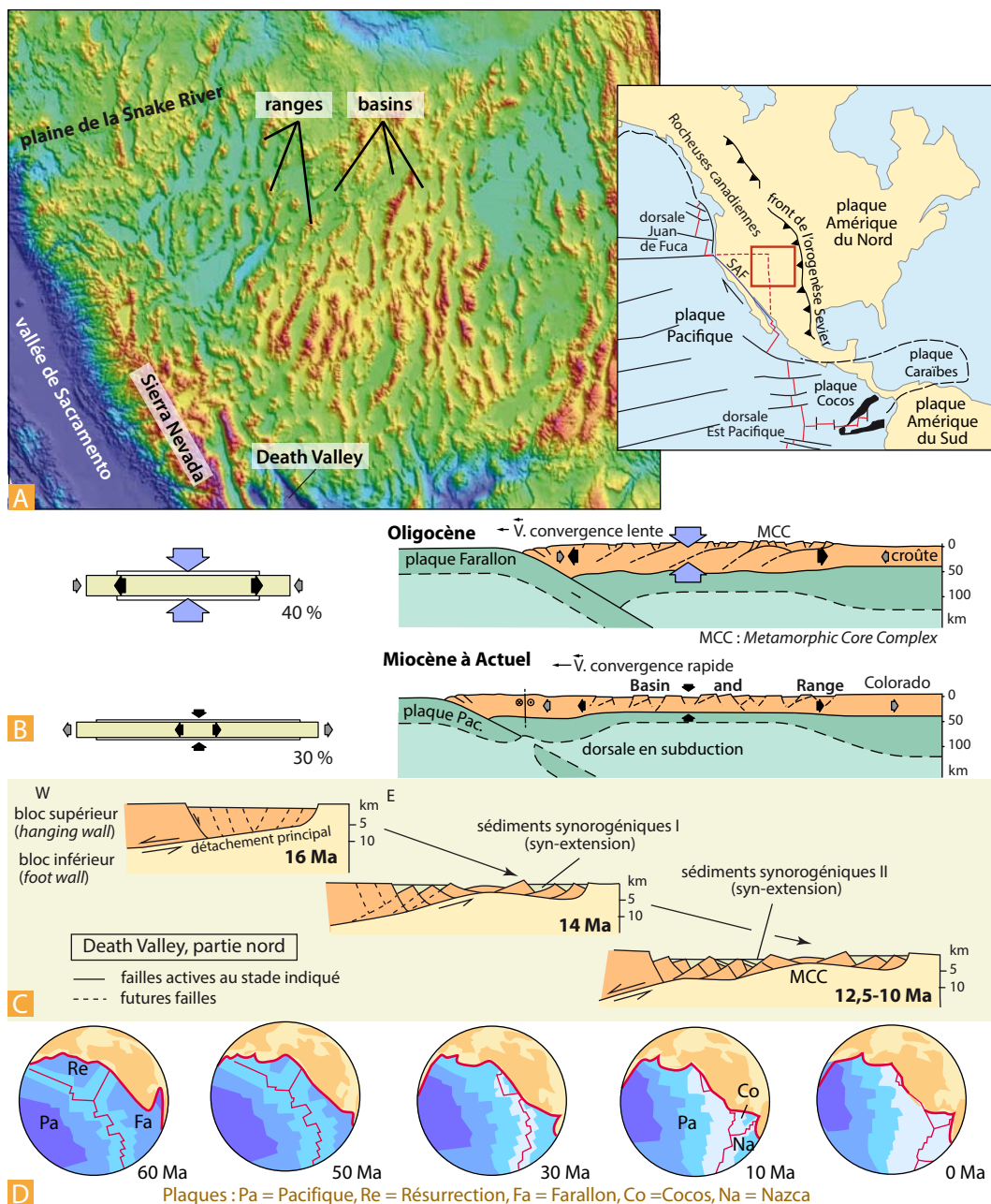


Figure 15.26 La province du Basin and Range : convergence et extension postorogénique.

A. Modèle numérique de terrain (GETOPO20) de la province du Basin and Range et carte simplifiée de l'Ouest des États-Unis (en rouge : altitude supérieure à 2 000 mètres, en bleu foncé, altitude inférieure à 1 000 mètres). (Source : <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/gtopo30.html>). Les successions de bassins et de fossés remplis de sédiments résultent de l'extension tectonique, mais certains reliefs sont dus à du volcanisme. Les basaltes de la plaine de la Snake River sont la trace du point chaud de Yellowstone (voir également la fig. 7.9 pour la localisation de la province du Basin and Range). Le tireté rouge indique la position supposée de l'ancienne dorsale Est-Pacifique passée en subduction sous la plaque Amérique du Nord depuis environ 30 millions d'années (SAF = Faille de San Andreas).

B. Deux stades de l'évolution de la chaîne de la Cordillère Ouest-Américaine. À l'Oligocène, la chaîne subit l'extension postorogénique liée à l'épaississement crustal et à l'affaiblissement thermique de la racine. Au Miocène, l'ancienne dorsale Farallon-Pacifique passe sous le continent. Cela contribue à

entretenir l'anomalie thermique et à diminuer l'épaisseur lithosphérique, ce qui favorise l'extension crustale sus-jacente.

C. Évolution de la déformation et chronologie du fonctionnement des failles normales dans un système de bassins en extension et origine des MCC (*Metamorphic Core Complex*). Exemple des structures observables au nord de la Death Valley (*modifié d'après un schéma original de B. Wernicke, 1990*).

D. Schémas paléogéographiques montrant l'évolution des limites de plaques dans l'Ouest américain et la fragmentation de la plaque Farallon en réponse à la subduction de la dorsale Pacifique-Farallon au cours des 30 derniers Ma.

La province du Basin and Range s'étend sur plusieurs États de l'Ouest des États-Unis. Elle doit son nom au fait qu'elle est composée d'une succession de chaînons montagneux orientés nord-sud, les « ranges », séparés par des bassins où s'accumulent des sédiments tertiaires et quaternaires continentaux (*fig. 15.26*). Les ranges sont séparés des bassins par des failles normales assez raides, connues et bien décrites depuis les années 1870. Dans les années 1980, sous l'impulsion de Bryan Wernicke, on a montré que la structure interne des ranges se caractérise également par la présence de failles extensives beaucoup moins pentées, localement horizontales, baptisées détachements (*detachment fault*). Ces failles à faible pendage présentent une caractéristique essentielle : elles mettent en relation des roches de la croûte moyenne déformées ductilement avec des roches de la croûte supérieure à déformation cassante. À la faveur de ces failles, des unités profondes sont donc remontées vers la surface, formant des noyaux de roches métamorphiques exhumées en raison de l'extension, baptisés les MCC (*Metamorphic Core Complex*) (*fig. 15.26*). L'association entre les failles normales pentées et peu pentées a permis une extension totale de la croûte variant entre 50 et 200 %. Ces failles plates permettent d'accommoder jusqu'à 250 km d'étirement.

Depuis les années 1980, le concept de MCC (*Metamorphic Core Complex*) a été testé avec succès dans d'autres régions continentales soumises à l'extension, notamment la Grèce et la mer Égée (voir ci-après) ou sur des cas de chaînes anciennes, comme en Montagne Noire et dans le Massif Central (voir *fig. 15.32* et chapitre 19).

La tectonique s'est accompagnée d'un important volcanisme traduisant une convection mantelique active. L'extension dans la province du Basin and Range a été active essentiellement durant le Miocène, entre 20 et 10 Ma. Aujourd'hui, les mouvements sont très réduits et concentrés sur quelques failles le long de la Sierra Nevada. La phase d'extension principale du Miocène s'est produite après une période de raccourcissement durant les orogénèses Sevier et laramienne (au Crétacé supérieur et Paléogène) et au cours de laquelle la croûte continentale a été fortement épaissie. L'extension du Miocène intervient donc à la suite d'un épaississement crustal et elle remet la croûte à son épaisseur initiale. La croûte n'est donc pas amincie en dessous de 30 km sous le Basin and Range.

L'extension du Basin and Range résulte vraisemblablement de la conjonction de plusieurs facteurs indépendants, rassemblés dans cette région à une période bien particulière de l'histoire du globe.

1. La force première responsable de l'extension postorogénique est bien évidemment la gravité. Le poids de la chaîne épaissie s'applique sur la racine crustale dont la température est élevée en raison de son enfoncement dans le manteau. La croûte très ductile s'étale et la chaîne s'amincit par extension tectonique. C'est le processus classique de **l'étalement gravitaire** possible uniquement si les bords sont libres.

2. Un second facteur important rend possible un tel étalement, il s'agit de la configuration des limites de plaques. L'étalement ne peut intervenir que si les contraintes aux limites le permettent. Dans le cas présent, la bordure ouest de la plaque Amérique du Nord est une zone de subduction depuis au moins le début du Mésozoïque. Cela a permis l'étalement de la partie ouest de la plaque. De plus, depuis 30 Ma, en raison de la subduction de la dorsale séparant les plaques Pacifique et Farallon (futurs plaques Cocos et Juan de Fuca), le manteau situé sous la plaque Amérique du Nord est anormalement chaud et ductile, et le slab est absent ou extrêmement mince. Il s'agit d'un cas d'ouverture

de fenêtre asthénosphérique ou de fenêtre de slab (*slab window*). Cette rhéologie particulière favorise à son tour la distribution de l'extension sur une vaste surface et l'étalement de la croûte continentale située au-dessus du manteau chaud.

3. Enfin, un dernier facteur favorisant l'extension a une cause plus profonde. La région de l'Ouest américain est marquée par la présence de panaches mantelliques dont la remontée a pu induire du rifting actif. La manifestation la plus importante de panache se trouve dans les épais dépôts volcaniques (de type traps) de la Columbia River, mis en place entre 15 et 17 Ma, faisant de cette région une LIP (*Large Igneous Province*). Le point chaud actuel, peut-être une ramification du point chaud de la Columbia River, se situe au niveau de Yellowstone à la limite entre Montana et Wyoming. Les traces de la migration de ce point chaud sont visibles dans les abondants dépôts volcaniques de la plaine de la Snake River âgés de 0,6 à 16 Ma (fig. 15.26). L'impact des panaches sous la lithosphère est facilité par l'ouverture d'une fenêtre asthénosphérique. Le manteau chaud induit un réchauffement de la lithosphère continentale dont la résistance diminue et qui devient de ce fait plus déformable.

15.6.3 Extension, retrait du slab et exhumation en contexte d'arrière-arc : le domaine méditerranéen



Voir fig. 6.25

La Méditerranée est formée de deux bassins à fonds océaniques très différents. À l'est, la Méditerranée orientale est le dernier témoin de l'ancien océan, la Néo-Téthys, qui séparait au Crétacé l'Afrique de l'Eurasie. Cet océan disparaît aujourd'hui par subduction dans la fosse ionienne sous la Calabre et sous la « ride méditerranéenne », un vaste prisme d'accrétion sédimentaire s'étendant du sud de la Crête au sud-ouest de Chypre. La Méditerranée occidentale est au contraire caractérisée par des bassins océaniques jeunes, la mer Tyrrhénienne et le bassin algéro-provençal, formés par une extension générale qui débute au Miocène, vers 25 millions d'années, au sein même de la vaste zone de convergence Afrique-Eurasie. Ces bassins sont directement apparus en réponse à la subduction de la lithosphère de l'Afrique sous l'Eurasie alpine : il s'agit donc bien de bassins d'arrière-arc.

L'obduction des nappes ophiolitiques au Jurassique dans la chaîne dinaro-hellénique montre que la suture d'un océan d'âge triasique s'est faite au sud de la plaque Eurasie. Un autre océan, plus récent, l'océan du Pinde, ouvert au Crétacé, se ferme à l'Éocène. Il en résulte un empilement de nappes et la subduction d'unités océaniques et continentales. L'océan du Pinde n'est conservé que dans les unités schistes bleus des Cyclades. Suite à la subduction de l'océan du Pinde, la lithosphère de l'Afrique a continué à s'enfoncer sous le domaine égéen et une extension généralisée a affecté l'ensemble du domaine en arrière de l'arc. L'extension est également liée à l'extrusion du bloc de l'Anatolie (Turquie) qui est chassé vers l'ouest par la remontée de l'Arabie et glisse le long de la faille nord-anatolienne. Cette extension régionale distribuée permet la remontée d'unités profondes grâce au développement de plusieurs dômes extensifs de type MCC (*Metamorphic Core Complex*). Dans le modèle proposé sur la figure 15.27, on envisage que l'enfoncement de blocs de lithosphère continentale de taille limitée (< 500 km), qui sont venus à la rencontre de la plaque Eurasie, conduise à la délamination de la croûte subduite et déclenche le retrait de la subduction et la courbure arrière du slab (*rollback*) qui, en retour, ouvre en surface un espace permettant l'exhumation des unités de croûte métamorphique. Ce processus s'applique à l'ensemble de la Méditerranée (Égée, Appenin, Cordillères bétiques, Alboran).



Voir fig. 6.5 et 6.25

La mer Égée est donc encore au stade de l'étirement continental. Elle n'a pas évolué vers l'océanisation comme en Méditerranée occidentale dont elle donne une bonne image de son aspect il y a 15 millions d'années. Il est cependant peu probable qu'elle évolue vers un stade de bassin océanique car l'espace de Néo-Téthys restant à subduire sous la ride méditerranéenne est maintenant réduit. Après avoir subi une extension considérable, la mer Égée sera donc engagée dans la zone de collision est-méditerranéenne à la faveur de laquelle la marge nord de l'Afrique vient emboutir progressivement la bordure sud de l'Eurasie, au pied de la Crête.

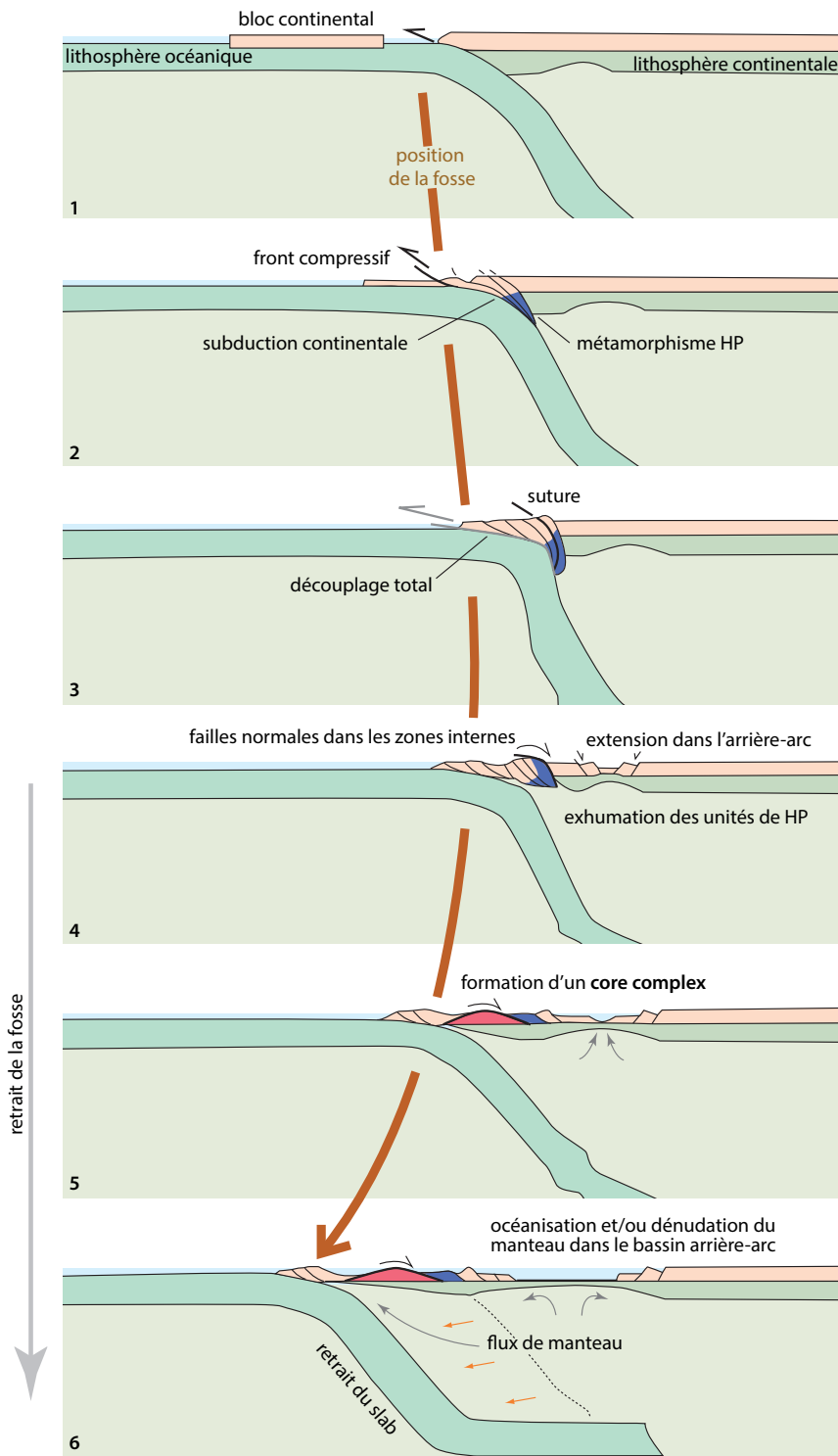


Figure 15.27 Un modèle d'exhumation d'unités de HP-BT par extension dans le cadre d'une subduction.

Ce modèle a été élaboré à partir des données accumulées dans le domaine égéen (commentaires dans le texte) (modifié d'après Brun et Faccenna, 2007).

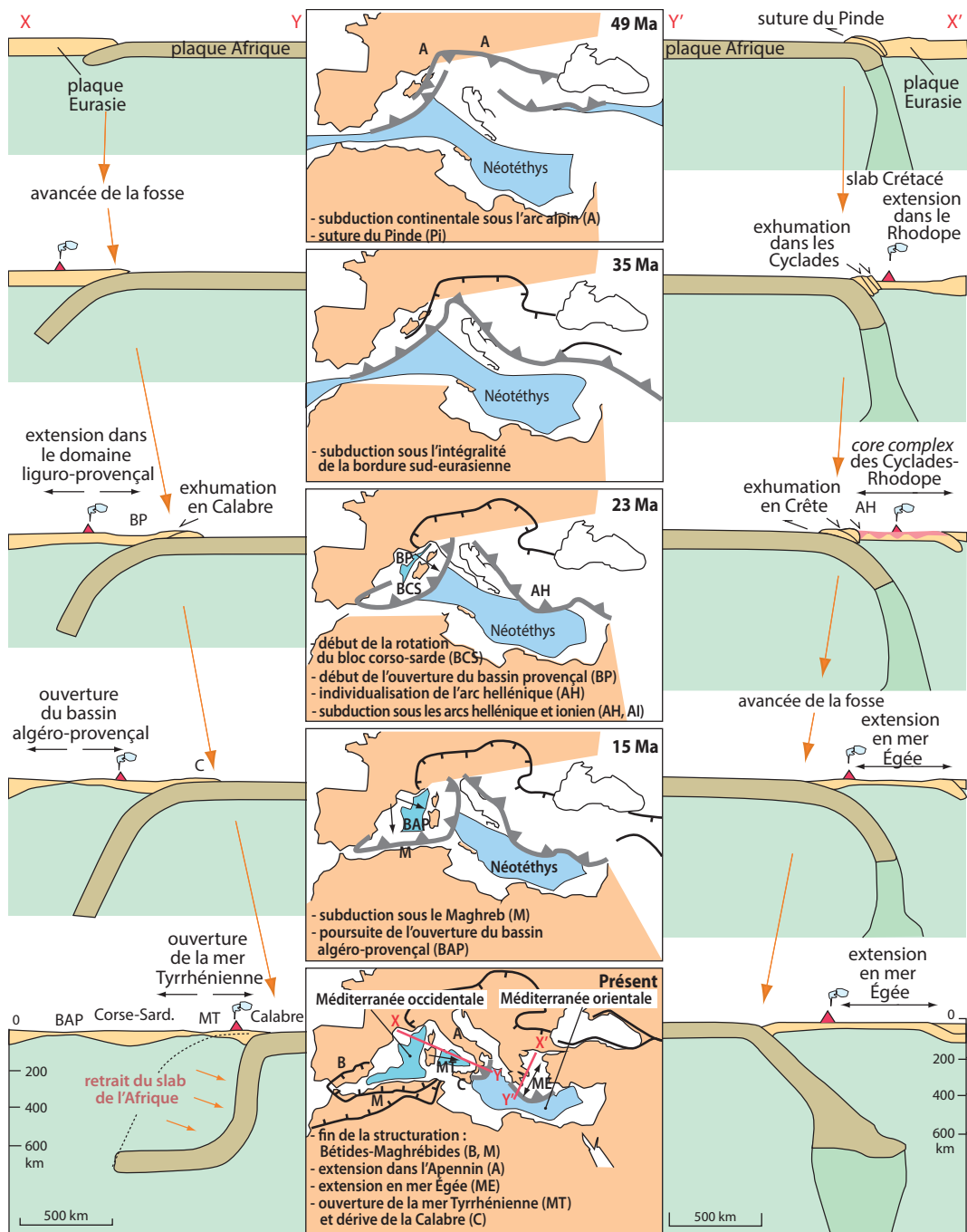


Figure 15.28 L'évolution du domaine méditerranéen : l'ouverture des bassins arrière-arcs et l'extension postorogénique (compilation d'après Jolivet, Brun et Faccenna).

La colonne centrale présente l'évolution depuis 49 Ma. Les colonnes à droite et à gauche présentent les coupes correspondantes, respectivement en mer Egée et dans la Méditerranée occidentale. Les bassins océaniques de la Méditerranée occidentale comme le domaine hyper-étiré égéen sont situés au-dessus de panneaux de la plaque plongeante subissant un retrait rapide (*slab roll-back*). Ce retrait induit une convection accrue dans le coin de manteau situé au-dessus du slab. En conséquence, la plaque supérieure est soumise à une forte extension allant en Méditerranée occidentale jusqu'à la dénudation du manteau et à l'océanisation.

Les bassins de la Méditerranée occidentale sont le siège d'une extension intense avec des transports et des rotations de blocs continentaux sur des distances considérables en des temps relativement courts. Le bassin algéro-provençal s'est ouvert grâce à la rotation du bloc corso-sarde à partir de 25 Ma, puis la mer Tyrrhénienne s'est ouverte à partir de 5 Ma repoussant le bloc des Péloritains (Calabre) vers l'est contre la Sicile. Des blocs continentaux traversent ainsi la région méditerranéenne depuis 25 Ma. On a pu reconstituer la position des blocs formant le substratum de la Kabylie et de l'ensemble Corse-Sardaigne avant l'ouverture du bassin algéro-provençal : ils étaient accolés respectivement aux Baléares et à la Provence. De même, la Calabre est venue s'accoler récemment à la partie sud de l'Apulie en raison de l'ouverture de la mer Tyrrhénienne (notion de bloc ALKaPeCa : Alboran, Kabylies, Péloritains, Calabre).

15.7 TECTONIQUE DE L'EUROPE PRÉALPINE

Les cartes des figures 15.29 et 15.30 montrent la position des grandes sutures géologiques au sein de l'Europe. La chaîne alpine est clairement limitée à la partie sud de l'Europe alors qu'au nord des Alpes et des Pyrénées se trouvent les domaines des orogénèses varisque et calédonienne avec les sutures de deux océans majeurs : Iapétus et Rhéique.

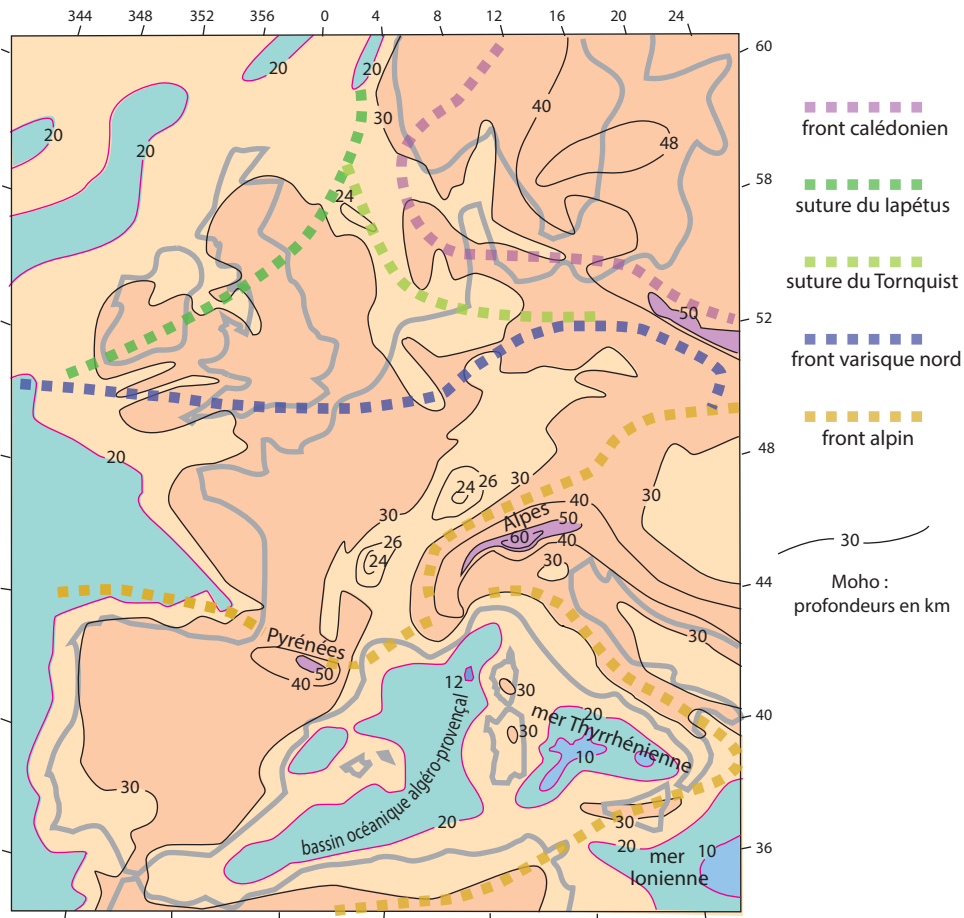
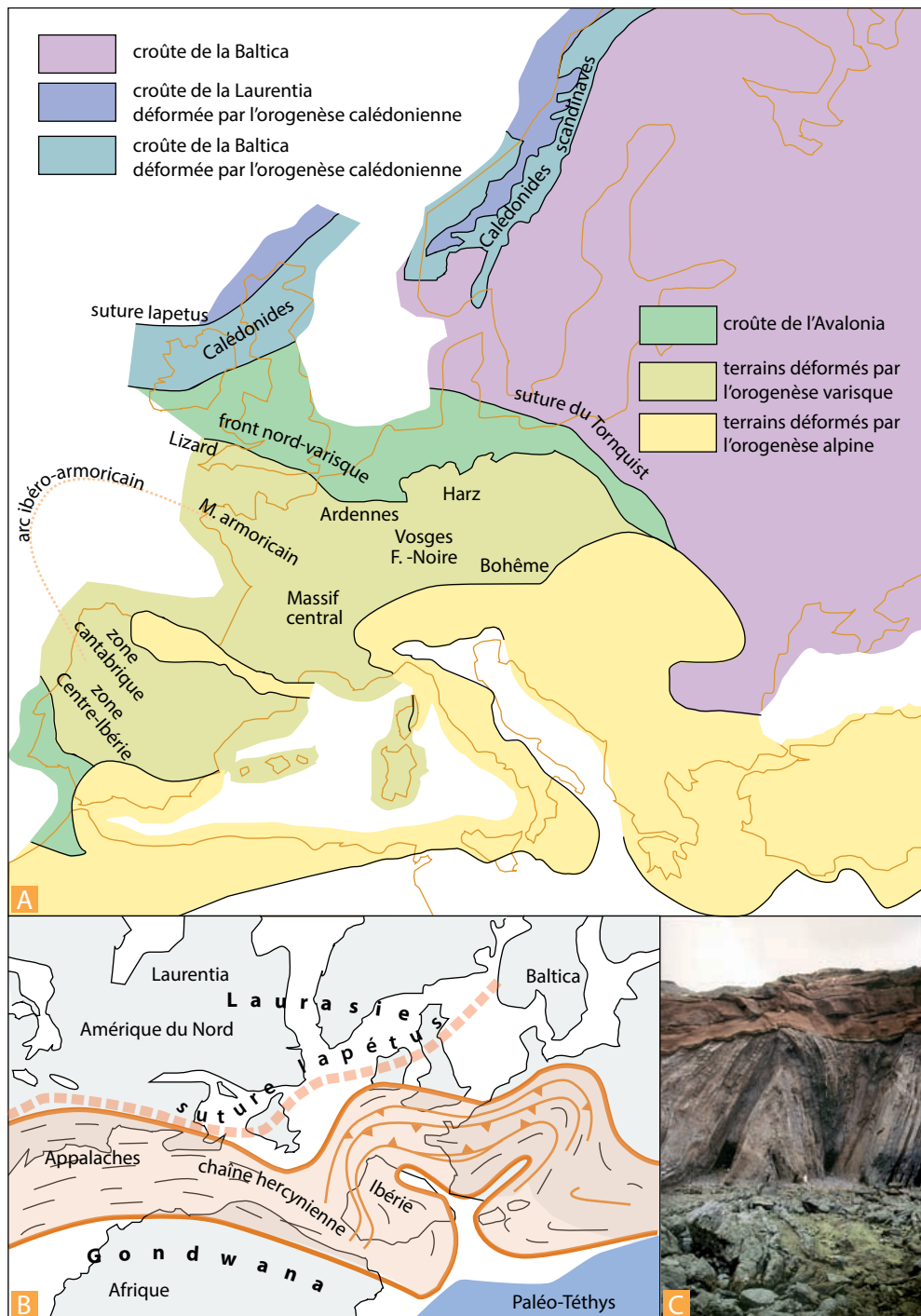
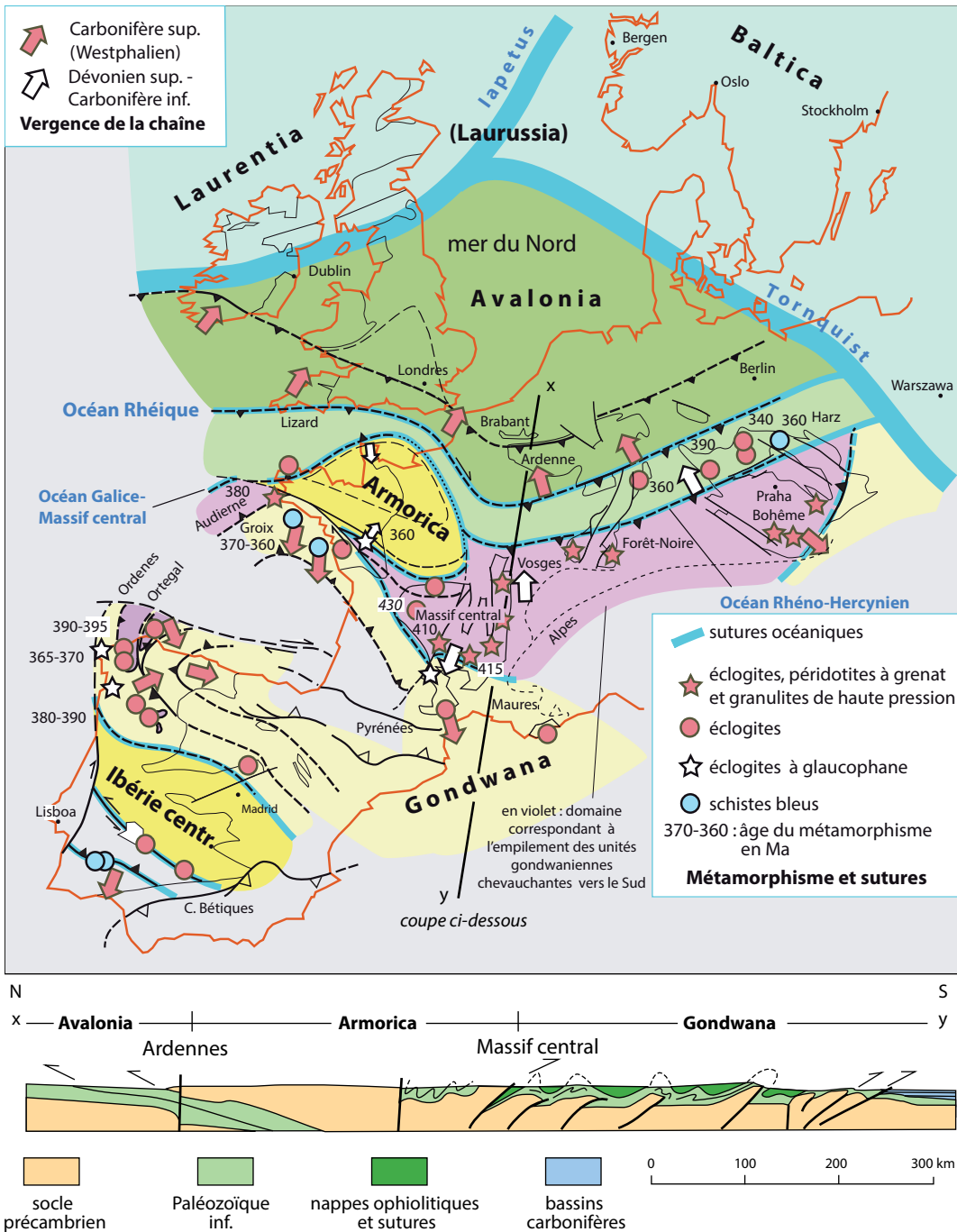


Figure 15.29 Carte de la profondeur du Moho sous l'Europe.

(Simplifiée d'après Ziegler et Dèzes, 2002, projet EUCOR-URGENT, <http://comp1.unibas.ch>)

On a replacé les principales sutures et fronts orogéniques de l'Europe.







Voir fig. 8.13

En Europe du Nord, la chaîne calédonienne (de Caledonia : l'Écosse) résulte de la suture au cours de l'Ordovicien et du Silurien de blocs continentaux : la Laurentia, la Baltica et l'Avalonia par fermeture d'un océan cambrien, le Iapétus. Les domaines structurés par l'orogénèse calédonienne forment une chaîne allongée prenant en écharpe l'Irlande, le pays de Galles, l'Écosse et le Nord de la Scandinavie. La chaîne se poursuit dans l'Est des États-Unis (chaîne acadienne) et au Groenland (*fig. 15.29*). Une branche orientale forme les calédonides polonaises et nord-germaniques avec la suture du Tornquist qui délimite au nord une partie du craton européen à croûte épaisse, comme le montre la carte de la profondeur du Moho (*fig. 15.30*). Au sud de ces domaines déformés, le bloc Avalonia est resté relativement stable.

La chaîne varisque qui fait suite dans le temps à la chaîne calédonienne s'est développée plus au sud de l'Europe par fermeture de deux zones océaniques principales : l'océan Rhéique et l'une de ses dépendances, l'océan Galice-Massif central. Elle se caractérise par son allure sinueuse et sa grande largeur (plus de 800 km) avec deux courbures principales : l'arc ibéro-armoricain entre le Massif armoricain et le nord-ouest de la péninsule Ibérique et l'arc de Bohême au niveau de la Pologne. Elle se poursuit dans les Appalaches. Elle est issue de l'affrontement de deux grands continents, le Gondwana au sud et le continent euro-américain (Laurentia + Baltica) et de la collision de nombreuses plaques intermédiaires plus réduites (Avalonia, Armorica) (*figs. 15.31 et 15.33*). La collision débute au Dévonien et la tectonique s'achève à la fin du Carbonifère, soit une longue période orogénique s'étendant entre 420 et 290 Ma. Le substratum varisque est visible depuis le Sud du Portugal jusqu'en Pologne. Il affleure dans de grands massifs stables (Péninsule Ibérique, Massif armoricain, Massif central, Ardennes, Vosges, Forêt-Noire, Harz, Massif de Bohême) mais il est également impliqué comme socle anté-mésozoïque dans toutes les chaînes alpines d'Europe (Chaîne bétique, Pyrénées, Alpes, Carpathes).

L'orogénèse varisque s'accompagne de déformation et de métamorphisme qui ont culminé entre 380 et 300 Ma, créant sans doute des reliefs importants identiques à ceux des Alpes ou de l'Himalaya. Ces reliefs ont été érodés à la fin du Carbonifère et aplanis avant le Permo-Trias qui recouvre en discordance angulaire les couches varisques plissées (*fig. 15.29*). Le Moho est alors remonté à son épaisseur d'origine probable, soit 30 km, et la croûte européenne a gardé depuis cette épaisseur dans les régions stables.

La chaîne varisque a une allure en éventail avec un double déversement. Les chevauchements sont de sens opposés sur les deux bords de la chaîne (vers le nord dans les Ardennes, vers le Sud dans la Montagne noire, *fig. 15.31 et 15.32*). Elle présente de nombreux éléments spécifiques qui en font une chaîne de type subduction-collision continentale : (i) grands chevauchements ; (ii) l'obduction de terrains océaniques sur le continent ; (iii) un métamorphisme de HP initial suivi par un stade final de plus basse P et haute T. On note également la migration dans le temps et dans l'espace des événements tectonométamorphiques depuis les zones internes les plus métamorphiques (420-380 Ma) vers les bassins externes carbonifères non métamorphiques (300-290 Ma).

Un caractère essentiel de la chaîne varisque est l'abondance de granites variés, pratiquement tous issus de la fusion crustale. Dans un premier temps, on observe la fusion en présence d'eau de la partie moyenne de la croûte lors de l'épaississement crustal (350-310 Ma), puis des granites et granodiorites plus tardifs se mettent en place. Ils sont issus de la fusion sèche de la croûte profonde plus basique formée lors de l'extension conduisant à l'amincissement crustal postorogénique. Ce magmatisme granitique crustal s'accompagne d'une intense « activité métallifère », créant de nombreux gisements métalliques (étain, plomb, zinc, or et uranium).

Il faut donc retenir que la chaîne varisque est une chaîne « chaude » à la différence des Alpes, et de la chaîne calédonienne où la fusion crustale et la production granitique ont été minimales.

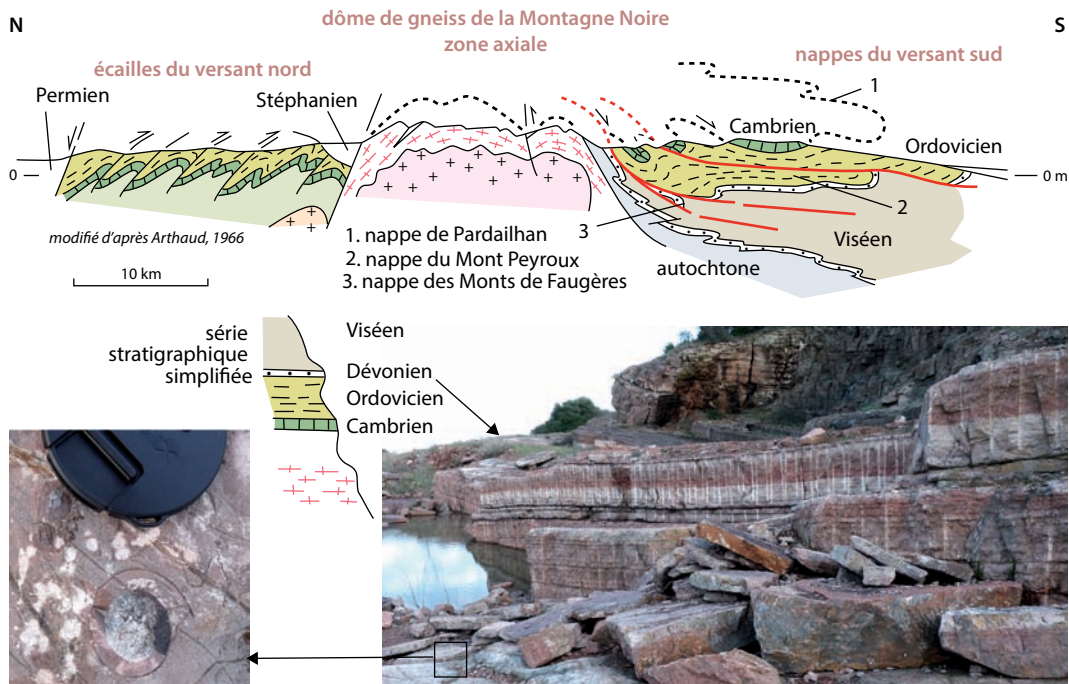


Figure 15.32 La Montagne Noire.

En haut, coupe très simplifiée montrant que le versant sud est formé par l'empilement de trois nappes dont seul le flanc inverse est conservé. Le flanc nord comprend des écaillles de Paléozoïque également à vergence sud. Après le passage des nappes, le dôme de gneiss de la zone axiale s'est soulevé, ce qui a conduit au fonctionnement d'une grande faille normale sur son flanc nord contrôlant l'effondrement de bassins stéphanien. La série stratigraphique simplifiée est celle des nappes du flanc sud. La carrière photographiée est ouverte dans les calcaires griottes à goniatites, en série inverse, du pic de Vissous. Photos : Y. Lagabrielle.

15.8 CONCLUSION

Nous venons de le voir, la tectonique des plaques fixe un cadre conceptuel fructueux pour l'étude des bassins sédimentaires et des chaînes de montagnes. Cependant, ce concept est-il utilisable durant l'histoire ancienne de la Terre ? Il semble acquis que les chaînes paléozoïques, formées entre – 600 et – 200 Ma, (*panafricaine, calédonienne et hercynienne*) soient explicables dans ce cadre. Les traits majeurs des chaînes récentes semblent y être présents (ophiolites, ceintures de métamorphisme haute pression/basse température, magmatisme de zones de subduction, grands chevauchements crustaux). Pour les chaînes comprises entre – 600 et – 2 000 Ma, la question reste ouverte (la chaîne *cadomienne* commence à être comprise). Pour les chaînes archéennes (antérieures à – 2 600 Ma), le régime thermique de la Terre était plus chaud, le magmatisme devait être plus intense et l'on pense que les cellules de convection étaient plus nombreuses, aboutissant à un système de nombreuses petites plaques dont la géométrie et le fonctionnement demeurent obscurs. Il n'est pas établi dans ces conditions que de grands chevauchements aient pu s'initier dans cette lithosphère peu résistante. On consultera à ce sujet le chapitre 17 et la figure 17.40.

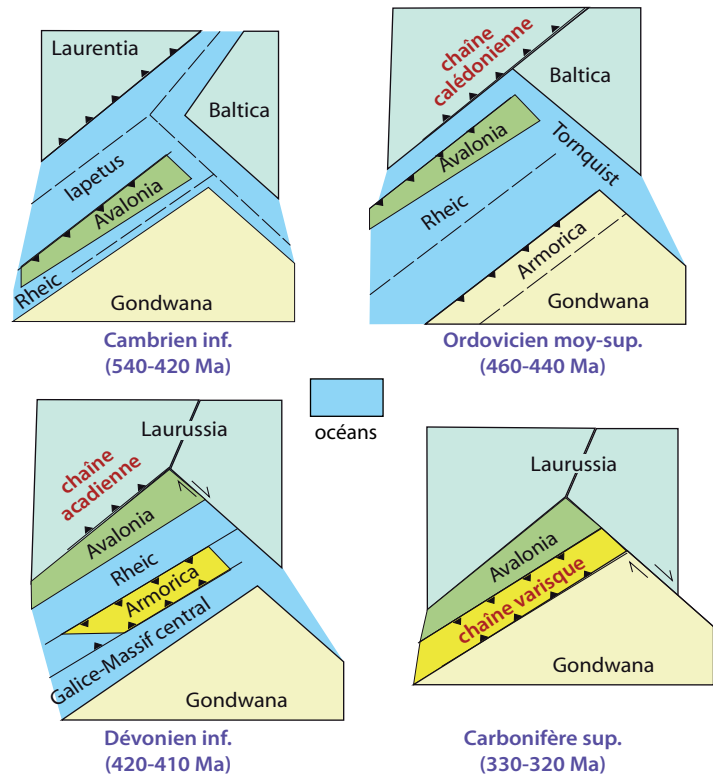


Figure 15.33 De la chaîne calédonienne à la chaîne varisque en Europe.

Ces schémas montrent de façon simplifiée la disposition des continents et des océans, l'évolution des sutures et la géométrie des chaînes au cours d'une longue période couvrant l'ensemble du Paléozoïque en Europe (d'après M. Ballevre, 2013).

À retenir

- Les mouvements relatifs aux limites des plaques (convergence, divergence, coulissage) induisent des déformations de la lithosphère dont l'amplitude dépend de la rhéologie du système et dans lesquelles l'héritage structural est prépondérant.
- En contexte de divergence, lorsque la limite de plaque est naissante, la lithosphère subit un étirement qui conduit à l'amincissement crustal et à la remontée du Moho et de l'asthénosphère (rifting). On distingue une succession de stades : bombement (*doming*) accompagné d'épanchements volcaniques, effondrement en graben ou rift (stade de rift continental) ; stade de marge continentale passive naissante avec production de magmas tholéitiques (future croûte océanique).
- Les rifts peuvent être larges ou étroits selon le caractère localisé ou distribué de l'extension. Les rifts larges sont associés à un fort amincissement crustal et à l'extension postorogénique (Basin and Range).
- On distingue le rifting actif où l'extension lithosphérique résulte de la remontée et de l'impact d'un panache mantellique sur la lithosphère et le rifting passif où la remontée de l'asthénosphère est une conséquence indirecte de l'étirement de la lithosphère.
- En contexte de convergence, on distingue les chaînes de subduction, d'obduction et de collision.
- Les chaînes de subduction (Andes) résultent de déformations compressives de courte durée relative et caractérisées par un magmatisme orogénique. La subduction peut ne pas entraîner la création de reliefs.

- ▶ L'obduction survient lorsque la subduction se bloque (entraînement d'un continent sous un arc insulaire ou clivage à partir d'une ride médio-océanique), la croûte et le manteau océaniques tendent alors à chevaucher le continent. L'obduction apparaît comme un phénomène rapide au cours duquel la croûte continentale enfouie n'a pas le temps de se rééquilibrer thermiquement (absence de magmatisme et de métamorphisme haute température).
- ▶ La collision de deux continents est le terme ultime de l'évolution d'un système convergent ; elle est toujours précédée soit par une subduction, soit par une obduction. Les terrains déformés dans les chaînes de collision sont des dépôts sédimentaires océaniques associés à des lambeaux de croûte et manteau océaniques (ophiolites), des lambeaux de croûte continentale enfouis en profondeur puis exhumés et des dépôts de marge continentale (plateforme).
- ▶ La chaîne himalayenne est un exemple typique où l'on peut lire la succession subduction-obduction-collision. Elle résulte du clivage de l'Inde qui emboutit l'Eurasie et se trouve au front d'un vaste plateau, le Tibet, surélevé en raison du doublement de l'épaisseur crustale. Ce plateau présente plusieurs sutures ophiolitiques plus anciennes.
- ▶ La chaîne alpine en Europe résulte de la collision de l'Europe et de l'Afrique, et de la fermeture de l'océan liguro-piémontais ouvert au Jurassique moyen-supérieur. Son architecture générale est simple : la marge de l'Europe (du côté externe) est recouverte par des unités océaniques (résultat d'une obduction), elles-mêmes recouvertes par les unités de la marge opposée de l'Afrique. L'évolution peut donc se résumer en une succession de 3 stades : fermeture océanique et obduction durant le Crétacé, collision et début de l'enfoncement de la marge de l'Europe sous l'Afrique au début du Tertiaire, phase de surrection des zones internes et progression des chevauchements vers l'avant de la chaîne depuis le Miocène.
- ▶ Dans toutes les chaînes de collision, on explique l'exhumation des unités profondes par des processus soit syn-extensifs, soit syn-compressifs. Le domaine méditerranéen est particulièrement riche en exemple d'exhumation extensive.
- ▶ La chaîne alpine est limitée à la partie sud de l'Europe. Au nord du front alpin se trouvent les domaines des orogènes varisque et calédonienne avec les sutures de deux océans majeurs : lapétus et Rhéique.
- ▶ Le concept de tectonique des plaques semble pouvoir s'appliquer au moins jusqu'à la chaîne cadomienne. Pour les chaînes archéennes (antérieures à – 2 600 Ma), le régime thermique plus élevé de la Terre rend son application très hypothétique.